BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI

1

STRATYGRAFIA

Pod redakcją naukową
Tadeusza M. Peryta

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI

TOM 1
STRATYGRAFIA

Pod redakcją naukową
Tadeusza M. Peryta

Warszawa 2026

Zespół autorski: Anna Becker[1], Anna Feldman-Olszewska[1], Anna Fijałkowska-Mader[2], Jacek Grabowski[1], Ryszard Habryn[3], Jolanta Iwańczuk[1], Monika Jachowicz-Zdanowska[3], Marek Jasionowski[1], Janusz Jureczka[3], Jacek R. Kasiński[1], Hubert Kiersnowski[1], Aleksander Kowalski[4], Ewa Krzemińska[1], Krzysztof Leszczyński[1], Tomasz Malata[5], Leszek Marks[1], Hanna Matyja[1], Stanisław Z. Mikulski[1], Katarzyna Narkiewicz[1], Marek Narkiewicz[1], Jolanta Pacześna[1], Tadeusz M. Peryt[1], Grzegorz Pieńkowski[1], Izabela Ploch[1], Teresa Podhalańska[1], Barbara Słodkowska[1], Zbigniew Szczepanik[2], Wiesław Trela[2], Paweł Urbański[1], Maria I. Waksmundzka[1], Andrzej Wierzbowski[1], Hubert Wierzbowski[1], Ryszard Zabielski[1], Zbigniew Złonkiewicz[2]

Redakcja: Agnieszka Byliniak[1], Ewelina Leśniak[1], Monika Masiak[1]

Skład i łamanie: Łukasz Borkowski[1], Agnieszka Byliniak, Ewelina Leśniak

Opracowanie graficzne materiałów autorskich: Łukasz Borkowski, Agnieszka Byliniak, Ewelina Leśniak, Katarzyna Skurczyńska-Garwolińska[1], Jacek Śniegowski[1]

Projekt typograficzny i projekt okładki: Monika Cyrklewicz[1]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.
[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce.
[3] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec.
[4] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.
[5] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków.

Akceptował
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
Prof. dr hab. Krzysztof SZAMAŁEK

DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.978-83-68623-86-4

ISBN 978-83-68623-86-4

Copyright © by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2026

Publikacja wykonana na zlecenie Ministerstwa Klimatu i Środowiska w ramach zadania państwowej służby geologicznej (umowa nr 474/2021/Wn-07/FG-GO-DN/D): „Monografia: Budowa geologiczna Polski – Tom I: Stratygrafia, Tom II: Tektonika” i sfinansowana ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Adres redakcji:
Dział Wydawnictw
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Druk i oprawa:
KRM Druk Miller sp.k., ul. Matuszewska 14 C/003, 03-876 Warszawa
Nakład: 316 egz.

SPIS TREŚCI

SŁOWO WSTĘPNE – *T.M. Peryt* 11

ARCHAIK I PROTEROZOIK (BEZ EDIAKARU) – *E. Krzemińska*

Wstęp 15
1. Historyczne *versus* aktualne podziały prekambru 16
1.1. Model ewolucji Ziemi we wczesnym prekambrze 16
1.2. Wczesny prekambr w świetle wyników badań izotopowych 17
1.2.1. Dolna granica prekambru a wiek materiału kosmicznego 17
1.2.2. Granica hadeik/archaik a dane o wieku skorupy ziemskiej 18
1.3. Izotopowe i geochemiczne wskaźniki ewolucji litosfery w prekambrze 20
1.4. Propozycja naturalnego podziału skali czasowej dla prekambru 20
1.5. Aktualny podział skali czasowej dla prekambru 21
2. Zapis wczesnego prekambru w Europie 21
2.1. Fennoskandia 21
2.2. Sarmacja 21
2.3. Wołgo-Uralia 22
3. Prekambr na obszarze Polski 22
3.1. Historyczne lokalizacje archaiku w Polsce 22
3.1.1. Weryfikacja wieku najstarszych skał 22
4. Ogólny zarys paleogeografii prekambru 23
4.1. Archaik: pre-Kolumbia (Nuna) 23
4.2. Paleoproterozoik: superkontynent Kolumbia/Nuna 23
4.3. Mezoproterozoik: rozpad Kolumbii/Nuny 25
4.4. Mezoproterozoik: formowanie się superkontynentu Rodinii 26
4.5. Neoproterozoik: rozpad Rodinii 26
4.6. Neoproterozoik: pierwsze zlodowacenia 27
5. Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski 28
5.1. Eratem neoarchaik 2800–2500 mln lat temu – relikty materiału odziedziczonego 28
5.2. Eratem paleoproterozoik 2500–1600 mln lat temu 28
5.2.1. System/okres riak, 2300–2050 mln lat temu 28
5.2.2. System/okres orosir, 2050–1800 mln lat temu 28
5.2.3. System stater, 1800–1600 mln lat temu 36
5.3. Eratem mezoproterozoik 1600–1000 mln lat temu 38
5.3.1. System kalim, 1600–1400 mln lat temu 38
5.3.2. System ektas, 1400–1200 mln lat temu 45
5.3.3. System sten, 1200–1000 mln lat temu 45
5.4. Neoproterozoik 1000–538 mln lat temu 45
5.4.1. System ton, 1000–720 mln lat temu 46
5.4.2. System kriogen, 720–635 mln lat temu 47
Literatura 48

EDIAKAR – *J. Pacześna*, *R. Habryn*, *M. Jachowicz-Zdanowska*, *E. Krzemińska*
Wstęp – *J. Pacześna* . . . 55
1. Polska część platformy wschodnioeuropejskiej . . . 58
1.1. Ramy tektonodepozycyjne – *J. Pacześna* . . . 58
1.1.1. Basen bałtycki . . . 58
1.1.2. Basen lubelsko-podlaski . . . 59
1.2. Paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 59
1.3. Litologia i litostratygrafia – *J. Pacześna* . . . 59
1.4. Sekwencje depozycyjne w sukcesji ediakarsko-kambryjskiej – *J. Pacześna* . . . 59
1.5. Chemostratygrafia – *J. Pacześna* . . . 59
1.6. Biostratygrafia – *J. Pacześna* . . . 62
1.7. Magmatyzm – *E. Krzemińska* . . . 62
1.8. Historia sedymentacji i paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 70
1.8.1. Basen bałtycki . . . 70
1.8.2. Basen lubelsko-podlaski . . . 70
2. Blok małopolski . . . 74
2.1. Wstęp – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 74
2.2. Biostratygrafia – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 74
2.3. Magmatyzm – *E. Krzemińska* . . . 74
3. Blok górnośląski . . . 77
3.1. Wstęp – *M. Jachowicz-Zdanowska*, *R. Habryn* . . . 77
3.2. Historia tektonodepozycyjna – *E. Krzemińska* . . . 77
3.3. Paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 77
3.4. Litostratygrafia, biostratygrafia i datowania geochronologiczne – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 79
3.5. Magmatyzm – *E. Krzemińska* . . . 79
3.6. Historia sedymentacji – *J. Pacześna* . . . 79
4. Sudety – *E. Krzemińska* . . . 82
Literatura . . . 83

KAMBR – *J. Pacześna*, *R. Habryn*, *M. Jachowicz-Zdanowska*, *Z. Szczepanik*
Wstęp – *J. Pacześna*, *M. Jachowicz-Zdanowska*, *Z. Szczepanik* . . . 87
1. Polska część platformy wschodnioeuropejskiej . . . 91
1.1. Ramy tektonodepozycyjne – *J. Pacześna* . . . 91
1.2. Paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 91
1.3. Litologia i litostratygrafia – *J. Pacześna* . . . 91
1.4. Stratygrafia sekwencji – *J. Pacześna* . . . 99
1.5. Biostratygrafia . . . 99
1.5.1. Terenew – *J. Pacześna* . . . 99
1.5.2. Oddział 2 – *J. Pacześna* . . . 100
1.5.3. Miaoling – *J. Pacześna* . . . 102
1.5.4. Furong – *J. Pacześna* . . . 103
1.5.4.1. Konodonty . . . 103
1.5.5. Ramienionogi – *J. Pacześna* . . . 103
1.5.6. Akritarcha – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 104
1.6. Historia sedymentacji – *J. Pacześna* . . . 107
1.7. Paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 109
2. Blok łysogórski – *Z. Szczepanik* . . . 110
2.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich . . . 110
2.1.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna . . . 110
2.1.2. Litostratygrafia . . . 110
2.2.3. Biostratygrafia . . . 110
2.2. Blok Narol–Biłgoraj . . . 118
2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna . . . 118
2.2.2. Litostratygrafia . . . 119
2.2.3. Biostratygrafia . . . 124
3. Blok małopolski . . . 127
3.1. Region kielecki – kieleckie pasmo fałdowe – *Z. Szczepanik* . . . 127
3.1.1. Wstęp . . . 127
3.1.2. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna . . . 127
3.1.3. Litostratygrafia . . . 127

3.1.4. Biostratygrafia . . . 127
3.1.5. Historia sedymentacji i paleogeografia basenu . . . 131
3.2. Blok małopolski – część SE (rejon Stalowa Wola–Lubaczów) – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 132
4. Blok górnośląski . . . 134
4.1. Ramy tektonodepozycyjne – *M. Jachowicz-Zdanowska*, *R. Habryn* . . . 134
4.2. Paleogeografia – *J. Pacześna* . . . 134
4.3. Litostratygrafia – *M. Jachowicz-Zdanowska*, *J. Pacześna* . . . 134
4.4. Biostratygrafia . . . 137
4.4.1. Trylobity – *J. Pacześna* . . . 137
4.4.2. Akritarchy – *M. Jachowicz-Zdanowska* . . . 138
4.5. Historia sedymentacji i paleogeografia basenu – *J. Pacześna* . . . 140
5. Sudety – *J. Pacześna* . . . 144
5.1. Biostratygrafia . . . 144
5.2. Magmatyzm . . . 144
Literatura . . . 148

ORDOWIK – *W. Trela*, *T. Podhalańska*
Wstęp . . . 157
1. Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej . . . 159
2. Litostratygrafia . . . 159
2.1. Platforma wschodnioeuropejska . . . 159
2.2. Blok pomorski (strefa Koszalin–Chojnice) . . . 166
2.3. Blok łysogórski . . . 166
2.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich . . . 166
2.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol . . . 173
2.4. Blok małopolski . . . 173
2.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich . . . 173
2.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki . . . 179
2.4.3. Niecka Nidziańska i Podkarpacie . . . 179
2.5. Blok górnośląski . . . 182
2.6. Sudety . . . 184
3. Biostratygrafia . . . 184
3.1. Graptolity . . . 184
3.2. Konodonty . . . 189
4. Chemostratygrafia izotopowa . . . 192
5. Magnetostratygrafia . . . 192
6. Sekwencje depozycyjne i ewolucja środowisk sedymentacji . . . 193
7. Magmatyzm . . . 194
7.1. Sudety . . . 194
7.2. Platforma wschodnioeuropejska i Góry Świętokrzyskie . . . 194
Literatura . . . 195

SYLUR – *W. Trela*, *T. Podhalańska*
Wstęp . . . 201
1. Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej . . . 201
2. Podstawy stratygrafii syluru . . . 203
3. Litostratygrafia . . . 203
3.1. Platforma wschodnioeuropejska . . . 203
3.2. Strefa Koszalin–Chojnice . . . 208
3.3. Blok łysogórski . . . 208
3.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich (łysogórska strefa fałdów) . . . 208
3.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol . . . 216
3.3.3. Strefa Warka–Radom–Ciepielów . . . 216
3.4. Blok małopolski . . . 216
3.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów) . . . 216
3.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki, Niecka Nidziańska i Podkarpacie . . . 220
3.5. Sudety . . . 222
4. Biostratygrafia . . . 224
4.1. Biostratygrafia graptolitowa . . . 224
4.1.1. Landower . . . 225
4.1.2. Wenlok . . . 225

4.1.3. Ludlow . . . 226
4.1.4. Przydol . . . 228
5. Chemostratygrafia izotopowa . . . 229
6. Magnetostratygrafia . . . 229
7. Ewolucja środowisk depozycji w sylurze na obszarze Polski . . . 229
8. Magmatyzm . . . 231
Literatura . . . 232

DEWON – *M. Narkiewicz*, *K. Narkiewicz*
Wstęp . . . 237
1. Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej . . . 237
2. Orogen waryscyjski . . . 240
2.1. Basen bardzki . . . 240
2.1.1. Dewon sukcesji Wapnica–Paprotnia . . . 241
2.1.2. Dewon sukcesji Srebrna Góra–Jarota . . . 242
2.1.3. Rejon Barda Śląskiego . . . 242
2.2. Basen bożkowski . . . 243
2.3. Rejon Głuchołazów (Góry Opawskie) . . . 243
2.4. Basen kaczawski . . . 244
2.5. Basen strzeliński . . . 245
2.6. Basen świebodzicki . . . 245
2.7. Blok przedsudecki . . . 245
2.8. Magmatyzm . . . 246
3. Baseny przedpola orogenu . . . 246
3.1. Litostratygrafia . . . 246
3.1.1. Basen górnośląski . . . 246
3.1.2. Basen małopolski . . . 246
3.1.3. Basen łysogórski . . . 250
3.1.4. Basen lubelski . . . 253
3.1.5. Basen pomorski . . . 254
3.1.6. Basen bałtycki . . . 255
3.2. Cykle transgresywno-regresywne . . . 255
3.2.1. Basen górnośląski . . . 255
3.2.2. Basen małopolski . . . 255
3.2.3. Basen łysogórski . . . 257
3.2.4. Basen lubelski . . . 258
3.2.5. Basen pomorski . . . 259
3.3. Biostratygrafia i chronostratygrafia . . . 261
3.3.1. Dewon dolny . . . 261
3.3.2. Pogranicze dewonu dolnego i środkowego . . . 262
3.3.3. Dewon środkowy . . . 262
3.3.4. Dewon górny . . . 265
3.4. Stratygrafia zdarzeniowa . . . 268
3.4.1. Dewon wczesny i środkowy . . . 268
3.4.2. Dewon późny – fran . . . 269
3.4.3. Dewon późny – famen . . . 270
3.5. Wiek magmatyzmu i tefrostratygrafia . . . 271
3.5.1. Skały magmowe . . . 271
3.5.2. Skały piroklastyczne i tefrostratygrafia . . . 271
Literatura . . . 273

KARBON – *M.I. Waksmundzka*, *J. Jureczka*, *A. Kowalski*, *H. Matyja*, *S.Z. Mikulski*
Wstęp – *M.I. Waksmundzka*, *J. Jureczka*, *A. Kowalski*, *H. Matyja* . . . 281
1. Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej –
M.I. Waksmundzka, *A. Kowalski*, *H. Matyja*, *J. Jureczka*, *S.Z. Mikulski* . . . 284
1.1. Basen pomorski . . . 284
1.2. Sudety . . . 285
1.3. Górnośląskie Zagłębie Węglowe . . . 285
1.4. Małopolska, Karpaty zewnętrzne, zapadlisko przedkarpackie, Góry Świętokrzyskie . . . 286
1.5. Basen płocko-lubelski . . . 286

2. Litostratygrafia – *J. Jureczka*, *M.I. Waksmundzka*, *A. Kowalski*, *H. Matyja* 287
2.1. Pomorze Zachodnie 287
2.2. Wielkopolska (podłoże monokliny przedsudeckiej) 287
2.3. Sudety 287
2.4. Region Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (basen morawsko-śląski) 297
2.5. Małopolska (podłoże niecki miechowskiej i Karpat) 304
2.6. Góry Świętokrzyskie 305
2.7. Basen płocko-lubelski 305
3. Stratygrafia sekwencji – *M.I. Waksmundzka*, *J. Jureczka* 308
4. Chemostratygrafia – *J. Jureczka*, *M.I. Waksmundzka* 310
5. Biostratygrafia – *M.I. Waksmundzka*, *A. Kowalski*, *H. Matyja*, *J. Jureczka* 311
5.1. Pomorze Zachodnie 311
5.1.1. Missisip 311
5.1.2. Pensylwan 312
5.2. Wielkopolska (podłoże monokliny przedsudeckiej) 313
5.2.1. Missisip 313
5.2.2. Pensylwan 313
5.3. Sudety 313
5.3.1. Missisip 313
5.3.2. Pensylwan 313
5.4. Region Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (basen morawsko-śląski) 314
5.4.1. Missisip–pensylwan 314
5.5. Małopolska (podłoże niecki miechowskiej i Karpat) 315
5.5.1. Missisip 315
5.6. Góry Świętokrzyskie 315
5.6.1. Missisip 315
5.7. Basen płocko-lubelski 315
5.7.1. Missisip–pensylwan 315
6. Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne) –
M.I. Waksmundzka, *J. Jureczka*, *A. Kowalski*, *H. Matyja* 316
6.1. Missisip 316
6.2. Namur (serpuchow–baszkir niższy) 319
6.3. Westfal (baszkir środkowy i późny–moskow) 319
6.4. Stefan (kazim–gżel) 319
7. Magmatyzm i wulkanizm – *S.Z. Mikulski*, *M.I. Waksmundzka* 320
7.1. Sudety i blok przedsudecki 321
7.1.1. Wulkanizm w synklinoriach północnosudeckim i śródsudeckim 321
7.2. Strefa tektoniczna środkowej Odry 321
7.3. Strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec 321
7.4. Tatry 321
7.5. Platforma wschodnioeuropejska 322
Literatura 326

PERM – *T.M. Peryt, H. Kiersnowski*
Wstęp – *T.M. Peryt*, *H. Kiersnowski* 337
1. Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej – *H. Kiersnowski*, *T.M. Peryt* 338
2. Litostratygrafia 344
2.1. Czerwony spągowiec – *H. Kiersnowski* 344
2.1.1. Zasady i nomenklatura 344
2.1.2. Formalne jednostki litostratygraficzne 345
2.1.3. Nieformalne jednostki litostratygraficzne 345
2.1.4. Jednostki allostratygraficzne 346
2.1.5. Profil litostratygraficzny 346
2.1.5.1. Basen centralny (i dolnośląski) 346
2.1.5.2. Baseny poboczne 346
2.1.5.3. Baseny sudeckie (internidy waryscyjskie) 346
2.1.5.4. Baseny obszaru śląsko-krakowskiego (osady klastyczne czerwonego spągowca
i ekwiwalentów facji cechsztynu) 350
2.1.6. Klimatostratygrafia i cyklostratygrafia 350
2.2. Cechsztyn – *T.M. Peryt* 351
2.2.1. Zasady i nomenklatura 351

2.2.2. Profil litostratygraficzny . . . 353
3. Stratygrafia sekwencji . . . 380
3.1. Czerwony spągowiec – *H. Kiersnowski* . . . 380
3.2. Cechsztyn – *T.M. Peryt* . . . 380
4. Chemostratygrafia . . . 382
4.1. Czerwony spągowiec – *H. Kiersnowski* . . . 382
4.2. Cechsztyn – *T.M. Peryt* . . . 382
5. Biostratygrafia – *H. Kiersnowski*, *T.M. Peryt* . . . 384
6. Magnetostratygrafia – *H. Kiersnowski*, *T.M. Peryt* . . . 384
7. Historia sedymentacji i ewolucja basenów sedymentacyjnych . . . 385
7.1. Czerwony spągowiec – *H. Kiersnowski* . . . 385
7.2. Cechsztyn – *T.M. Peryt* . . . 387
8. Magmatyzm – *H. Kiersnowski* . . . 390
Literatura . . . 392

TRIAS – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader*, *A. Kowalski*, *R. Zabielski*, *Z. Złonkiewicz*
Wstęp – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader*, *Z. Złonkiewicz*, *A. Kowalski*, *R. Zabielski* . . . 403
1. Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego) . . . 407
1.1. Litostratygrafia – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader*, *A. Kowalski*, *Z. Złonkiewicz* . . . 407
1.1.1. Pstry piaskowiec . . . 408
1.1.2. Wapień muszlowy . . . 417
1.1.3. Kajper . . . 424
1.2. Stratygrafia sekwencji – *A. Becker* . . . 430
1.3. Chemostratygrafia – *A. Becker* . . . 445
1.4. Biostratygrafia – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader* . . . 446
1.5. Magnetostratygrafia – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader* . . . 452
1.6. Historia sedymentacji i paleogeografia – *A. Becker*, *A. Fijałkowska-Mader*, *A. Kowalski*, *Z. Złonkiewicz* . . . 456
2. Trias karpacki (basen Tatr) . . . 458
2.1. Podstawowy podział i wstępne uwagi o stanie stratygrafii – *R. Zabielski* . . . 458
2.2. Litostratygrafia i interpretacje chronostratygraficzne – *R. Zabielski* . . . 458
2.2.1. Trias dolny . . . 458
2.2.2. Trias środkowy . . . 460
2.2.3. Trias górny . . . 462
2.3. Stratygrafia sekwencji i chemostratygrafia – *A. Becker* . . . 463
2.4. Historia sedymentacji i paleogeografii – *R. Zabielski* . . . 464
2.4.1. Trias dolny . . . 464
2.4.2. Trias środkowy . . . 464
2.4.3. Trias górny . . . 465
Literatura . . . 465

JURA – *A. Feldman-Olszewska*, *J. Grabowski*, *J. Iwańczuk*, *T. Malata*, *G. Pieńkowski*, *A. Wierzbowski*, *H. Wierzbowski*
Wstęp – *A. Feldman-Olszewska* . . . 477
1. Niż Polski i pas wyżyn – *A. Feldman-Olszewska*, *G. Pieńkowski*, *H. Wierzbowski*, *A. Wierzbowski*, *J. Grabowski* . . . 479
1.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna . . . 479
1.2. Litostratygrafia . . . 481
1.3. Stratygrafia sekwencji . . . 481
1.4. Chemostratygrafia . . . 483
1.5. Biostratygrafia . . . 489
1.6. Klimatostratygrafia . . . 510
1.7. Magnetostratygrafia . . . 512
1.8. Magmatyzm . . . 512
1.9. Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne) . . . 512
2. Karpaty . . . 522
2.1. Karpaty zewnętrzne – *T. Malata* . . . 522
2.2. Pieniński pas skałkowy – *A. Wierzbowski* . . . 523
2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna . . . 523
2.2.2. Litostratygrafia . . . 523
2.2.3. Biostratygrafia . . . 523
2.2.4. Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne) . . . 525
2.3. Tatry – *J. Iwańczuk*, *J. Grabowski* . . . 531

2.3.1. Jednostka wierchowa (tatrikum) . . . 531
2.3.2. Jednostka reglowa dolna (fatrikum) . . . 533
2.3.3. Jednostka reglowa górna (hronikum) . . . 537
Literatura . . . 537

KREDA – *K. Leszczyński*, *J. Grabowski*, *A. Kowalski*, *T. Malata*, *I. Ploch*, *A. Wierzbowski*
Wstęp – *K. Leszczyński*, *T. Malata*, *A. Wierzbowski*, *J. Grabowski* . . . 549
1. Polska pozakarpacka . . . 550
1.1. Basen Niżu Polskiego . . . 550
1.1.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna – *K. Leszczyński* . . . 550
1.1.2. Litostratygrafia – *K. Leszczyński* . . . 550
1.1.2.1. Kreda dolna . . . 550
1.1.2.2. Kreda górna . . . 552
1.1.3. Stratygrafia sekwencji – *K. Leszczyński* . . . 556
1.1.4. Biostratygrafia . . . 556
1.1.4.1. Kreda dolna – *I. Ploch* . . . 556
1.1.4.2. Kreda górna – *K. Leszczyński* . . . 557
1.1.5. Chemostratygrafia – *J. Grabowski* . . . 561
1.1.6. Magnetostratygrafia – *J. Grabowski* . . . 561
1.2. Baseny: opolski, północnosudecki i śródsudecki . . . 565
1.2.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna – *A. Kowalski*, *K. Leszczyński* . . . 565
1.2.2. Litostratygrafia – *A. Kowalski*, *K. Leszczyński* . . . 565
1.2.3. Stratygrafia sekwencji – *A. Kowalski* . . . 566
1.2.4. Biostratygrafia – *A. Kowalski* . . . 566
2. Karpaty . . . 570
2.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna – *K. Leszczyński*, *J. Grabowski*, *T. Malata* . . . 570
2.2. Karpaty zewnętrzne . . . 570
2.2.1. Litostratygrafia – *T. Malata* . . . 570
2.2.2. Biostratygrafia – *T. Malata* . . . 576
2.2.3. Chemostratygrafia – *J. Grabowski* . . . 577
2.3. Pieniński pas skałkowy – *J. Grabowski*, *A. Wierzbowski* . . . 577
2.4. Tatry – *J. Grabowski* . . . 583
2.4.1. Sukcesja wierchowa . . . 583
2.4.2. Sukcesja reglowa dolna . . . 583
3. Magmatyzm – *K. Leszczyński*, *T. Malata* . . . 587
Literatura . . . 587

PALEOGEN – *P. Urbański*, *M. Jasionowski*, *J.R. Kasiński*, *T. Malata*, *T.M. Peryt*, *B. Słodkowska*
Wstęp – *B. Słodkowska*, *P. Urbański*, *M. Jasionowski*, *T. Malata* . . . 597
1. Paleogen basenu Niżu Polskiego – *J.R. Kasiński*, *B. Słodkowska*, *P. Urbański* . . . 598
1.1. Geneza basenu i paleogeografia . . . 598
1.2. Stratygrafia paleogenu . . . 598
1.2.1. Litostratygrafia . . . 599
1.2.2. Biostratygrafia . . . 603
1.2.3. Chronostratygrafia . . . 603
1.2.4. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia . . . 603
1.2.5. Klimatostratygrafia . . . 603
1.2.6. Magnetostratygrafia . . . 605
1.2.7. Chemostratygrafia, badania izotopowe . . . 605
1.3. Podział paleogenu na Niżu Polskim . . . 605
1.4. Historia sedymentacji paleogenu na Niżu Polski . . . 606
2. Paleogen w zapadlisku przedkarpackim – *M. Jasionowski* . . . 611
3. Paleogen w Karpatach zewnętrznych – *T. Malata* . . . 614
4. Paleogen w Karpatach centralnych – *T.M. Peryt* . . . 627
5. Magmatyzm – *B. Słodkowska* . . . 632
Literatura . . . 633

NEOGEN – *M. Jasionowski*, *J.R. Kasiński*, *T. Malata*, *T.M. Peryt*, *B. Słodkowska*, *P. Urbański*
Wstęp – *B. Słodkowska*, *M. Jasionowski*, *T. Malata* . . . 641
1. Neogen basenu Niżu Polskiego – *J.R. Kasiński*, *B. Słodkowska*, *P. Urbański* . . . 642

1.1. Paleogeografia neogenu i rozwój basenu środkowej Europy . . . 642
1.2. Stratygrafia neogenu . . . 642
1.2.1. Litostratygrafia . . . 643
1.2.2. Biostratygrafia . . . 648
1.2.3. Chronostratygrafia . . . 648
1.2.4. Klimatostratygrafia . . . 648
1.2.5. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia . . . 650
1.2.6. Chemostratygrafia, badania izotopowe . . . 650
1.2.7. Magnetostratygrafia . . . 651
1.3. Historia sedymentacji neogenu na Niżu Polskim . . . 651
2. Neogen w zapadlisku przedkarpackim – *M. Jasionowski*, *T.M. Peryt* . . . 657
2.1. Geneza basenu i paleogeografia . . . 657
2.2. Stratygrafia miocenu zapadliska przedkarpackiego . . . 659
2.2.1. Litostratygrafia . . . 659
2.2.2. Biostratygrafia . . . 666
2.2.3. Chronostratygrafia . . . 666
2.2.4. Stratygrafia sekwencji . . . 666
2.2.5. Chemostratygrafia . . . 668
2.2.6. Magnetostratygrafia . . . 668
2.2.7. Historia sedymentacji mioceńskiej . . . 668
2.3. Pliocen na obszarze zapadliska przedkarpackiego . . . 671
3. Neogen Karpat – *T. Malata* . . . 672
4. Magmatyzm – *M. Jasionowski* . . . 677
Literatura . . . 678

CZWARTORZĘD – *L. Marks*
1. Historia badań . . . 687
1.1. Historia podziału stratygraficznego czwartorzędu . . . 687
1.2. Preglacjał i preplejstocen . . . 688
1.3. Historia zlodowaceń górskich . . . 689
2. Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski . . . 690
2.1. Litostratygrafia . . . 690
2.2. Morfostratygrafia . . . 692
2.3. Biostratygrafia . . . 692
2.3.1. Palinostratygrafia . . . 692
2.3.2. Metody paleozoologiczne . . . 692
2.3.3. Antropostratygrafia . . . 693
2.4. Chronostratygrafia, geochronologia i magnetostratygrafia . . . 693
2.5. Klimatostratygrafia i stratygrafia izotopowa . . . 693
3. Stratygrafia czwartorzędu Polski . . . 694
3.1. Plejstocen dolny i dolna granica czwartorzędu w Polsce . . . 695
3.2. Plejstocen środkowy . . . 701
3.2.1. Młodsza część interglacjału podlaskiego . . . 701
3.2.2. Interglacjał ferdynandowski . . . 702
3.2.3. Zlodowacenia południowej Polski . . . 703
3.2.4. Schyłek zlodowacenia sanu 2 i interglacjał mazowiecki . . . 707
3.2.5. MIS 10-7 . . . 708
3.2.6. Zlodowacenie odry . . . 710
3.3. Plejstocen górny . . . 712
3.3.1. Interglacjał eemski . . . 712
3.3.2. Osady morskie interglacjału eemskiego . . . 712
3.3.3. Zlodowacenie wisły . . . 714
3.3.4. Zlodowacenia górskie . . . 719
3.4. Holocen . . . 719
4. Podsumowanie . . . 721
Literatura . . . 722

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 11–14. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.978-83-68623-86-4.pp.11-14

Słowo wstępne

Stratygrafia to dział geologii zajmujący się klasyfikowaniem, nazewnictwem i korelowaniem poszczególnych warstw w skorupie ziemskiej w celu ustalenia ich związków przestrzennych i czasowych (Pratt i in., 2023). Chociaż podstawowe zasady stratygrafii sformułował w XVII w. Niels Stensen, to nowe techniki pomiaru i oceny właściwości skał i innych ich cech, jakie zyskały popularność zwłaszcza w ostatnim półwieczu, spowodowały, że obecnie stratygrafia jest określeniem zbiorczym szerokiej gamy ujęć (w tym geochemicznych, geofizycznych i paleontologicznych). Bezsprzecznie fundamentalną gałęzią stratygrafii jest litostratygrafia, która zajmuje się podstawowymi cechami skał i ich względnego wieku poprzez zasady: superpozycji i przecinania (Pratt i in., 2023).

W 1963 r. Edward Rühle, ówczesny dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego (wtedy noszącego nazwę Instytut Geologiczny), podjął decyzję opracowania wielkiej syntezy naukowej pod tytułem „Budowa geologiczna Polski"; ogólną redakcję tego monumentalnego dzieła powierzono Stanisławowi Sokołowskiemu. W sumie ukazało się 25 woluminów „Budowy geologicznej Polski"; tom I – „Stratygrafia" – obejmował 4 woluminy, z których części: 1 – „Prekambr i paleozoik" (red. S. Sokołowski, 1968), 2 – „Mezozoik" (red. S. Sokołowski, 1973) i 3b – „Kenozoik. Czwartorzęd" (red. J.E. Mojski, 1984) zostały opublikowane przez Wydawnictwa Geologiczne, a część 3a – „Kenozoik. Paleogen, neogen" (red. T.M. Peryt, M. Piwocki, 2004) – przez Państwowy Instytut Geologiczny.

W pierwszej edycji tomu „Stratygrafia" opis stratygrafii został przedstawiony głównie w odniesieniu do poszczególnych regionów geologicznych, chociaż przyjęty układ opisu nie zawsze był konsekwentnie stosowany we wszystkich rozdziałach. Jak zauważył we wstępie do tomu pierwszego Stanisław Sokołowski, prace redakcyjne utrudniały zarówno różnice w interpretacjach tych samych zjawisk geologicznych przez różnych autorów, jak i niejednolita znajomość budowy geologicznej różnych regionów Polski. Te same problemy napotkano w trakcie przygotowywania i redagowania niniejszej edycji.

Autorami części 1, 2 i 3b byli oprócz pracowników Instytutu Geologicznego, którzy stanowili dominującą grupę autorów, także pracownicy z innych ośrodków naukowych, natomiast części 3a – wyłącznie pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego. Podobnie i w przypadku niniejszego wydania „Stratygrafii" autorami są wyłącznie pracownicy Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB (w tym emerytowani).

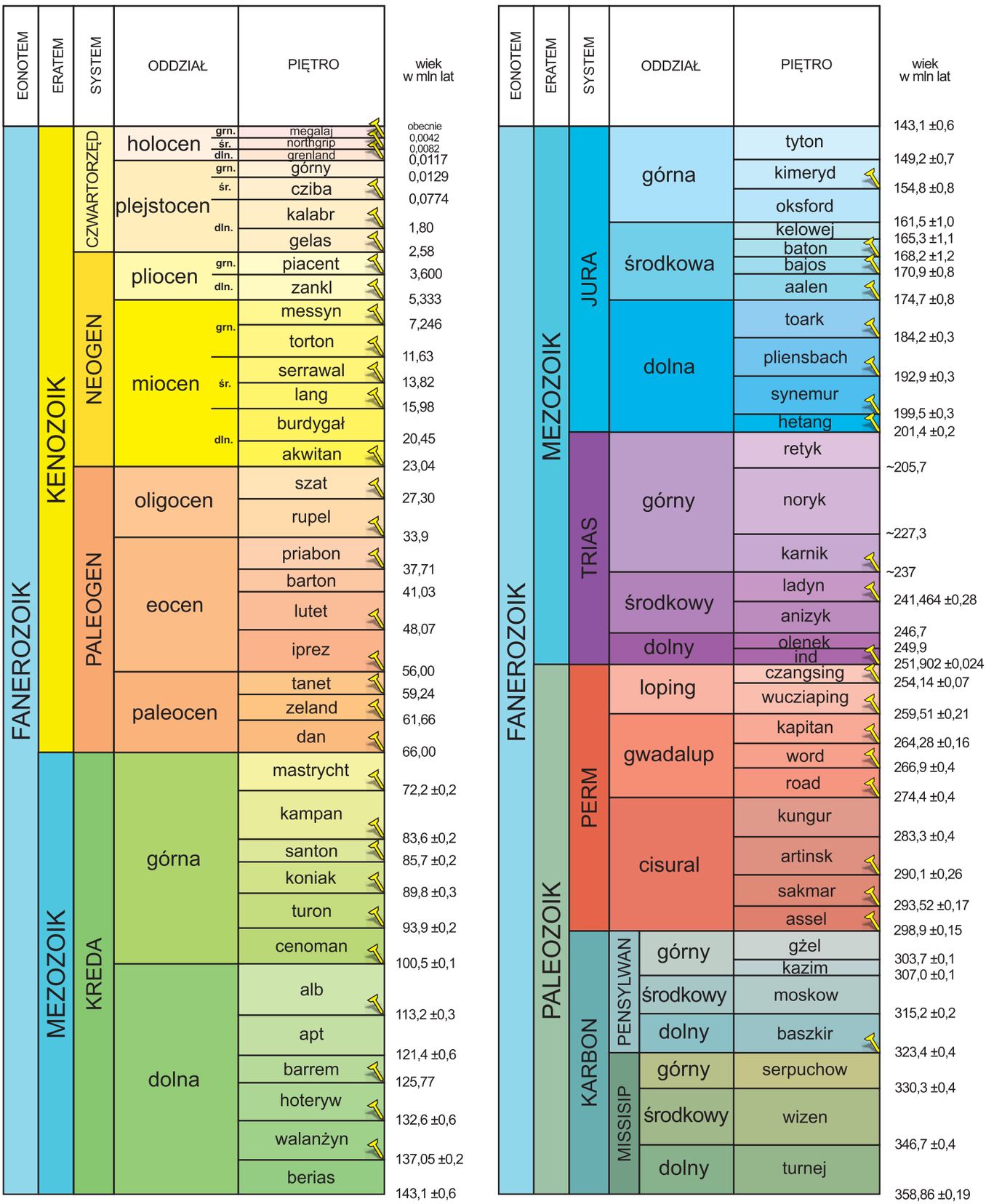
Na etapie prac redakcyjnych została opublikowana najnowsza edycja tabeli chronostratygraficznej (Cohen i in., 2025). Jej polską wersję przedstawiono na str. 12–13, a na pierwszej stronie poszczególnych rozdziałów widnieje fragment tabeli wraz z wiekiem numerycznym przyjętych tam granic. Wieki numeryczne (w większości zaczerpnięte z Gradsteina i in., 2020) podlegają stałej rewizji; należy podkreślić, że nie definiują one jednostek w fanerozoiku i ediakarze. Dla granic bez ratyfikowanych globalnych profili stratotypowych granicy i punktów (ang. *Global Boundary Stratotype Section and Points* – GSSP) lub bez określonego wieku numerycznego podano przybliżony wiek numeryczny, oznaczony symbolem „~" (Cohen i in., 2025). Ratyfikowane podserie w tabeli oznaczono skrótami: grn. (górna), śr. (środkowa) i dln. (dolna). Italikami oznaczono jednostki nieformalne i zastępniki jeszcze nienazwanych jednostek (Cohen i in., 2025).

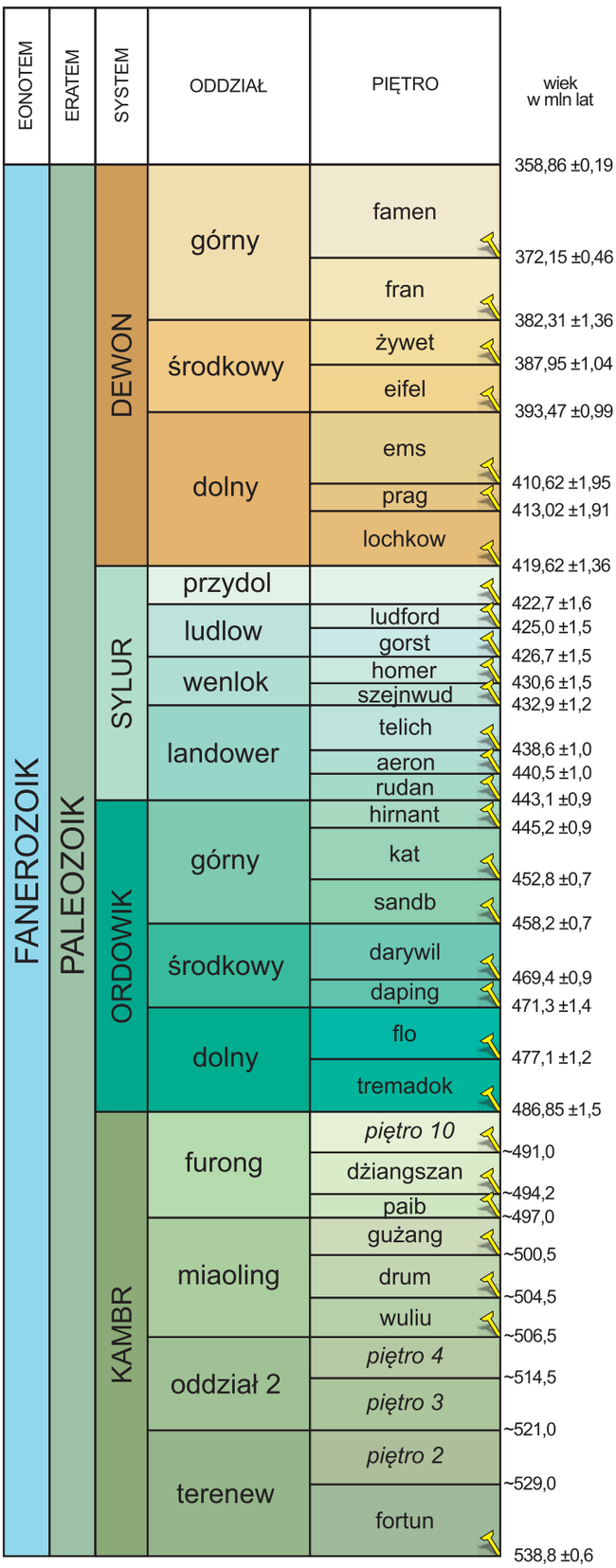
Uwzględnienie wieków numerycznych podanych w najnowszej edycji tabeli chronostratygraficznej nie było możliwe w przypadku wcześniej zredagowanych rozdziałów – w takich przypadkach w treści rozdziału podawano wcześniejsze źródło.

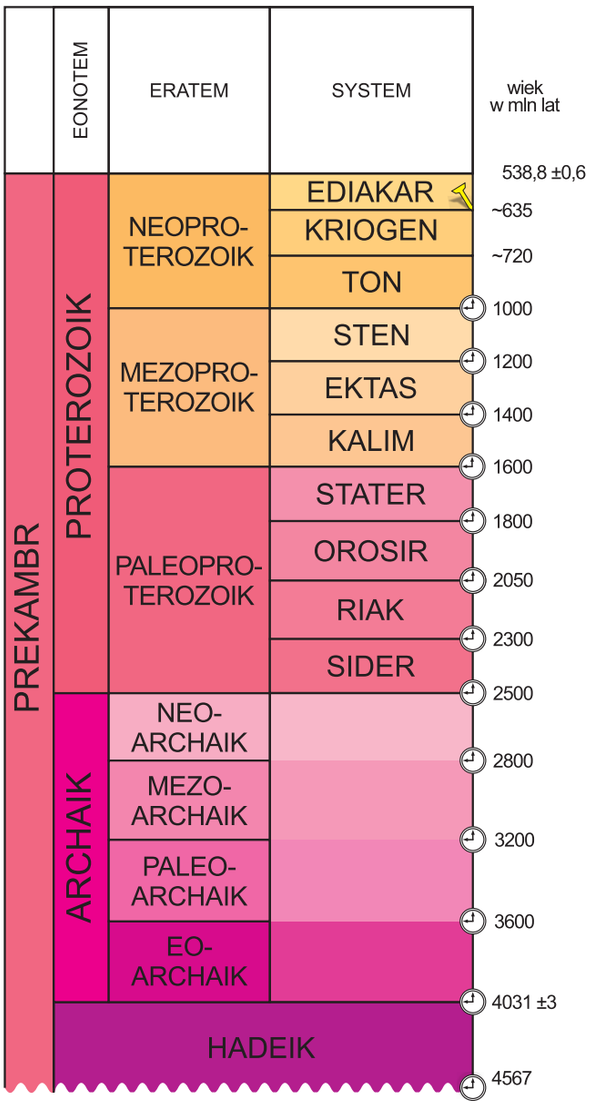
W niniejszym wydaniu „Stratygrafii" są stosowane „Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej" (Alexandrowicz i in., 1975) opracowane przez Zespół do Spraw Polskiej Terminologii Stratygraficznej, powołany w 1972 r. przez Komitet Nauk Geologicznych PAN. Komitet ten autoryzował i rekomendował także unowocześnioną wersję tych zasad – „Polskie zasad stratygrafii" (Racki, Narkiewicz, 2006). Jak podkreślili jej autorzy: (...) *w odróżnieniu od „Zasad..." (Alexandrowicz i in., 1975), traktujemy to opracowanie jedynie jako zbiór zaleceń metodycznych i proceduralnych oraz komentarzy, a nie w ścisłym znaczeniu kodeks stratygraficzny*.

Jak zauważyli Racki i Narkiewicz (2006), praktyka odbiegała od zasad polskiej terminologii stratygraficznej przedstawionych przez Alexandrowicza i in. (1975); dotyczyło to zwłaszcza nieformalnych jednostek litostratygraficznych.

Zdaniem Rackiego i Narkiewicza (2006): *Przy wydzielaniu jednostek nieformalnych nie powinno się stosować formalnych terminów klasyfikacyjnych, takich jak formacja czy ogniwo*. Inaczej ten problem przedstawiają „Zasady..." (Alexandrowicz i in., 1975), które dopuszczały np.: (...) *podział jednostki formalnej, np. formacji, na jednostki niższego szczebla o charakterze nieformalnym, opatrzone terminami „dolny", „środkowy", „górny", np. formacja istebniańska (fm), ogniwo dolne lub ogniwo dolne formacji istebniańskiej (fm). W tym przypadku termin „ogniwo" bez symbolu (og) i własnej nazwy geograficznej wyraźnie odróżnia się jako ogniwo nieformalne od ogniwa (og) ustanowionego formalnie*. Mardal i in. (2004) opowiedzieli się za utrzymaniem konwencji nazewniczej polegającej na obowiązkowym stosowaniu dopisków określających rangę jednostki, jak (fm), (og); wśród bardzo licznych jednostek pseudoformalnych, a więc *de facto* nieformalnych, dopiski te umożliwiają rozpoznanie jednostki litostratygraficznej jako rzeczywiście formalnej. Zaproponowane przez Rackiego i Narkiewicza (2006) i powszechnie akceptowane (np. Wójcik, 2015) pomijanie skrótowych określeń takich jak (og) i (fm) spowodowało, że stosowane i zakorzenione w literaturze określenia jednostek nieformalnych, mających w swojej nazwie człony: grupa, formacja czy ogniwo, stały się nieodróżnialne od określeń jednostek formalnych. Pewnym rozwiązaniem jest opatrywanie takich członów cudzysłowem, kiedy jednostki są uważane za nieformalne – takie rozwiązanie zastosowano w przypadku słowników litostratygraficznych Polski opracowanych pod redakcją


EONOTEM
ERATEM
SYSTEM
ODDZIAŁ
PIĘTRO
wiek w mln lat
FANEROZOIK
KENOZOIK
MEZOZOIK
CZWARTORZĘD
NEOGEN
PALEOGEN
KREDA
holocen
grn.
śr.
dln.
megalaj
northgrip
grenland
obecnie
0,0042
0,0082
0,0117
plejstocen
górny
cziba
kalabr
gelas
0,0129
0,0774
1,80
2,58
pliocen
piacent
zankl
3,600
5,333
miocen
messyn
torton
serrawal
lang
burdygał
akwitan
7,246
11,63
13,82
15,98
20,45
23,04
oligocen
szat
rupel
27,30
33,9
eocen
priabon
barton
lutet
iprez
37,71
41,03
48,07
56,00
paleocen
tanet
zeland
dan
59,24
61,66
66,00
górna
mastrycht
kampan
santon
koniak
turon
cenoman
72,2 ±0,2
83,6 ±0,2
85,7 ±0,2
89,8 ±0,3
93,9 ±0,2
100,5 ±0,1
dolna
alb
apt
barrem
hoteryw
walanżyn
berias
113,2 ±0,3
121,4 ±0,6
125,77
132,6 ±0,6
137,05 ±0,2
143,1 ±0,6
EONOTEM
ERATEM
SYSTEM
ODDZIAŁ
PIĘTRO
wiek w mln lat
FANEROZOIK
MEZOZOIK
PALEOZOIK
JURA
TRIAS
PERM
KARBON
PENSYLWAN
MISSISIP
górna
tyton
kimeryd
oksford
143,1 ±0,6
149,2 ±0,7
154,8 ±0,8
środkowa
kelowej
baton
bajos
aalen
161,5 ±1,0
165,3 ±1,1
168,2 ±1,2
170,9 ±0,8
174,7 ±0,8
dolna
toark
pliensbach
synemur
hetang
184,2 ±0,3
192,9 ±0,3
199,5 ±0,3
201,4 ±0,2
górny
retyk
noryk
karnik
~205,7
~227,3
~237
środkowy
ladyn
anizyk
241,464 ±0,28
246,7
dolny
olenek
ind
249,9
251,902 ±0,024
loping
czangsing
wucziaping
254,14 ±0,07
259,51 ±0,21
gwadalup
kapitan
word
road
264,28 ±0,16
266,9 ±0,4
274,4 ±0,4
cisural
kungur
artinsk
sakmar
assel
283,3 ±0,4
290,1 ±0,26
293,52 ±0,17
298,9 ±0,15
górny
gżel
kazim
303,7 ±0,1
307,0 ±0,1
środkowy
moskow
315,2 ±0,2
dolny
baszkir
323,4 ±0,4
górny
serpuchow
330,3 ±0,4
środkowy
wizen
346,7 ±0,4
dolny
turnej
358,86 ±0,19





grn. górny
śr. środkowy
dln. dolny

wyznaczony stratotyp granicy (globalny profil i punkt stratotypowy)

globalny standardowy wiek stratygraficzny

MIĘDZYNARODOWA TABELA CHRONOSTRATYGRAFICZNA (wersja 2024/12)

International Commission on Stratigraphy, Dec. 2024. URL: https://stratigraphy.org/chart

Według Cohena i in. (2025); https://doi.org/10.18814/epiiugs/2025/025001

Tomasza Mardala w Państwowym Instytucie Geologicznym dla Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) (Marcinowski, 2004a, b; Piotrowski, Piotrowska, 2004a, b). Rozwiązanie takie jest praktykowane tylko przez niektórych badaczy (także w tym tomie).

Zgodnie z „Zasadami...": *Ustanowienie formalnej jednostki litostratygraficznej wymaga ogłoszenia drukiem w uznanym i ogólnie dostępnym wydawnictwie naukowym jej definicji, zawierającej dane wymienione w podpunktach a–g* (Alexandrowicz i in., 1975). Wymóg ogłoszenia drukiem został także przedstawiony przez Rackiego i Narkiewicza (2006), ale w związku z rozpowszechnieniem mediów elektronicznych obecnie normą staje się akceptowanie publikacji elektronicznych (np. w przypadku północnoamerykańskiego kodeksu stratygraficznego – https://nacsn.americangeosciences.org/code/#article4), przy wymogu, że wydawcą takiej publikacji – w czasopiśmie lub innej serii wydawniczej – jest uznane towarzystwo naukowe, agencja rządowa, instytucja akademicka bądź inny szanowany wydawca. Pratt i in. (2023) podali następujący zestaw: czasopismo, monografia lub raport (któremu może towarzyszyć mapa) rządowej służby geologicznej.

Nazwa geograficzna w nazwie jednostki litostratygraficznej występuje w formie przymiotnikowej lub rzeczownikowej – w tym drugim przypadku w połączeniu z przyimkiem „z" (lub jego oboczną formą „ze") – z wyjątkiem, kiedy nazwa geograficzna dotyczy rzeki (Alexandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006). W przypadku stratygrafii zdarzeń oraz magnetostratygrafii (w czwartorzędzie i pliocenie oraz w skałach starszych od batonu) są stosowane nazwy utworzone od miejsc ich pierwszego wyróżnienia lub też od nazwisk znanych badaczy. W niniejszym tomie wchodzące w skład nazwy zdarzeń nazwiska badaczy są odmieniane, natomiast nazwy geograficzne są poprzedzone przyimkiem „z", lub też – podobnie jak nazwy jednostek geologicznych, w tym nazwy zlodowaceń przedczwartorzędowych – są pisane małymi literami i bez przyimka.

Uzupełnieniem litostratygrafii jest stratygrafia sekwencji (stratygrafia sekwencyjna – Krzywiec, 1993), kładąca nacisk na analizę powierzchni reprezentujących ważkie zmiany, takie jak powierzchnie maksymalnego zalewu (zalania), dla oznaczenia których przyjęto skrót MFS (ang. *maximum flooding surface*), czy też powierzchnie erozyjne związane z niskim poziomem morza (Catuneanu i in., 2011; Catuneanu, 2020). W literaturze polskiej podstawowe zasady i terminologię stratygrafii sekwencji przedstawili Krzywiec (1993) i Porębski (1996). Podstawowa jednostka w tej metodologii to sekwencja depozycyjna – genetyczne następstwo powiązanych ze sobą warstw, ograniczone w spągu i stropie przez subaeralną niezgodność lub ich korelatywną zgodność (zgodnie zalegające przedłużenia). Powstanie sekwencji jest związane z pojedynczym cyklem zmian względnego poziomu morza (WPM), a kompletna sekwencja obejmuje trzy ciągi systemów depozycyjnych, związane kolejno z niskim stanem WPM (ang. *lowstand systems tract* – LST), z transgresją morską (ang. *transgressive systems tract* – TST) oraz z wysokim stanem WPM (ang. *highstand systems tract* – HST). Ciągi te będą dalej określane odpowiednio jako ciągi LST, TST i HST. W literaturze spotyka się także określenia: ciągi niskostanowe (dla ciągów LST) i ciągi wysokostanowe (dla ciągów HST). Odpowiednikiem ciągu LST, powstałym podczas mniej gwałtownego spadku WPM, jest ciąg szelfowych systemów depozycyjnych (ang. *shelf margin systems tract* – SMST). Ponadto wyróżnia się ciąg związany z wymuszoną regresją (ang. *forced regression systems tract* – FRST), a także ciąg transgresywno-regresywny (T-R).

LITERATURA

Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 33.

Catuneanu O., 2020. Sequence stratigraphy. *W*: Regional Geology and Tectonics (red. N. Scarselli i in.), 1 (Principles of Geologic Analysis): 605–686. Elsevier.

Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall C.G.St.C., Miall A.D., Posamentier H.W., Strasser A., Tucker M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44: 173–245.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M., 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier.

Krzywiec P., 1993. Stratygrafia sekwencyjna. Przegląd Geologiczny, 41: 681–687.

Marcinowski R., 2004a. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: prekambr i paleozoik – jednostki formalne. Https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_I_formalne_Pre_Pal_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 1.12.202].

Marcinowski R., 2004b. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: prekambr i paleozoik – jednostki nieformalne. Https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_II_nieformalne_Pre_Pal_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 1.12.2025].

Mardal T., Marcinowski R., Piotrowska K., 2004. Słownik jednostek litostratygraficznyeh Polski w roboczej wersji internetowej. Przegląd Geologiczny, 52: 963–967.

Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piotrowski J., Piotrowska K., 2004a. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: mezozoik i kenozoik – jednostki formalne. Https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_III_formalne_Mez_Ken_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 1.12.2025].

Piotrowski J., Piotrowska K., 2004b. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: mezozoik i kenozoik – jednostki nieformalne. Https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Content/Sjlp/SJLP_IV_nieformalne_Mez_Ken_XII_2004_wersja_podstawowa_tekst.pdf [dostęp: 1.12.2025].

Porębski S.J., 1996. Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. Przegląd Geologiczny, 44: 995–1006.

Pratt B.R., Finney S.C., Easton R.M., Piller W.E., 2023. Lithostratigraphy: Formation of the Formation. Newsletters on Stratigraphy, 56: 307–330.

Racki G., Narkiewicz M. (red.), 2006. Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Sokołowski S. (red.), 1968. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Sokołowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Mojski J.E. (red.), 1984. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Czwartorzęd. Wydaw. Geol., Warszawa.

Wójcik K., 2015. The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mts. Part I: Lithostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 65: 141–179.

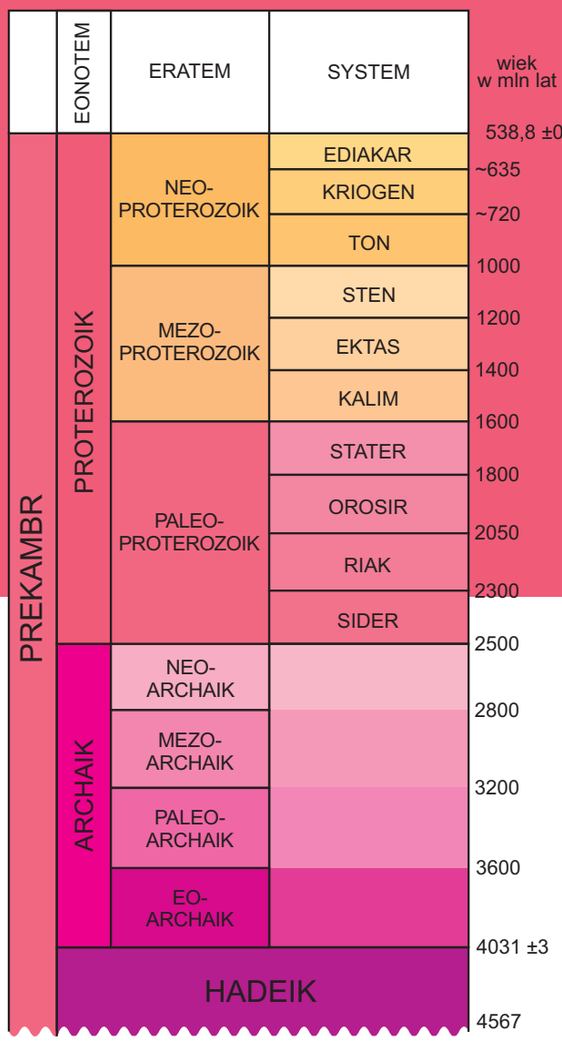
Jest moim miłym obowiązkiem uwypuklenie roli recenzentów naukowych, a także redaktorów (Agnieszka Byliniak, Ewa Dąbrowska-Jędrusik, Ewelina Leśniak, Monika Masiak), w powstaniu tej monografii. Recenzentami naukowymi, którzy służyli redakcji radą i doświadczeniem, byli: Bogusław Bagiński, Zdzisław Jary, Wojciech Kozłowski, Jacek Matyszkiewicz, Stanisław Skompski, Marek Widera i Anna Żylińska. Należy wszakże zaznaczyć, że końcowa zawartość monografii jest kompromisem między oczekiwaniami autorów, redaktora naukowego i recenzentów, i to dobrym kompromisem, bo wszyscy odczuwają niedosyt.

Tadeusz M. Peryt

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 15–54. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.15-54

ARCHAIK I PROTEROZOIK (BEZ EDIAKARU)

Ewa Krzemińska



Wstęp

„Polskie zasady stratygrafii", autoryzowane przez Komitet Nauk Geologicznych PAN (Racki, Narkiewicz, 2006), jako główny cel stratygrafii wskazują na: *porządkowanie serii skalnych na podstawie ich pierwotnego rozprzestrzenienia, prowadzące do periodyzacji dziejów Ziemi, czy też skalnych obiektów pozaziemskich*, dlatego porządkowanie skał i wydarzeń rozpoczynamy od utworów najstarszych i związanych z nimi najwcześniejszych wydarzeń geologicznych. Jednak oprócz wskazania właściwej pozycji i wieku skał naszego regionu, konieczne będzie odwołanie się do szerszego zarysu dziejów Ziemi tak, żeby serie skalne rozpoznane na terytorium Polski zostały powiązane z odpowiadającymi im etapami ewolucji geologicznej naszej planety.

Prekambr to pierwszy, najdłuższy etap w dziejach Ziemi – dotyczy skał, powstałych przed początkiem okresu kambru, który rozpoczyna się od fanerozoiku. Z perspektywy całej historii Ziemi etap ten obejmuje 88% czasu ewolucji planety (fig. 1).

Wyznaczenie granic czasowych dla okresu poprzedzającego kambryjską eksplozję bioróżnorodności, czyli dla prekambru, okazuje się niezwykle trudnym zadaniem. W tym wypadku periodyzacja jest obarczona większym stopniem niepewności, niż ustalenie podziałów dla pozostałych, młodszych niż 538,8 mln lat okresów. Wynika to głównie z niepełnego rejestru najstarszych skał, z których znaczna część została silnie zdeformowana, przeobrażona czy przetworzona podczas wielu procesów geologicznych. Dodatkowo brakuje wsparcia w postaci zapisu paleontologicznego, ponieważ skamieniałości – kluczowe dla stratygrafii – pojawiają się dopiero w ostatnich 12% historii Ziemi.

W przypadku młodszych okresów skala i podział czasu geologicznego to efekt uzupełniania się i nakładania coraz nowszych informacji z zakresu lito-, bio-, chrono-, cyklo- i magnetostratygrafii z wynikami datowań radioizotopowych, przy uwzględnieniu wartości odchylenia standardowego (Agterberg i in., 2020). Usystematyzowanie zapisu najwcześniejszych etapów dziejów Ziemi wymaga innego podejścia. Na pierwszy plan wysuwa się tu geochronologia izotopowa i jej narzędzia. Dzięki technologicznej rewolucji w precyzyjnym datowaniu skał metodą uranowo-ołowiową (U-Pb) oraz pomocniczo torowo-ołowiową (Th-Pb), a także wykorzystaniu wielu wskaźników (*proxies*) izotopowych i geochemicznych rejestrujących zmiany zachodzące w litosferze, atmosferze i biosferze oraz dzięki odkryciom nowych skamieniałości, w ciągu ostatnich 20–30 lat wiedza na temat prekambru uległa znacznemu poszerzeniu. Nadal jednak jego najstarsze części są, jak dawniej, dzielone na ery i okresy (Plumb, James, 1986; Plumb, 1991) z arbitralnie wyznaczonym czasem na podstawie kryterium wieku bezwzględnego i Globalnego Standardowego Wieku Stratygraficznego (ang. *Global Standard Stratigraphic Age* – GSSA). Obecnie główne wydzielenia w prekambrze obejmują nieformalny eon hadeik oraz formalne eony archaik i proterozoik (tab. 1), które zgodnie z koncepcją GSSA definiuje się jako jednostki czasu, a nie pakiety stratygraficzne (ang. *stratigraphic packages* – Shields i in., 2022: str. 2/22).

Oczywiste jest, że procesów geologicznych nie można „zaszufladkować" na podstawie odcinków czasu o równej długości. Obecne podejście z wykorzystaniem GSSA jest niedoskonałe. Uważa się nawet, że niezbędna jest zmiana na bardziej „naturalne" ramy czasowe (Van Kranendonk i in., 2012; Strachan i in., 2020), w celu lepszego powiązania z rzeczywistym zapisem skalnym. Utrudnia to jednak diachroniczna natura wydarzeń tektonicznych w prekambrze, na których oparty jest aktualny schemat oraz brak wspólnych zdarzeń sedymentacyjnych, geochemicznych i biologicznych lub innych kryteriów, które można wykorzystać do skorelowania granic wydzieleń.

Z drugiej strony kryterium GSSA i stosowania wieku bezwzględnego pozostaje stale jeszcze skuteczną osnową czasową do rejestrowania momentów zjawisk i wydarzeń, która umożliwia dowiązanie badanych utworów geologicznych do uniwersalnych podziałów chronostratygraficznych zaakceptowanych przez środowisko światowe.

Stałe ulepszenia metodyki w analityce izotopowej i restrykcyjne wymagania co do akceptacji wyników geochronologicznych (Schmitz, 2012), powodują, że publikowane daty radiometryczne charakteryzują się coraz wyższą dokładnością i mniejszym błędem, co w konsekwencji prowadzi do poprawy korelacji kluczowych horyzontów (Gradstein, Ogg, 2012). Przykładem jest tu nowa granica ediakar/kambr wyznaczona na 538,8 ±0,6 mln lat i ratyfikowana w 2022 r. na podstawie danych opublikowanych w 2019 r. (Linnemann i in., 2019).

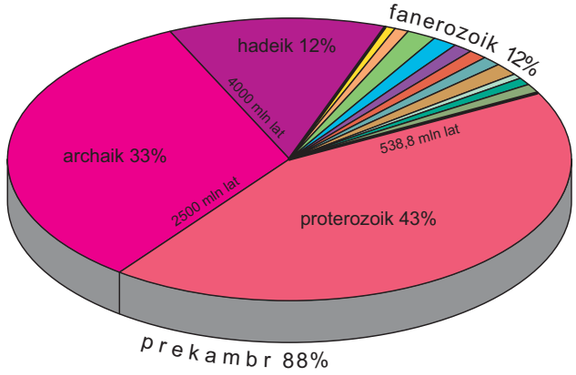


FIG. 1. Wizualizacja całkowitego czasu geologicznego, w tym względne proporcje prekambru do fanerozoiku

TAB. 1. Podział prekambru na eony: **A** – proterozoik; **B** – archaik i hadeik oraz na ery i okresy; dolne granice okresów w geologicznej skali czasu ratyfikowane przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną na podstawie kryterium wieku bezwzględnego. Dla prekambru w większości brak punktów odniesienia na przekrojach stratygraficznych skali Globalnego Standardowego Wieku Stratygraficznego (GSSA)

A

Eon	Era	Okres	Wiek [mln lat]	Lokalizacja GSSP	Wskaźniki	Koordynaty	Cytowanie
PROTEROZOIK	Neoproterozoik	ediakar	od ~635 do ~539	profil Engrama Creek, południowa Australia	geologiczne: czapy węglanowe izotopowe: początek zmian $\delta^{13}C$	31,3314°S 138,6334°E	Knoll i in. (2006)
		kriogen	od ~720 do ~635	definicja chronometryczna GSSP w przygotowaniu	geologiczne: poniżej pierwszych oznak zlodowacenia	–	Shields-Zhou i in. (2016)
		ton	od 1000 do ~720	definicja chronometryczna	–	–	Plumb (1991)
	Mezoproterozoik	sten	od 1200 do 1000	definicja chronometryczna	–	–	
		ektas	od 1400 do 1200	definicja chronometryczna	–	–	
		kalim	od 1600 do 1400	definicja chronometryczna	–	–	
	Paleoproterozoik	stater	od 1800 do 1600	definicja chronometryczna	–	–	
		orosir	od 2050 do 1800	definicja chronometryczna	–	–	
		riak	od 2300 do 2050	definicja chronometryczna	–	–	
		sider	od 2500 do 2300	definicja chronometryczna	–	–	

B

	Era	Wiek [mln lat]	Lokalizacja GSSP	Wskaźniki/definicja	Koordynaty	Cytowanie
ARCHAIK	Neoarchaik	od 2800 do 2500	definicja chronometryczna	–	–	–
	Mezoarchaik	od 3200 do 2800	definicja chronometryczna	–	–	–
	Paleoarchaik	od 3600 do 3200	definicja chronometryczna	–	–	–
	Eoarchaik	od 4031 do 3600	definicja chronometryczna	–	–	–
HADEIK		od ~4567 do 4031	definicja chronometryczna	–	–	–

Układ formalnych jednostek chronostratygraficznych i ich odpowiedników geochronologicznych w standardowej skali chronostratygraficznej obejmuje hierarchię kolejno od największych do najmniejszych: eonotem (eon), eratem (era), system (okres), oddział (epoka), piętro (wiek).

W prekambrze nie ma precyzyjnie wyznaczonych globalnych wzorców/granic jednostek geologicznych (ang. *Global Boundary Stratotype Section and Point* – GSSP) – czyli stratotypów granic geologicznych w wyznaczonym punkcie wybranego profilu geologicznego (tab. 1). Wyjątkiem jest najmłodszy okres – ediakar, który jako jedyny na obu granicach ma „złoty gwóźdź" (ang. „*golden spike*") wyznaczony i zatwierdzony na podstawie:
- wskaźników faunistycznych globalnych zmian zachodzących w świecie organizmów;
- wskaźników geochemicznych, izotopowych (dotyczących cech skał);
- oraz datowania radiometrycznego.

Wydzielenie neoproterozoiku było w dużej mierze spowodowane występowaniem rozległych późnoprekambryjskich warstw lodowcowych. Harland (1964) jako pierwszy zaproponował termin „infrakambr" lub „varangian" dla systemu późnego prekambru (neoproterozoiku) obejmującego te warstwy lodowcowe. Rozpoznał on dwa odrębne epizody zlodowacenia i zaproponował, aby początek tego nowego okresu odpowiadał podstawie dolnego z dwóch horyzontów lodowcowych w NE Norwegii (tj. na półwyspie Varanger), gdzie po raz pierwszy rozpoznano prekambryjskie osady lodowcowe. Użyteczność warstw lodowcowych jako wskaźników chronostratygraficznych jest ogromna, z uwagi na globalną skalę tego zjawiska. Dunn i in., (1971) wprowadzili terminy sturt (*Sturtian*) i marino (*Marinoan*) początkowo dla proterozoicznych warstw Sturt Gorge i Marino Rocks z geosynkliny Adelaide w Południowej Australii. Obie te nazwy uległy następnie rozszerzeniu na inne kontynenty.

1 Historyczne *versus* aktualne podziały prekambru

1.1. MODEL EWOLUCJI ZIEMI WE WCZESNYM PREKAMBRZE

Cloud (1972) opracował jeden z pierwszych modeli podziałów skali czasowej dla historii wczesnej Ziemi, oparty na czterech długich eonach, jeszcze przed fanerozoikiem. Jako najstarszy eon wyróżnił hadeik (ang. *Hadean*), okres niejasnego zapisu geologicznego, od powstania Ziemi do wieku najstarszych „pewnie datowanych skał" (Cloud, 1972). Nazwa zaczerpnięta z greckiego słowa *Hades* oznacza nie tylko boga umarłych, lecz także jego zamgloną siedzibę. W geologii jest to najsłabiej udokumentowany etap, ponieważ brak jest bezpośredniej geologicznej reprezentacji w postaci utworów skalnych dla wczesnego stadium ewolucji Ziemi. Hadeik jest liczony od powstania wczesnej Ziemi, ~4,567 mld lat temu (Cohen i in., 2025), do 4,031 mld lat temu.

Drugim ważnym etapem ewolucji wczesnej Ziemi, w ujęciu Clouda (1972), był archaik. Sama nazwa pochodzi od starożytnego greckiego słowa *Arche*, oznaczającego początek lub źródło akcji. Pierwotny zasięg archaiku, wyznaczony między 3,6 a 2,6 mld lat temu, został później zmieniony. Aktualnie początek i koniec archaiku są określone arbitralnie, obejmując przedział od 4,031 do 2,5 mld lat temu.

Trzeci z eonów w modelu Clouda (1972) – proterofityk – był związany z okresem tworzenia się większych mas kontynentów i zróżnicowanych skał osadowych i magmowych. Charakteryzował się on powszechnie zachodzącym procesem utleniania ogromnych ilości żelaza przez fotoautotroficzne mikroorganizmy prokariotyczne. Zakończenie tego eonu, ~1,9 mld lat temu, zbiegło się z pojawieniem się zaawansowanych organizmów uwalniających stopniowo coraz większą ilość tlenu do atmosfery.

Czwarty eon, proterozoik (*sensu* Cloud, 1972), charakteryzował się już atmosferą tlenową. Obecność tlenu doprowadziła do zmiany charakteru sedymentacji. W efekcie pojawiły się utlenione czerwone osady oraz obfitość organizmów jednokomórkowych. Pod koniec tego eonu, ~0,68 mld lat temu, w atmosferze Ziemi była już obecna warstwa ozonowa.

W ramach prac Subkomisji Stratygrafii Prekambru przyjęto kilka propozycji Clouda (1972; zob. James, 1978). Część z nich jest uwzględniana do dziś, jak chociażby podział na jednostki o równym czasie trwania czy ogólny podział oparty na koncepcjach ewolucji Ziemi.

1.2. WCZESNY PREKAMBR W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ IZOTOPOWYCH

1.2.1. Dolna granica prekambru a wiek materiału kosmicznego

Dolna granica prekambru zbiega się z etapem tworzenia Układu Słonecznego (tab. 2). Zgodnie z definicją Międzynarodowej Komisji Stratygrafii (ICS) najstarszą, nieformalną jednostkę stratygraficzną w randze eonu stanowi hadeik (Gradstein i in., 2012, 2020).

Istnieje wiele przesłanek dotyczących momentu powstania pierwszych skał i zestalonej skorupy. Głównym, bezpośrednim źródłem informacji pozostają meteoryty. Jako konglomerat kosmicznego pyłu, stanowią one zapis wydarzeń, które miały miejsce w okresie wczesnej akrecji i migracji planetarnej. Zrealizowane na przełomie XX/XXI w. badania izotopowe meteorytów, głównie metodą ołowiową ($^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$), doprowadziły do swoistej eksplozji wyników odnoszących się bezpośrednio do wczesnych etapów rozwoju i znacząco usystematyzowały wiedzę na temat chronologii początku historii Ziemi. Bogactwo nowych danych pozwala na zarysowanie skali czasowej wydarzeń z najwcześniejszego prekambru.

Patterson (1956) jako pierwszy oszacował wiek tworzenia się Układu Słonecznego na podstawie stosunków radiogenicznych izotopów ołowiu ($^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$) z meteorytów żelaznych. Badanie obiektu nazwanego od miejsca spadku *Canyon Diablo* (IA) pozwoliło obliczyć jego wiek izochronowy na ~4,55 ±0,07 mld lat.

Najstarsze skały obecne na Ziemi nie miały możliwości zapisu okresu stadium akrecji planetarnej. Sukcesywne zestalenie się krystalizujących minerałów w skałę następowało tu znacznie później, gdy nasza planeta się ochłodziła. Wcześniej jednak, ~4,55–4,54 mld lat temu, katastrofalne zderzenie młodej Ziemi i „embrionu" planetarnego *Theia*, który – jak się szacuje – był obiektem wielkości Marsa, przyczyniło się do powstania Księżyca (np. Stewart, 2000).

W zgromadzonej do 2007 r. dokumentacji analitycznej figurowało ponad 70 meteorytów różnych typów, które zostały wykorzystane do datowania radiometrycznego (Bouvier i in., 2007). Ich liczba systematycznie rośnie. Wybrane przykłady prezentuje tabela 2.

Wyniki analiz izotopowych ($^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$), wykonanych najbardziej precyzyjną techniką spektrometrii masowej – TIMS, są dość zbliżone w granicach błędu, wskazując na wiek krystalizacji np. dla chondrytów węglistych takich jak *Efremovka* (CV2): 4567,2 ±0,6 mln lat (Amelin i in., 2002) i 4567,35 ±0,28 mln lat (Connelly i in., 2012), *Allende* (CV3): 4566,8 ±1,6 mln lat (Amelin i in., 2002), oraz dla chondrytów zwyczajnych *Forest City* (H5): 4571,8 ±0,5 mln lat i *Elenovka* (L5): 4542,2 ±0,2 mln lat (Bouvier i in., 2007).

Na podstawie kompilacji wyników nowych analiz Pb-Pb szeregu obiektów materii kosmicznej została wykonana kalkulacja wieku izochronowego. Rezultat, 4568,5 ±0,5 mld lat (MSWD = 0,90), jest najlepszym oszacowaniem wieku Układu Słonecznego (Bouvier i in., 2007; Bouvier, Wadhwa, 2010). Właśnie ta data znajduje odzwierciedlenie w nowej skali czasu geologicznego (Gradstein i in., 2020; Cohen i in., 2025).

Współczesna chronologia dotycząca powstania Układu Słonecznego bazuje na badaniach trzech grup materiałów: stosunkowo niewielkiej liczby (1) wyjątkowo starych i dobrze zachowanych meteorytów magmowych, jak angrity, meteoryty eukrytopodobne, achondryty bazaltowe, (2) chondry z chondrytów zwykłych i węglowych oraz (3) bogatych w Ca i Al inkluzji (CAI) i ameboidalnych agregatów oliwinowych (AOA) z chondrytów (Amelin, Ireland, 2013). Wiek chondr może odzwierciedlać czas faktycznego tworzenia się badanej skały magmowej lub bardzo wczesny etap metamorfizmu termicznego, oraz zderzeń związanych z wpływem ciepła. Wszystkie procesy zachodzące w przestrzeni kosmicznej stanowią źródło danych o etapach ewolucji materii w Układzie Słonecznym.

TAB. 2. Hadeik – dokumentacja izotopowa wczesnego etapu formowania się Układu Słonecznego, w tym Ziemi i Księżyca, na podstawie zachowanych reliktów stałej skorupy

Próbka [metoda badań wieku]	Lokalizacja	Wiek [mld lat]	Źródło danych
	materia kosmiczna	**hadeik**	
Forest City (H5): [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,571,8 ±0,005	Bouvier i in. (2007)
Efremovka (CV2) [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4567,35 ±0,28	Connelly i in. (2012)
Vaca Merta, Chile achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,56 ±0,02	Ireland, Wlotzka (1992)
Achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,54 ±0,01	Zhou i in. (2013)
Achondryt, 4 Vestra [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,555 ±0,002	Iizuka i in. (2015)
Estherville, mezosyderyt [Pb-Pb]	meteoryt (spadek)	4,52 ±0,03	Haba i in. (2017)
Baszkówka (L5) [Ar-Ar]	meteoryt (spadek)	4,505 ±0,21	Friedrich i in. (2014)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 17	4,36 ±0,02	Compston i in. (1984)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 14	4,33 ±0,01 3,95 ±0,01	Hopkins, Mojzis (2015)
Brekcja księżycowa [Pb-Pb]	Księżyc, próbki misja Apollo 17	4,417 ±0,006	Nemchin i in. (2009)
NWA 7034 Afryka NW [Pb-Pb]	Mars, regolit	4,428 ±0,025	Humayun i in. (2013)
NWA 7034 Afryka NW [Pb-Pb]	Mars, regolit	4,476 ±0,001 4,430 ±0,001	Bouvier i in. (2018)
	skorupa ziemska		
Jack Hill [Pb-Pb]	kraton Yilgarn, zachodnia Australia	4,276 ±0,006	Compston, Pidgeon (1986)
Iwokrama [Pb-Pb]	Tarcza Guyana	4,22 ±0,02	Nadeau i in. (2013)
Ibitira–Ubirac [Pb-Pb]	kraton Sao Francisco, Brazylia	4,22 ±0,01	Paquette i in. (2015)
Acasta [Pb-Pb]	kraton Slave, NE Kanada	4,0–3,6	Bowling, Williams (1999)
Anshan Benxi [Pb-Pb]	Chiny	4,17 ±0,05	Cui i in. (2013)
Zhejiang [Pb-Pb]	blok Cathaysia, południowe Chiny	4,12 ±0,01	Xing i in. (2014)
Mendon [Pb-Pb]	Barberton, Afryka	4,10 ±0,10	Byerly i in. (2018)
Buring County [Pb-Pb]	Tybet	4,10	Duo i in. (2007)
Aikilia [Pb-Pb]	Grenlandia	4,08 ±0,02 3,83 ±0,01	Mojzis, Harrison (2002)
Caotangou [Pb-Pb]	Qinling, środkowe Chiny	4,08 ±0,01	Wang i in. (2007)
Aermantai [Pb-Pb]	basen Junggar, NW Chiny	4,04 ±0,01	Huang i in. (2013)
Kraton Singhbhun [Pb-Pb]	Indie	4,02 ±0,01	Miller i in. (2018)
		eoarchaik	

1
Historyczne *versus* aktualne podziały skali czasu dla prekambru

Najstarsze odnotowane wieki, mieszczące się w wąskim zakresie od ~4570 do ~4550 mln lat, uzyskano z analizy izotopowej Pb-Pb. Uważa się, że reprezentują one daty krystalizacji lub akrecji we wczesnych etapach. Oprócz ^{207}Pb–^{206}Pb ostatnio w przeglądach wczesnej chronologii Układu Słonecznego pojawiają się także układy izotopowe ^{26}Al–^{26}Mg, ^{53}Mn–^{53}Cr i ^{182}Hf–^{182}W (Nyquist i in., 2009; Dauphas, Chaussidon, 2011). Wykorzystywane są także układy ^{87}Rb–^{86}Sr czy K–Ar, przy czym odzwierciedlają one zdarzenia termiczne w niższym okresie temperatur. Stosowane łącznie lepiej ilustrują dynamikę ewolucji materii kosmicznej.

Przykładem może tu być superbolid, który przedarł się przez atmosferę ziemską w dniu 15.02.2013 r. w okolicach Czelabińska. Analizy izotopowe Pb-Pb fragmentów chondrytu zwyczajnego *Czelabińsk* (LL5) wskazują na wiek krystalizacji frakcji maficznej stopu ~4538,3 ±2 mln lat temu (Bouvier, 2013). Niskotemperaturowy geochronometr, jakim jest apatyt, rejestrował dwie daty Pb-Pb, które odpowiadają epizodom gwałtownego zderzenia (z wytworzeniem ciepła), tj. ~4473 ±11 mln lat temu oraz –9 ±55 mln lat temu. Ten ostatni wynik (w granicach błędu) został zinterpretowany jako zapis momentu spadku meteorytu (Walton i in., 2022). Metoda Sm-Nd ujawniła dla chondrytu *Czelabińsk* datę 3733 ±110 mln lat (Bogomolov i in., 2013). Wyniki ok. 3,7 mld lat dość powszechnie są rejestrowane w różnych obiektach okołoziemskich.

W przypadku chondrytu zwyczajnego *Baszkówka* (L5), który spadł 25.08.1994 r. na terenie Polski (fig. 2), istnieje także złożony zapis procesów ewolucji chondr. Analizy izotopowe metodą Ar–Ar dostarczyły informacji o wieku 4505 ±21 mln lat (Friedrich i in., 2014). Został on zinterpretowany jako moment przetopienia (metamorfizmu) chondr (fig. 3) i zamknięcia układu ^{40}Ar–^{39}Ar w macierzystej asteroidzie. Badania techniką K–Ar wskazały na wiek ~3,81 ±0,52 mld lat (Mackiewicz, Hałas, 2003).

Daty z zakresu 3,8−3,7 mld lat należą do najczęściej powtarzających się wyników w wielu badanych obiektach, w tym w chondrycie *Pułtusk* (H5) – 3,72 ±0,52 mld (Mackiewicz, Hałas, 2003). Okres między 3,95–3,75 mld lat temu w ewolucji wewnętrznego Układu Słonecznego jest znany jako era wielkiego bombardowania (ang. *Late Heavy Bombardment*). Wyjątkowo czytelnie zapisał się na Księżycu, pozostawiając ślad na młodej powierzchni naturalnego satelity Ziemi w postaci ciemnych równin pokrytych zastygłym bazaltem z kraterami po „ostrzale" potężnych asteroidów. Badania izotopowe wskazały pięć kumulacji bombardowania (Norman, 2009), które doprowadziły do powstania rozległych mórz księżycowych: morza *Serenitatis*: 3,89 mld lat temu, *Imbrium*: 3,85 mld lat temu, *Orientale:* 3,75 mld lat temu.

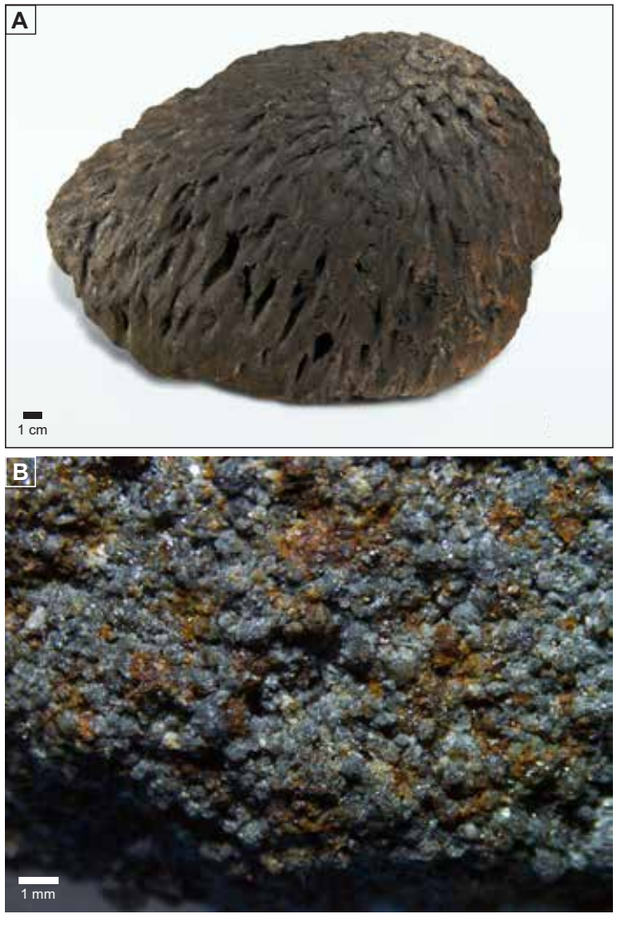


FIG. 2. Meteoryt orientowany Baszkówka, spadek 25.08.1994 (waga 15,63 kg): **A** – powierzchnia obtopieniowa z regmagliptami, rozchodzącymi się promieniście od wierzchołka ku krawędziom; zastygłe strużki spływającego stopu powstają w czasie przelotu przez atmosferę ziemską. Zbiory Muzeum PIG-PIB. Fot. K. Skurczyńska-Garwolińska; **B** – fragment z powierzchni przełamu z próbki chondrytu zwyczajnego Baszkówka (L5), widoczna krystaliczna struktura złożona zaokrąglonych chondr z drobnymi kryształami z oliwinu, piroksenu (kolor szarooliwkowy), chromitu z rdzawymi plamkami troilitu. Fot. E. Krzemińska

Wiek impaktytów oraz kataklizmu księżycowego, który miał miejsce tuż po uformowaniu się planet, zbiega się z czasem modyfikacji orbit planet olbrzymów i rearanżacji struktury Układu Słonecznego. Dość zbliżony wiek ma ponadto najstarsza zachowana skorupa kontynentalna na Ziemi, chociaż jest to prawdopodobnie podobieństwo przypadkowe. Jednak ten „intrygujący zbieg okoliczności" powoduje, że nadal jest dyskutowany potencjalny związek między ewolucją tektoniczną i klimatyczną na Ziemi na granicy hadeik/archaik a erą wielkiego bombardowania (Abramov, Mojzsis, 2009; Bell, Harrison, 2013; Harrison i in., 2017; Norman i in., 2019).

1.2.2. Granica hadeik/archaik a dane o wieku skorupy ziemskiej

Geologiczna historia Ziemi rozpoczęła się dopiero po uformowaniu się litej skorupy skalnej. Przypada to na schyłek nieformalnego eonu hadeik, kiedy pozostałości najwcześniejszych skał można śledzić dzięki badaniom geologicznym. Pojawienie się pełniejszego zapisu skalnego z dużym przybliżeniem traktuje się jako początek eonu archaik.

Oprócz docierających do powierzchni Ziemi meteorytów, o których wspomniano w poprzednim podrozdziale (tab. 2), najstarszymi śladami wczesnej litosfery nie są w pełni zachowane skały, lecz ich najodporniejsze składniki, jak krzemian cyrkonu $ZrSiO_4$. Każdy kryształ cyrkonu zawiera śladowe ilości uranu i jeszcze mniejsze toru. Trzy składniki: U i Th oraz wyprodukowany z ich rozpadu Pb* umożliwiają izotopowe datowanie skał macierzystych dla cyrkonów.

W przypadku najstarszych skał o złożonej ewolucji, także obejmującej metamorfizm wysokotemperaturowy (temperatura zamknięcia układu izotopowego w cyrkonie to ok. 800°C), cyrkon pozostaje jak dotąd najskuteczniejszym geochronometrem izotopowym.

Ziarna cyrkonu, których wiek krystalizacji przekracza 4 mld lat, udokumentowano izotopowo łącznie w kilkunastu lokalizacjach na Ziemi w: Australii, Azji, Afryce, Ameryce Północnej i Południowej (Harrison, 2020). Kryształy cyrkonu były notowane także w próbkach skał księżycowych pobranych przez kolejne misje Apollo oraz w meteorytach kamiennych i marsjańskich (tab. 2). Cyrkony pozaziemskie (księżycowe) w swoim składzie chemicznym charakteryzują się brakiem dodatniej anomalii cerowej, obserwowanej w praktycznie wszystkich cyrkonach ziemskich, znacznie wyższą temperaturą krystalizacji (ok. 1000°C) i unikalnym zestawem wrostków (Harrison, 2020).

Na Ziemi najstarsze cyrkony to fragmenty kryształów, często ksenokryształy obrośnięte kolejnymi strefami przyrostowymi, zamknięte w młodszych skałach. Stanowią zatem materiał detrytyczny. Pochodzą one z denudacji utworów skalnych, w których krystalizowały, stanowiąc pamięć dawnej „skorupy" we względnie młodszych skałach (eo-paleoarchaiku). Są dowodem na istnienie bardzo wczesnej skorupy na Ziemi (>4 mld lat temu) i świadczą o zaawansowaniu procesów geologicznych, takich jak erozja, transport i akumulacja.

Najstarszym zarejestrowanym śladem hadeickiego etapu historii Ziemi pozostają fragmenty cyrkonów z gruboklastycznej (zmetamorfizowanej) skały osadowej z konglomeratu (fig. 4A) z Jack Hill, na kratonie Yilgarn (terran Narryer), w zachodniej Australii, gdzie notowano kryształy o wieku 4276 ±6 mln lat (Compston, Pidgeon, 1986). Dokumentacja reliktów ziaren starszych niż 4 mld lat jest tam liczna (Mojzsis i in., 2001; Cavosie i in., 2004, 2007; Harrison, 2009; Hopkins i in., 2010) i obejmuje wiele odsłonięć, co oznacza, że ten materiał detrytyczny jest dość rozpowszechniony. Analizy wykonywano w różnych laboratoriach, na różnych instrumentach badawczych. Stosowane były komplementarne techniki pomiarowe (SIMS, TIMS). Powstały w ten sposób rejestr obejmuje 7245 cyrkonów detrytycznych (Holden i in., 2009) w zakresie wieku 4276–3800 mln lat. Największa część wyników przypada na przedział 4000–4100 mln lat.

Jest to znaczący dowód, że zestalona skorupa – jako źródło materiału detrytycznego – była obecna na Ziemi przed końcem hadeiku (fig. 4A). Indywidualne cechy geochemiczne najstarszych cyrkonów wskazują, że skały macierzyste (protolit) detrytusu z Jack Hills były najbardziej podobne do składu andezytów (Turner i in., 2020).

Rejestr wyników datowań wczesnych cyrkonów (tab. 2) obejmuje również tarczę kanadyjską. W zachodniej części kratonu Slave, w rejonie Zatoki Hudsona, w kompleksie gnejsów na obszarze 40 km^2 w okolicy Acasta, znajdują się relikty tonalitu i granodiorytu, których wiek krystalizacji odpowiada 4002 ±4, 4012 ±6 i 4031 ±3 mln lat (Stern, Bleeker, 1998; Bowling, Williams, 1999). Stanowią

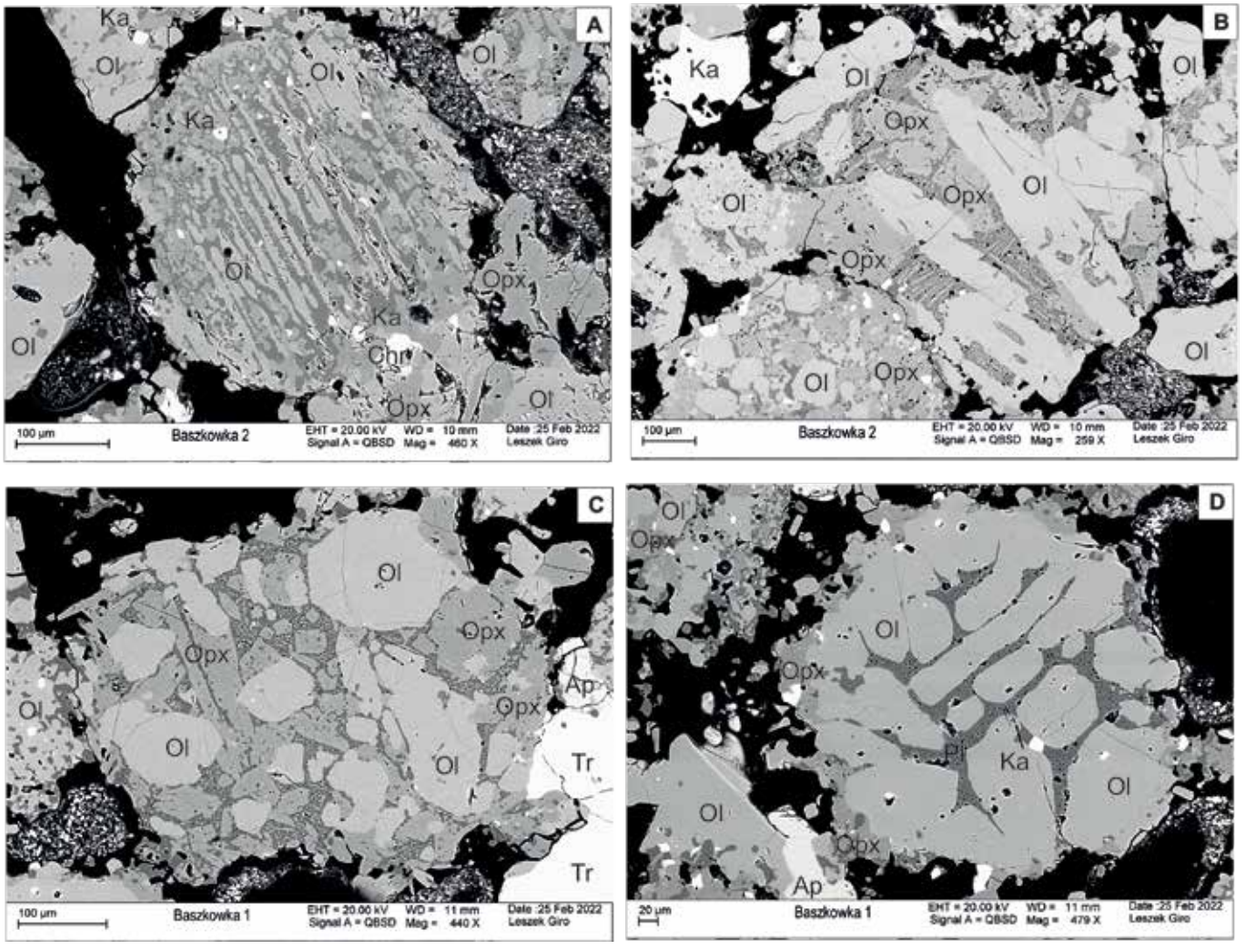
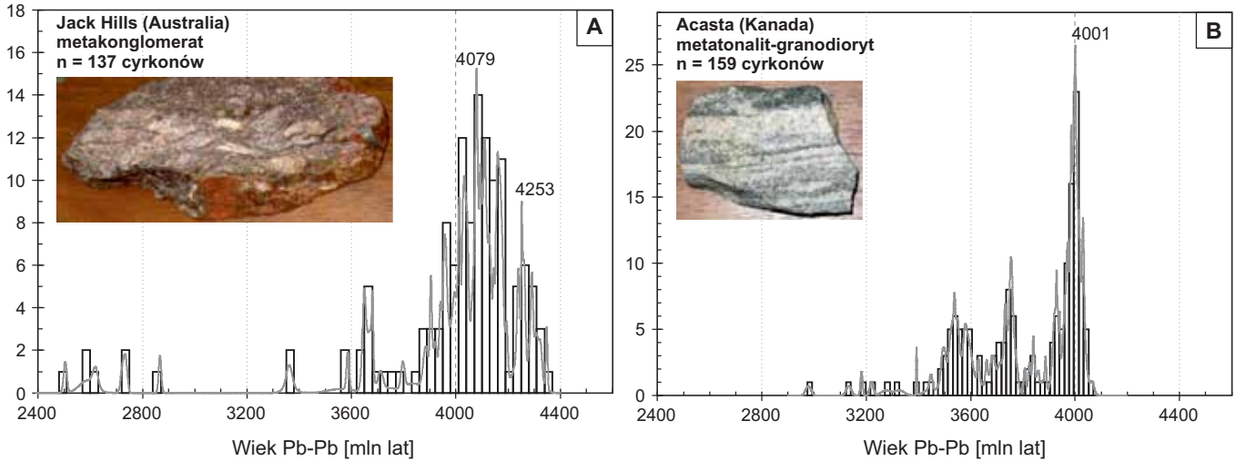


FIG. 3. Chondry w meteorycie Baszkówka (L5). Przykłady tekstur, które powstają wyłącznie w warunkach nieważkości i próżni: **A** – chondra poprzeczna – podłużne kryształy oliwinu (Ol) z wrostkami kamacytu (Ka) oraz kryształy ortopiroksenu (Opx) i plagioklazu w afanitowej mesostasis, obok ziarno chromitu (Chr); **B** – chondra porfirowa i mniejsza ziarnista, składające się z oliwinu (Ol) i ortopiroksenu (Opx); **C** – chondra ziarnista zbudowana głównie z oliwinu (Ol) i ortopiroksenu (Opx), akcesorycznie, nieregularne ziarna troilitu (Tr), metaliczny Fe-Ni, apatyt (Ap) i fosforan wapnia whitlokit; **D** – chondra ziarnista, z dominującym oliwinem (Ol), plagioklazem (Pl) z wrostkami kamacytu (Ka), ortopiroksenem (Opx) na brzegu, apatyt (Ap); obrazy BSE z mikroskopu elektronowego Leo Zeiss. Fot. L. Giro



one najstarsze zidentyfikowane pozostałości skał magmowych. Ich wiek zbiega się z wiekiem przyjętym jako granica hadeik/archaik (fig. 4B) – 4 mld lat, która została zatwierdzona przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (Gradstein i in., 2012, 2020; Cohen i in., 2025).

Pozostałości młodszych skał, z wczesnego archaiku (eoarchaik 4–3,6 mld lat), stają się liczniejsze, a ich ślady zostały znalezione na wielu paleokontynentach od Australii, Chin, Kanady i Grenlandii do południowej Afryki i Indii (Van Kranendonk i in., 2018).

Największy i najlepiej zachowany fragment skorupy eoarchaicznej znajduje się w SW Grenlandii, w regionie Nuuk. Kompleks gnejsów Itsaq (Nutman i in., 1996) stanowi przykład (fig. 4C) pozostałości nowej (juwenilnej) skorupy utworzonej podczas kilku etapów magmowych między 3900 a 3660 mln lat temu, zakończonych metamorfizmem (Nutman i in., 2013). Sekwencje skał wulkanicznych – o zachowanej strukturze law poduszkowych – stanowią relikt podmorskiego wulkanizmu w środowisku analogicznym do dzisiejszych



FIG. 4. Histogramy dokumentujące wiek (na podstawie datowań $^{207}Pb/^{206}Pb$) z najstarszych cyrkonów na Ziemi: **A** – metakonglomerat z Jack Hills, Australia; Cavosie i in. (2004); **B** – gnejs z Acasta, Kanada; Bowring, Williams (1999); **C** – granitognejs z regionu Amitsoq, Grenlandia; Nortman i in. (2010). Zdjęcia próbek skał ekspozycji z laboratorium w Research School of Earth Science, RSES, ANU, Canberra. Fot. E. Krzemińska

środowisk łuków wulkanicznych. Pozostają one najstarszym zachowanym kompleksem suprakrustalnym, wskazując na (podobne do dzisiejszych) procesy tektoniki płyt, które zachodziły już w eoarchaiku, tj. 3,8 mld lat temu (np. Nutmann i in., 2002).

Formacje skalne pochodzące z eo- i paleoarchaiku można wskazać na niemal wszystkich paleokontynentach. Stanowią one do 10% powierzchni kontynentów utworzonych przed 2,5 mld lat. Zazwyczaj są one mocno przeobrażone i włączone w masę dobudowywanych młodszych stref i mikropłyt.

1.3. IZOTOPOWE I GEOCHEMICZNE WSKAŹNIKI EWOLUCJI LITOSFERY W PREKAMBRZE

Część badań prekambru koncentruje się na analizowaniu epizodyczności w geologicznym zapisie reliktów wczesnej skorupy. Wyróżnia się wiele wskaźników, które mogą być istotne z punktu widzenia ewolucji i podziału skali czasu geologicznego (Roberts i in., 2015; Strachan i in., 2020; Shields i in., 2022), takie jak wiek Pb-Pb oraz parametry izotopowe hafnu (inicjalne εHf) i tlenu ($\delta^{18}O$) w minerałach i skałach, które rejestrują tendencje związane np. z globalnymi procesami tworzenia się większych mas superkontynentów (tab. 3).

Kompilacje danych o wieku krystalizacji cyrkonów z ostatnich 4,0 mld lat (Condie, Puetz, 2019) wskazują szereg istotnych momentów kumulacji, w przypadku prekambru: ~2715, 2495, 1875, 1045 oraz 625 mln lat temu. Piki podobnych wyników powszechnie interpretuje się jako czuły wskaźnik nasilenia tempa przyrostu skorupy ziemskiej.

Część z aktualnie stosowanych granic w podziałach prekambru na ery i okresy, np. 2,5 mld, 1,6 mld, 1,0 mld, ~539 mln lat temu, może stanowić odzwierciedlenie wydarzeń związanych z gwałtownym przyrostem skorupy i w konsekwencji obfitości minerału cyrkonu określonego wieku. Dla porównania, niezależne zastosowanie analizy statystycznej (Vermeesch, 2016) w postaci jądrowego estymatora gęstości rozkładu (ang. *kernel density estymator* – KDE) w przypadku zbioru prawie 600 000 detrytycznych ziaren cyrkonu (Spencer, 2020) potwierdziło niezwykle zbieżne wartości wieku, tj.: 2,69; 2,50; 1,86; 1,02; 0,61 mld lat.

Innym istotnym parametrem są efekty procesów wietrzenia kontynentalnego. Ostatnie badania (np. Satkoski i in., 2016) sugerują, że intensywność wietrzenia kontynentalnego skorupy wzrosła na przełomie paleoproterozoiku i mezoproterozoiku oraz neoproterozoiku–fanerozoiku. Stosunki izotopowe strontu $^{87}Sr/^{86}Sr$ w minerałach autigenicznych ze środowiska morskiego (węglany) rejestrują zmiany w składzie izotopowym odpowiadające okresom wzmożonego wietrzenia kontynentalnego skał (Kuznetsov i in., 2018). Zbiegają się one z cyklami łączenia kontynentów takich jak Nuna/Kolumbia, Rodinia, a potem Gondwana (np. Cawood i in., 2013; Nance, Murphy, 2018).

Kolejnym ważnym parametrem przy wyznaczaniu granic czasowych w prekambrze jest magmatyzm wielkich prowincji magmowych (ang. *Large Igneous Province* – LIP). Globalne kompilacje wieku magmatyzmu wspomagają wskazanie naturalnych przełomowych wydarzeń w obrębie prekambru i fanerozoiku. Chociaż LIP same w sobie nie są „złotymi gwoździami" stratygraficznymi, to mogą stać się zamiennikami przy zapisie czasu (Condie, Puetz, 2019; Ernst i in., 2021). Przykładów LIP skumulowanych na granicy archaiku i proterozoiku (2460–2450 mln lat) dostarczają prowincje Matachewan, Karelia-Kola i Pilbara. Podobne kumulacja wydarzeń LIP miała miejsce na granicy:
- riak/orosir (2058 mln lat temu – Bushveld i Kevitsa);
- orosir/stater (1790 mln lat temu; na wielu kratonach, w tym na kratonie wschodnioeuropejskim);
- stater/kalim (1590 mln lat temu);
- kalim/ektas (1385 mln lat temu, na wielu kratonach).

1.4. PROPOZYCJA NATURALNEGO PODZIAŁU SKALI CZASOWEJ DLA PREKAMBRU

Część podziałów dla prekambru z granicami okresów umiejscowionymi arbitralnie w globalnej skali czasu nie oddaje bogactwa zapisu skalnego. Utrudnia to zrozumienie procesów geologicznych, odwracając uwagę od obserwowalnych granic stratygraficznych pierwszego rzędu (Bleeker, 2004). Dzięki zgromadzeniu tysięcy precyzyjnych dat U-Pb cyrkonu, więcej – niż w latach 90. XX w. – wiadomo na temat ewolucji geodynamicznej bloków prekambryjskich.

Alternatywą jest zaproponowana niedawno tabela historii Ziemi (Van Kranendonk i in., 2021) z podziałem na trzy zasadnicze etapy rozwoju planety w prekambrze, powiązane z serią wydarzeń znanych z zapisu geologicznego (tab. 4). Trzy prekambryjskie eony reprezentują:
1) hadeik: 4567–4030 mln lat − obejmujący wczesny rozwój planety;
2) archaik: 4030–2420 mln lat − to główny okres tworzenia się skorupy i powstawania biosfery, charakteryzujący się silnie redukcyjną atmosferą;
3) proterozoik: 2420–542 mln lat − to okres charakteryzujący się postępującym wzrostem tlenu w atmosferze, cyklami tworzenia superkontynentu i ewolucji bardziej złożonych form życia.

Zgodnie z propozycją Van Kranendonka i in. (2012, 2021), każdy z eonów można podzielić na kilka er i okresów, które w zapisie geologicznym odzwierciedlają zmiany niższego rzędu (tab. 4).

TAB. 3. Seria globalnych wydarzeń składających się na ewolucję Ziemi w prekambrze w układzie chronologicznym (wg Van Kranendonka i in., 2012)

Wiek [mln lat]	Wydarzenie w historii ewolucji Ziemi
538,8 542	powstawanie superkontynentu Gondwana → zwiększone wietrzenie krzemianów i dostarczanie składników odżywczych do oceanów, spadek ilości CO_2, wzrost w atmosferze O_2 / eksplozja kambryjska
635	wzrost wytworzonego przez wulkany atmosferycznego pCO_2, deglacjacja, wzrost poziomu morza, globalne odkładanie się pokryw węglanowych / szybki spadek CO_2, wzrost tlenu / fauna ediakarska
750	koncentracja kontynentów na równiku → zwiększone albedo powierzchni Ziemi i związane z ryftami wypiętrzenia / rozległe zlodowacenia, spowolnienie aktywności biologicznej
850	rozpad Rodinii → nasilony wulkanizm, redukcja oceanów, niski poziom siarczanu oceanicznego, osadzanie się formacji żelazistych BIF i globalnie czarnych łupków
1780	utworzenie superkontynentu Nuna (Columbia) → zwiększone wietrzenie, wyższe stężenia siarczanów w wodzie morskiej i warunki redukcyjne, potężne złoża siarczkowe
2068	super wyniesienia płaszcza → globalne ryftowanie i orogeneza, redukowanie głębokości oceanu z odkładaniem się żelaza i szungitu, utlenione górne warstwy oceanu
2250	ocieplenie płaszcza → globalny magmatyzm, wzrost atmosferycznego CO_2, rozkwit życia drobnoustrojów / wzrost ilości O_2, wzrost wartości $\delta^{13}C$ (L-JE), osadzanie się fosforytów, Ca-siarczanów i utworów bogatych w Mn, rozwój eukariontów
2420	kontynuacja stygnięcia płaszcza / pojawienie się kontynentu, zwiększone wietrzenie krzemianów, spadek ilości CO_2, utrata metanu i globalne ochłodzenie / ograniczenie magmatyzmu, globalne zlodowacenia, wzrost O_2
2630	spadek aktywności płaszcza → spowolnienie tempa powstawania skorupy, ale powszechna aktywność hydrotermalna i wytrącanie warstwowanych osadów żelazistych BIF (*banded iron formation*); ograniczony rozwój mikrobiologiczny
2780	powszechne tworzenie się skorupy → punkt zwrotny w procesie wytwarzania i utraty ciepła / super wydarzenie związane z ociepleniem płaszcza i formowaniem skorupy, wysoki pCO_2, rozkwit życia mikrobiologicznego (cyjanobakterii) / wzrost ilości O_2 i globalna metanogeneza
3000	stygnięcie i dyferencjacja → powszechna ekstrakcja skorupy i pojawienie się pierwszych sukcesji platformy kontynentalnej z lądowymi społecznościami drobnoustrojów
3490	stygnięcie, dyferencjacja → pierwsze stabilne protokontynenty z płytkowodnymi stromatolitami, wygasanie bombardowania
4030	stygnięcie → dyferencjacja magmy / zachowanie pierwszej skorupy i osłabienie bombardowania
4404	stygnięcie przy wysokim cieple wewnętrznym → tworzenie pierwszej skorupy, atmosfery i oceanów / szybki i dokładny recykling skorupy, intensywne bombardowanie meteoroidów
4568	zapadanie grawitacyjne obłoku pyłu międzygwiezdnego → formowanie się planet i meteorytów

TAB. 4. Propozycja rewizji skali czasowej dla prekambru (Van Kranendonk i in., 2021)

Eon	Era	Okres	Charakterystyka	Wiek [mln lat]	Wydarzenie
Proterozoik	NP	ediakar	fauna ediakarska np. Góry Flindersa	541	pierwsze pojawianie się fauny ediakarskiej
		kriogen	główna epoka lodowcowa; pierwsze wystąpienie metazoa i osady lodowcowe	635	koniec globalnego zlodowacenia
	MP	rodin	stabilizacja środowiska; redukcyjne głębie oceaniczne	850	pierwsze pojawianie się anomalii $\delta^{13}C$
	PP	columb	formowanie się superkontynentu Columbia (Nuna)	1780	pierwsze pojawianie się siarczkowych osadów morskich
		jatul	zdarzenie izotopowego wyskoku $\delta^{13}C$ *Lomagundi–Jatuli LJE*	2060	koniec zdarzenia *LJE;* początek depozycji szungitów (osady grafitowe ~98% węgla)
		oksygen	zlodowacenia, wzrost tlenu w atmosferze	2250	pierwsze pojawianie się dodatniej anomalii $\delta^{13}C$
Archaik	NA	sider	depozycja osadowych formacji żelazistych BIF, spowolnienie wzrostu skorupy	2420	pierwsze pojawianie się osadów lodowcowych
		metan	rozrost skorupy i jej recykling	2630	pierwsze pojawianie się BIF (Hamersley, zachodnia Australia)
	MA	pongol	depozycja w basenach osadowych na stabilnych kontynentach	2780	pierwsze pojawianie się kontynentalnych pokryw bazaltowych; dodatnie wartości $\delta^{13}C$ kerogenu
		vaalabar	wzrost stabilnej skorupy i zalążków kontynentów	3020	pierwsze pojawianie się basenów osadowych
	PA	isua	pierwsze zachowane skały osadowe z chemicznymi śladami wczesnego życia	3490	pierwsze pojawianie się makroskopowych skamieniałości (stromatolity)
		akast	najstarsze zachowane fragmenty skorupy kontynentalnej	3810	najstarsze skały suprakrustalne
Hadeik			tworzenie się i natychmiastowy recykling skorupy; kontynuacja ery wielkiego bombardowania młodej Ziemi	4030	najstarsze skały na Ziemi (ortognejsy Acasta)
		chaot	wielkie zderzenie, kataklizm kosmiczny i powstanie Księżyca	4404	najstarszy ziemski materiał skorupowy (detrytyczne cyrkony)
				4568	powstanie Układu Słonecznego

NP – neoproterozoik; MP – mezoproterozoik; PP – paleoproterozoik; NA – neoarchaik; MA – mezoarchaik; PA – paleoarchaik

1.5. AKTUALNY PODZIAŁ SKALI CZASOWEJ DLA PREKAMBRU

Przeprowadzenie podziału prekambru na sposób porównywalny do podziału fanerozoiku stanowi ogromne wyzwanie. Od końca lat 80. XX w. prekambr, jako szczególny supereon, był dzielony zgodnie z kryterium chronometrycznym na: eony, ery, okresy (Plumb, James, 1986; Plumb, 1991). Skala czasowa opiera się na przybliżeniu, a wybrane granice czasowe reprezentują średnie zdarzeń i procesów (tab. 3), obserwowanych na różnych kratonach, wpisane równomiernie w ramy czasowe ~200–150 mln lat.

W schemacie chronostatygraficznym z 2024 r. początek eonu archaicznego przypada na ~4,031 ±3 mln lat. Sam archaik został podzielony na cztery ery: eoarchaik (4,0–3,6 mld lat), paleoarchaik (3,6–3,2 mld lat), mezoarchaik (3,2–2,8 mld lat) oraz neoarchaik (2,8–2,5 mld lat).

Następny eon – proterozoik – podzielono na 10 okresów, trwających po ok. 200 mln lat, i pogrupowano na trzy ery: paleoproterozoik (2,5–1,6 mld lat), mezoproterozoik (1,6–1,0 mld lat) oraz neoproterozoik (1,0–0,539 mld lat).

Neoproterozoik obejmuje okresy: ton (1000–720 mln lat), kriogen (720–635 mln lat) i ediakar (630–538,8 mln lat). Wcześniej, w północnej Europie, używano terminów pochodzących z rosyjskiej literatury: ryfej i wend, które łączą w przybliżeniu mezoproerozoik, ton, kriogen i ediakar. Ta odmienna terminologia, stosowana nie zawsze konsekwentnie, przyczyniła się do zamieszania. Jednak od momentu publikacji geologicznej skali czasu GTS 2012, z corocznymi aktualizacjami, w chronologii neoproterozoiku poczyniono ogromne postępy (Halverson i in., 2020). Przyczyniły się do tego systematyczne datowania tufów wulkanicznych w warstwach neoproterozoicznych czy ulepszenia w zastosowaniu geochronometru Re-Os do osadów bogatych w substancję organiczną (Mattinson, 2010; Rooney i in., 2015). W rezultacie przedziały skali czasu neoproterozoiku lepiej skalibrowano. Pewnym wyjątkiem jest okres toński, który w obecnej propozycji obejmuje przedział 1000−720 mln lat (Shields-Zhou i in., 2016). Wczesna połowa okresu tońskiego (do ~850 mln lat) jest słabo reprezentowana w zapisie stratygraficznym. Brak dokładnego wieku U-Pb lub Re-Os jest też spowodowany ograniczonym zapisem stratygraficznym tego interwału, który poprzedził początek ryftowania Rodinii (Li i in., 2008).

Zapis wczesnego prekambru w Europie 2

Niemal wszystkie kontynenty w swojej obecnej formie zawierają mniej lub bardziej rozległe strefy z reliktami najstarszej skorupy uformowanej we wczesnym archaiku. Zazwyczaj wchodzą one w skład młodszych domen. W Europie najstarsza część skorupy zajmuje NE część kontynentu, stanowiąc integralne fragmenty kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC). Sam kraton powstał w wyniku kolizji i połączenia trzech heterogenicznych segmentów (fig. 5): Fennoskandii, Sarmacji i Wołgo-Uralii (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 1994).

W każdym z tych bloków pozostałości najstarszej archaicznej skorupy różnią się wiekiem zasadniczych faz orogenicznych, co podkreśla odmienne drogi ich ewolucji przed połączeniem (fig. 6).

2.1. FENNOSKANDIA

W Fennoskandii skały powstałe we wczesnym archaiku są ograniczone do protokratonu Kola i Karelia, gdzie dominują formacje tworzące się głównie w neoarchaiku (fig. 6A), między 2,9 a 2,65 mld lat temu (Slabunov i in., 2006; Lauri i in., 2011). Pozostałości najstarszej skorupy kontynentalnej w obrębie tarczy bałtyckiej są zlokalizowane w Karelii. Znajdujące się tam kompleksy Pudasjärvi, Koillismaa i Iisalmi (Lauri i in., 2011) pochodzą z przełomu ery paleo-mezoarchaicznej (3,5–3,1 mld lat temu). Najstarsze z nich, gnejsy trondhjemitowe (wiek 3,5 mld lat), znajdują się w okolicach Siurua w NE Finlandii, w paśmie granulitowym Pudasjärvi. W skałach tych notowane były ksenokryształy cyrkonów z paleoarchiku o wieku 3,7–3,6 mld lat (Mutanen, Huhma, 2003). Centralna i południowa cześć bloku Fennoskandii to obszar młodszy, którego skorupa była formowana sukcesywnie w trakcie kilku etapów w proterozoiku.

2.2. SARMACJA

Najstarsza skorupa Sarmacji znajduje się w obrębie tarczy ukraińskiej (południowa część Sarmacji). W domenie Dniestr-Bug jest ona reprezentowana przez enderbity, z populacją cyrkonu o wieku magmowej krystalizacji w eoarchaiku ~3,75–3,78 mld lat temu (Claesson i in., 2006, 2014). Są to jednocześnie najstarsze skały na kratonie wschodnioeuropejskim (fig. 6B). Skały metaosadowe z pasma zieleńcowego Soroki i Fedorivka zawierają detrytyczne cyrkony pochodzące z denudacji podobnie starych skał o wieku 3785 mln lat (Bibikova i in., 2010).

Nieco dalej na wschód, w domenie azowskiej, najstarsze znane skały należą do kompleksu Novopavlivka. Są reprezentowane przez

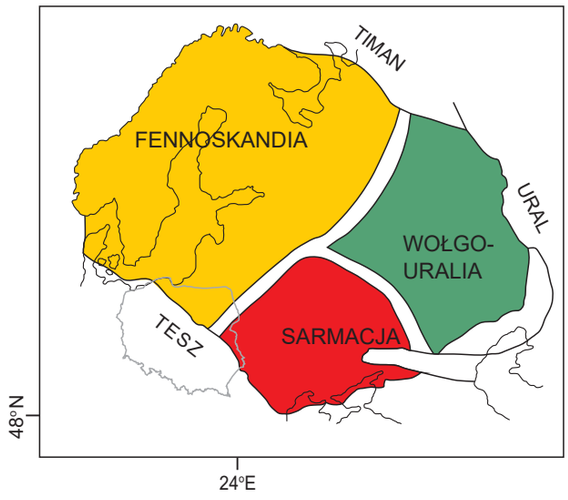


FIG. 5. Szkic kratonu wschodnioeuropejskiego ze schematycznym układem trzech autonomicznych bloków Wołgo-Uralii, Sarmacji i Fennoskandii, połączonych ostatecznie w staterze ~1,8 mld lat temu (Bogdanova i in., 1994); TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

ortognejsy, enderbity, migmatyty i granity z enklawami piroksenitu i perydotytu. Wiek krystalizacji cyrkonu z piroksenitu – między 3633 ±16 a 3640 ±11 mln lat – i cyrkonu z enderbitu – 3609 ±5 mln lat (Bibikova, Williams, 1990) – wskazuje na przełom paleo- i eoarchaiku.

2.3. WOŁGO-URALIA

Wołgo-Uralia stanowi najmniej poznaną część kratonu wschodnioeuropejskiego. Jej krystaliczne podłoże jest ukryte pod grubą pokrywą osadów od neoproterozoiku do fanerozoiku. Pierwsze badania izotopowe próbek z wierceń z rejonu granitoidowego bloku Bakaly, w skrajnie wschodniej części Wołgo-Uralii (Bogdanova i in., 2010, 2021), dostarczyły danych o paleo- i neoarchaicznym czasie formowania się skorupy (fig. 6C). Najstarsze skały występują w Baszkirii. Są to migmatyty (Taszliar) i monzodioryty (Sulejewo), które zachowały populacje cyrkonów o wieku odpowiednio 3237 ±11 i 3266 ±7 mln lat, przy pojedynczych odziedziczonych ksenokryształach o czasie krystalizacji ~3,4 mld lat temu.

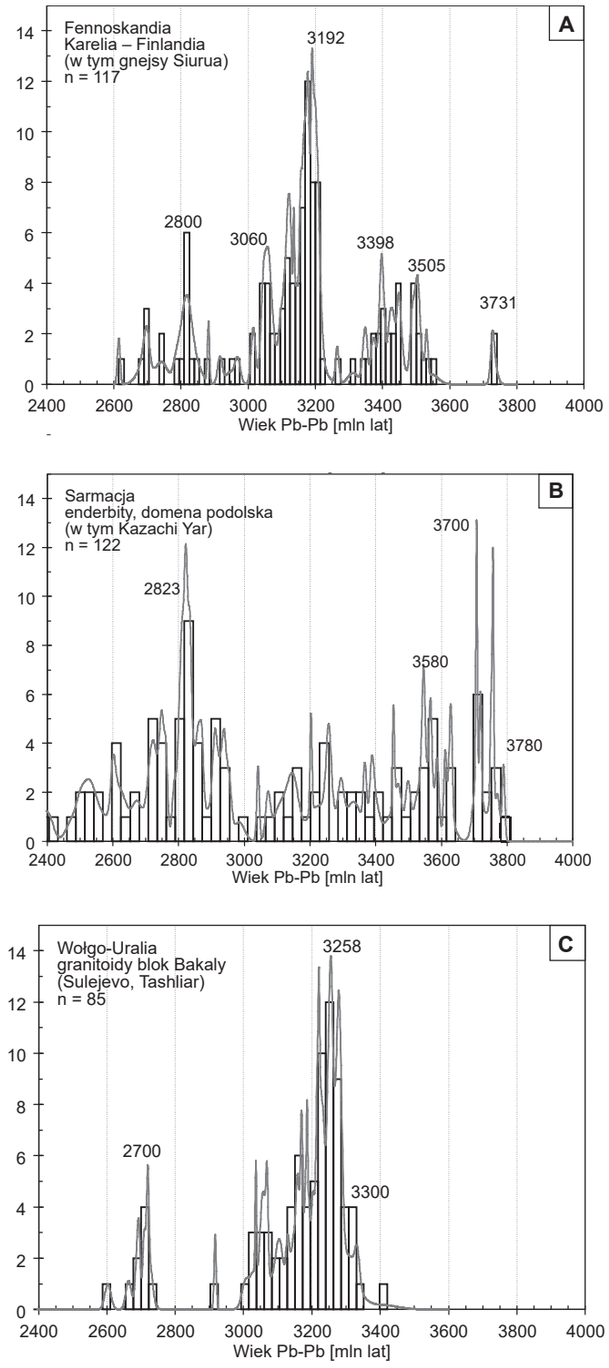


FIG. 6. Dokumentacja geochronologiczna wieku i częstości występowania najstarszych cyrkonów w poszczególnych blokach skorupowych kratonu wschodnioeuropejskiego:
A – Fennoskandia – histogram na podstawie danych $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Cavosie i in., 2004);
B – Sarmacja – histogram na podstawie danych $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Claesson i in., 2015);
C – Wołgo-Uralia – histogram na podstawie danych $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Bodganova i in., 2015)

3 Prekambr na obszarze Polski

3.1. HISTORYCZNE LOKALIZACJE ARCHAIKU W POLSCE

W tomie „Stratygrafia" (cz. 1 – prekambr i paleozoik) „Budowy geologicznej Polski" (Sokołowski, 1968) obecność skał archaiku w Polsce była rozważana w trzech głównych rejonach, ze wskazaniem na: (1) podłoże krystaliczne NE Polski, (2) obszar Karpat oraz (3) obszar Sudetów z Górami Sowimi. Interpretacja sukcesji zespołów skalnych była wówczas oparta wyłącznie na analizie petrograficznej. We wstępie wspomnianej edycji stwierdzono, że: (...) *badania wieku bezwzględnego minerałów skał prekambryjskich są jeszcze mało rozwinięte i wyniki ich nie mogą być obecnie w pełni wykorzystane* (Juskowiak, Ryka, 1968a). Zgromadzone w ciągu ostatnich 20 lat liczne wyniki badań izotopowych pozwoliły na korektę hipotez, szczególnie w przypadku najstarszych skał w Polsce.

3.1.1. Weryfikacja wieku najstarszych skał

Obszar NE Polski

We wczesnych opracowaniach (Znosko, 1960; Ryka, 1964; Juskowiak, Ryka, 1968b) podłoże krystaliczne NE Polski stratygraficznie zostało przypisane do archaiku, podobnie jak inne fragmenty starej platformy wschodnioeuropejskiej. Taka interpretacja była oparta na wyniku datowania metodą K-Ar biotytu z granitoidu z otworu wiertniczego Jastrzębna IG 1. Uzyskany wiek, 2646 mln lat (Depciuch i in., 1975), przez dłuższy czas stanowił dowód na obecność neoarchaicznych skał w podłożu krystalicznym tego rejonu.

Późniejsze badania izotopowe z tej samej skały (Jastrzębna IG 1, głęb. 514,7 m – wtórnik próbki rdzenia), zrealizowane metodą U-Pb na cyrkonach, zweryfikowały tę hipotezę, określając wiek na 1826 ±12 mln lat, czyli na czas krystalizacji w późnym orosirze (Krzemińska i in., 2006).

Kolejnym argumentem, który pozwolił zakwestionować archaiczny wiek skorupy w NE Polsce, stały się wyniki badań izotopowych Sm i Nd próbek różnych typów skał (Claesson, Ryka, 1999). W żadnej z 10 próbek, z różnych rejonów podłoża krystalicznego NE Polski, nie stwierdzono wieku modelowego Nd(T_{DM}) powyżej 2,5 mld lat (górna granica archaiku). Wyniki Nd(T_{DM}) w zakresie 1,99–2,2 mld lat dowodzą wyłącznie paleoproterozoicznego wieku skorupy.

Obfita dokumentacja geochronologiczna, zgromadzona przez różne zespoły badawcze, nie potwierdziła również występowania skał uformowanych w archaiku od środkowej do południowej Fennoskandii (Bogdanova i in., 1994, 2006, 2015; Bibikova i in., 1995; Claesson, Ryka, 1999; Claesson i in., 2001; Mansfeld, 2001; Wiszniewska i in., 2007; Williams i in., 2009; Krzemińska i in., 2006, 2017, 2021, Skridlaite in., 2021). Na wspomnianym obszarze wiek cyrkonów starszy niż 2,5 mld lat (granica archaiku) jest związany wyłącznie z detrytusem ze skał klastycznych.

Karpaty

W południowej części Polski, zaklasyfikowanej ogólnie jako obszar Karpat, za przykłady skał archaicznych (Juskowiak, Ryka, 1968c) uważano (1) amfibolity z Rzeszotar, a także skały krystaliczne z Puńcowa (okolice Cieszyna). Podobnie zaklasyfikowane zostały (2) niektóre egzotyki karpackie oraz (3) skały metamorficzne w Tatrach Zachodnich.

W wymienionej grupie niezmienioną pozycję stratygraficzną zachowuje egzotyczna struktura zrębu Rzeszotar ze wschodniej części bloku górnośląskiego. Datowanie izotopowe U-Pb (Żelaźniewicz, Fanning, 2020) amfibolitów i gnejsów potwierdziło obecność stałej populacji cyrkonów o wieku krystalizacji ~2765–2570 mln lat. Ten późnoneoarchaiczny (2,6–2,8 mld lat) maficzny protolit uległ migmatyzacji we wczesnym orosirze ~2002,9 ±3 mln lat temu. Znacznie później, w neoproterozoiku, terran Rzeszotar stał się częścią przedpola orogenu kadomskiego w Europie Środkowej.

W przypadku obiektów określanych jako egzotyki karpackie, większość to neoproterozoiczne skały granitowe i metamagowe, których geneza wiąże się z orogenezą kadomską (szerzej zostały opisane w rozdziale „Ediakar"). Są wśród nich bloki: Andrychów, o wieku U-Pb 542 mln lat, i Bugaj, o wieku 580 mln lat (Burda i in., 2019).

Natomiast na obszarze Tatr dokumentacja wieku skał krystalicznych (Poller, Todt, 2000; Gawęda i in., 2005; Burda, Klötzli, 2007) zgodnie wskazuje na karboński wiek formacji skalnych (patrz rozdz. „Karbon"). Najstarsze przedwaryscyjskie relikty podłoża krystalicznego mieszczą się w przedziale czasowym od wczesnego kambru (534 ±16 mln lat). Tylko w pojedynczych przypadkach stwierdzono ksenokryształy cyrkonów lub odziedziczone ziarna głównie paleoproterozoiczne (2,0 mld lat) i neoarchaiczne (2,6 mld lat).

Góry Sowie

Zgodnie z dawnymi opiniami na obszarze sudeckim prekursorem większości gnejsów, granitognejsów i granulitów Gór Sowich była archaiczna seria osadowa (Oberc, 1968). W kolejnych latach gnejsy sowiogórskie zaliczano do starszego proterozoiku (Grocholski, Majerowicz, 1975; Oberc, 1977), wydzielając dla nich nawet odrębne piętro strukturalne w utworach Gór Sowich. Do odejścia od tego poglądu przyczyniły się wyniki badań mikropaleontologicznych (Gunia, 1984) i odnalezienie w kambryjskich skałach wapienno-krzemianowych szczątków mikroflory i radiolarytów.

Datowania izotopowe skał metamorficznych z tego rejonu potwierdziły wczesnoordowicki wiek magmowego protolitu (487,1 ±1,7 i 472,9 ±1,7 mln lat), a także wiek modelowy T_{DM} nie starszy niż 1,4–1,8 mld lat (Kröner, Hegner, 1998). Podsumowujące zestawienie wyników geochronologicznych z obszaru Gór Sowich zaprezentowane przez Cymermana (1998) kwestionuje wcześniejsze hipotezy o archaicznym wieku skał.

W skałach klastycznych Gór Sowich detrytus jest zdominowany przez populację cyrkonów o wieku od kambru do ediakaru (493–600 mln lat), z mniej liczną grupą (20–35%) materiału paleoproterozoicznego (1900–2100 mln lat), z pojedynczymi tylko cyrkonami z neoarchaiku sprzed 2400–2700 mln lat (Breemen i in., 1988; O'Brien i in., 1997; Kröner, Hegner, 1998; Kryza, Fanning, 2007; Tabaud i in., 2021), co nie potwierdza hipotezy (Oberc, 1968) o archaicznym wieku osadowych prekursorów większości gnejsów, granitognejsów i granulitów.

Ogólny zarys paleogeografii prekambru 4

Prekambryjska skorupa, która buduje podłoże krystaliczne Europy (fig. 5), na NE od strefy szwu transeuropejskiego TESZ, została uformowana w wyniku ewolucji geologicznej zapoczątkowanej w archaiku. W rekonstrukcjach paleogeograficznych dla połączonego kratonu wschodnioeuropejskiego używana jest nazwa Bałtyka (lub Baltika).

Pomiędzy neoarchaikiem a środkowym mezoproterozoikiem bloki litosfery, które złożyły się na połączoną Bałtykę (fig. 7), znajdowały się na szerokościach geograficznych głównie między 35°N a 35°S. W późnym mezoproterozoiku i neoproterozoiku ich położenie oscylowało między wysokimi szerokościami geograficznymi a równikiem. Prędkości dryfu poszczególnych kratonów między neoarchaikiem a środkowym proterozoikiem były niższe niż prędkość połączonej Bałtyki w późnym paleoproterozoiku i środkowym mezoproterozoiku (Salminen i in., 2021a).

4.1. ARCHAIK: PRE-KOLUMBIA (NUNA)

Rekonstrukcje konfiguracji kontynentów przed paleoproterozoikiem są nieliczne i niepewne. Przyczyną tego jest fragmentaryczny zasób danych. Niemniej jednak wyniki badań neoarchaicznych rojów dajek, w tym ich orientacja paleomagnetyczna, a także istnienie podobnych sekwencji stratygraficznych, wskazuje na istnienie ok. 2,72–2,70 mld lat temu wspólnej masy kontynentalnej. Był to prawdopodobnie także pierwszy cykl łączenia się mas lądów w pierwszy superkontynent – Kenorland (Williams i in., 1991). Jest on związany z orogenezą, która miała miejsce na obszarze bloku Laurencji przed ok. 2700 mln lat temu. W strukturze neoarchaicznego Kenorlandu (2,7–2,6 mld lat temu) pojawiają się najstarsze fragmenty północnej części Fennoskandii z archaicznymi blokami Kola i Karelia, których lokalizacja w tym czasie oscylowała pomiędzy równikiem a wysokimi szerokościami geograficznymi (Lubnina, Slabunov, 2017; Pesonen i in., 2021). Swoje pozycje mają tam znane elementy wczesnej skorupy utworzone jeszcze w późnym hadeiku (tab. 2), takie jak kraton Yilgarn (z obszaru Jack Hills) i Pilbara z obszaru dzisiejszej Australii, Slave (z obszaru Acasta) – rejon GW2 dzisiejszej NW Kanady, oraz Superior – dzisiejsza środkowa i NE Kanada, Kaapvaal – dzisiejsza RPA i Zimbabwe.

Biorąc pod uwagę fundamentalne różnice między niektórymi lepiej rozpoznanymi kratonami, takimi jak Slave, Superior i Kaapvaal, wydaje się prawdopodobne, że bloki te pochodzą z niezależnych superkratonów (odpowiednio Sclavia, Superia, Vaalbara) z różnymi historiami łączenia i rozpadu. W przeciwieństwie do kratonów Superior i Kaapvaal, które zasadniczo różnią się od kratonu Slave i od siebie nawzajem, jedynie kraton Dharwar (z Półwyspu Indyjskiego), kraton Zimbabwe (w południowej Afryce) i kraton Wyoming (w Ameryce Północnej) wykazują znaczące podobieństwa do kratonu Slave.

Dla paleogeografii archaiku istnieje także model alternatywny. Opisuje on kratony jako odrębne, dryfujące niezależnie (Bleeker, 2003). Hipoteza ta dowodzi, że archaiczne kratony, czy też pozostałości archaicznej skorupy, aktualnie osadzone jako egzotyczne fragmenty w kolażach młodszych proterozoicznych bloków, w większości przypadków są zbyt małe, żeby zachować niezbędną do rekonstrukcji pełną złożoność systemów tektonicznych.

Relikty skorupy powstałej we wczesnym i środkowym archaiku tworzą zbiór ok. 35 kratonów i mniejszych słabo zdefiniowanych fragmentów („puzzle" na 35 elementów, Bleeker, 2003). Niewykluczone zatem, że przynajmniej niektóre z nich mogły nie być geologicznie wzajemnie połączone.

4.2. PALEOPROTEROZOIK: SUPERKONTYNENT KOLUMBIA / NUNA

Pierwsze próby odtworzenia konfiguracji kontynentów w paleoproterozoiku rozpoczęły się w latach 90. ubiegłego wieku. Gower i in. (1990) wykazali wiele geologicznych analogii miedzy Europą Północną i Ameryką Północną, proponując kontynent o nazwie NENA (ang. *North Europe–North America*). Nieco później Hoffman (1997), przedstawił nowy wariant układu bloków agregatu Laurencja –

4

Ogólny zarys paleogeografii prekambru



FIG. 7. Superkontynent Kolumbia (Nuna) i jego konfiguracja wg Johanssona i in. (2022). Rekonstrukcja paleogeograficzna na początek kalimu (1580 mln lat temu). Widoczne sąsiadujące położenie Laurencji i Grenlandii, Bałtyki oraz zachodniej Afryki z Amazonią, oraz wielki proterozoiczny orogen akrecyjny (żółta i czerwona strefa). Pozycja kratonów Kongo i Sao Francisco (SF) pozostaje niepewna. Kraton Kalahari nie jest widoczny w tym ujęciu; NAC (*North Australian Craton*) – kraton północnoaustralijski; SAC (*South Australian Craton*) – kraton południowoaustralijski WAC (*Western Australian Craton*) – kraton zachodnioaustralijski

Bałtyka, któremu nadano nazwę Nuna (od eskimoskiej nazwy ziem graniczących z Oceanem Arktycznym). W kolejnych latach pojawiło się kilka modyfikacji położenia mniejszych bloków w obrębie superkontynentu, wraz z powszechniej stosowaną nową nazwą – Kolumbia (Zhao i in., 2002, 2004; Rogers, Santosh, 2003; Meert, 2012; Meert, Santosh, 2017).

Aktualnie w literaturze są używane równolegle trzy określenia Kolumbia/Nuna/Paleopangea dla jednej – tworzonej w paleoproterozoiku – rozległej masy kontynentalnej (Evans, 2013). Dostępne dane geologiczne dobrze wspierają koncepcję jednego superkontynentu – Kolumbii (fig. 7). Dla wszystkich wersji rekonstrukcji wspólny jest zapis orogenezy przypadający na 2,1–1,8 mld lat temu.

W tym czasie, z początkiem okresu orosir w paleoproterozoiku, miał miejsce najintensywniejszy w historii przyrost objętości skorupy Ziemi. Etap ten rozpoczął się ~2,055 ±0,001 mln lat temu w kompleksie Bushveld utworzeniem rozległej warstwowej intruzji Rustenberg (*Rustenberg Layered Suite*). Jest ona jedną z największych na świecie tego typu (ok. 600,000 km^3) i stanowi kompleks kumulatów maficzno-ultramaficznych ze złożami kilku szczególnie ważnych pierwiastków jak Cr, Ti, V oraz pierwiastków z grupy platynowców (ang. *platinium group elements* – PGE) (Mungall i in., 2016; Yao i in., 2021).

Kilka dość pokrewnych geochemicznie masywów skał plutonicznych i wulkanicznych niemal równocześnie pojawiło się w innych lokalizacjach, także w północnej Fennoskandii, gdzie dobrym przykładem są komatyty Jeesiörova w paśmie zieleńcowym Lapland wieku ~2056 ±25 mln lat (Hanski i in., 2001).

Wzmożona aktywność magmowa ~2,1 mld lat temu zbiegła się z zakończeniem istotnych w historii Ziemi perturbacji w izotopowym składzie węgla w węglanach, wyrażonej wzrostem wartości $\delta^{13}C_{carb}$ z +5 do +10‰, określanym jako zdarzenie z Lomagundi–Jatuli (Melezhik i in., 2007). Przyrost poziomu tlenu w atmosferze doprowadził wówczas do przyśpieszenia rozwoju organizmów eukariotycznych.

Ponadto w zapisie geologicznym, między 2,0 a 1,75 mld lat temu, ponownie pojawiają się osadowe, warstwowane formacje bogate w żelazo tzw. BIF (*banded iron formation*). W przeciwieństwie do archaicznych BIF, odpowiedniki paleoproterozoiczne charakteryzują się bardziej ziarnistą strukturą i warstwowaniem typowym dla depozycji w płytkich zbiornikach wodnych.

Trend globalnej akrecji, dominujący 1,92–1,76 mld lat temu, i związanych z tym orogenez (Rogers, Santosh, 2002; Zhao i in., 2002; Cawood, Tyler, 2004; Ansdell, 2005; Reddy, Evans, 2009) w konsekwencji dalszego dryftu doprowadził do łączenia mniejszych bloków kratonicznych, tworząc trzon superkontynentu Kolumbia (Nuna).

Badacze, którzy jako pierwsi zaproponowali wersje konfiguracji Kolumbii (Rogers, Santosh, 2003; Zhao i in., 2003), „składając układankę terranów" opierali się głównie na analogiach geologicznych. Kolejne rekonstrukcje uwzględniły już zaktualizowane dane paleomagnetyczne, obejmując alternatywne propozycje połączenia Bałtyki z kratonem północnochińskim, który mógł przyjąć pozycję między Amazonią a częścią należącą do Sarmacji (Kusky i in., 2007; Bispo-Santos i in., 2008; Mertanen, Pesonen, 2012) czy z kratonem Dharwar (Pisarevsky i in., 2013; Cawood i in., 2020). Najczęściej jednak wskazuje się powiązania Bałtyki z Amazonią i Afryką Zachodnią, które w orosirze znajdowały się przy SW części Sarmacji (Teixeira i in., 2007; Johansson, 2009; Evans, Mitchell, 2011; Zhang i in., 2012; Pisarevsky i in., 2014; Meert, Santosh, 2017). W tym rejonie Sarmacji (Krzywy Róg), na przełomie archaiku i paleoproterozoiku, między 2,60 a 2,45 mld lat temu, charakterystyczna była akumulacja warstwowanych, chemogenicznych osadów żelazistych BIF tworzących się w rozległym, ale płytkim basenie morskim bez oznak magmatyzmu (Savko i in., 2017).

Zestawienie przekrojów geologicznych we wschodniej Sarmacji i kratonu Pilbara (Australia) oraz Kaapvaal (Afryka), w przedziale czasowym 2,6–2,0 mld lat temu sugeruje, że Sarmacja mogła być połączona wcześniej z kontynentem Vaalbara (Walbara), którego trzon, co najmniej do 2,8 mld lat temu, tworzyły Pilbara i Kaapvaal. Tę hipotezę potwierdzają m.in. równowiekowe osady BIF wspólne dla Vaalbary i Sarmacji (Savko i in., 2017).

Trzon superkontynentu Kolumbia (Nuna) stanowiły Bałtyka i Laurencja, powiązane w rejonie półwyspu Kola i północnej Norwegii z NE Grenlandią (np. Gower i in., 1990; Salminen, Pesonen, 2007; Evans, Pisarevsky, 2008; Johansson, 2009; Johansson i in., 2022). Według większości modeli paleogeograficznych, w okresie od 1,9 do co najmniej 1,3 mld lat temu, NW Bałtyka była połączona ze wschodnią Laurencją. Ten sposób powiązania sprawia, że magmatyzm aktywnej krawędzi kontynentu ciągnie się od SE Laurencji do zachodniej Bałtyki i dalej Amazonii (fig. 7), tworząc wielki proterozoiczny orogen akrecyjny. Pas ten charakteryzuje się systematycznym wzrostem objętości skorupy (między 2,0 a 1,75 mld lat temu) i orogeniczną deformacją w orosirze (2050–1800 mln lat temu).

W alternatywnej rekonstrukcji autorstwa Pisarevsky'ego i in. (2014), do sarmackiej części Bałtyki zamiast Amazonii są przyłączone Indie. Amazonia i Afryka Zachodnia tworzą oddzielny blok, który nie jest częścią Kolumbii. Na tym etapie również Kalahari jest oddzielone od Kolumbii.

W środkowej Fennoskandii, na obszarze Estonii i Łotwy, apogeum przyrostu skorupy zaznaczyło się między 1,90 a 1,86 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015; Johansson i in., 2022). Kolejny impuls aktywności magmowej nastąpił ~1,85 do 1,82 mld lat temu, kiedy na Litwie powstawały domeny: zachodniolitewska i środkowolitewska (Motuza, 2022). Obszarem, gdzie dominuje późnopaleoproterozoiczny wiek magmatyzmu, jest podłoże krystaliczne południowej Litwy (Šiliauskas, 2019; Skridlaite i in., 2021) i skrajnie NE Polski (Krzemińska i in., 2017). Taki układ wieku skorupy odzwierciedla sukcesywne przesuwanie się subdukcyjnego pasa magmatyzmu od środkowej Fennoskandii z dobudową nowej skorupy w kierunku południowym.

W Polsce orogeniczna aktywność magmowa miała swoją kontynuację na początku stateru, głównie na Pomorzu i południowym Bałtyku, gdzie w czasie 1791–1750 mln lat temu pojawiło się wiele intruzji granitoidów pokrewnych geochemicznie i izotopowo (Krzemińska i in., 2021) skałom magmowym o analogicznym wieku (1,77–1,75 mld lat), znanych ze strefy Blekinge (Skania) i transskandynawskiego pasma magmowego (TIB) w SE Szwecji (Johansson i in., 2006; Salin i in., 2019).

Procesy prowadzące do przyrostu skorupy w Fennoskandii na obszarze południowobałtyckim w orosirze i staterze (2,0–1,75 mld lat temu) są interpretowane na dwa sposoby.

Pierwsza koncepcja wskazuje na akrecję mikropłyt, której towarzyszy wielokrotna subdukcja skorupy oceanicznej w różnych kierunkach oraz tworzenie się łuków wysp (Lahtinen i in., 2005, 2008). Etapy ewolucji orogenicznej nakładające się na siebie w czasie i przestrzeni, obejmują procesy takie jak akrecja mikrokontynentu (1,92–1,87 mld lat temu), rozszerzenie kontynentu (1,86–1,84 mld lat temu), kolizję kontynent–kontynent (1,84–1,79 mld lat temu) oraz kolaps i stabilizację (1,79–1,77 mld lat temu).

Druga koncepcja (Bogdanova i in., 2015) wiąże wydarzenia w południowej części orogenu swekofeńskiego (1,87–1,75 mld lat temu), z ciągłą, jednobiegunową akrecją w kierunku NE kolejnych mikrokontynentów: Bergslagen, Livonii i Amberlandu (fig. 8). Wzrost skorupy został przerwany ~1,80–1,78 mld lat temu przez ukośne zderzenie Fennoskandii i Sarmacji (Sarmacja połączona z Wołgo-Uralią), w wyniku czego powstała wyraźna transpresyjna struktura południowej Fennoskandii. W okresie między 1,80 a 1,75 mld lat temu, na obecnym SE, zderzenie to spowodowało rotację Sarmacji o ok. 45° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. To wydarzenie wywołało ekstensję oraz magmatyzm asocjacji AMCG (anortozyt-mangeryt-czarnokit-granit) na obszarze zachodniej Sarmacji. Z tego rejonu zachował się potężny – zdominowany przez anortozyty – masyw Korosteń (Bogdanova i in., 2013). Kolizja Fennoskandii z Sarmacją zaznaczyła się też utworzeniem w obu blokach mniejszych intruzji oraz skał metamorficznych. W obrębie tarczy ukraińskiej roje dajek intrudujących o wieku ~1,80–1,78 i 1,76–1,75 mld lat (Bogdanova i in., 2013; Shumlyanskyy i in., 2016) oraz równowiekowy magmatyzm w Fennoskandii uwieńczyły ostatnią fazę kolizji. Powstały w wyniku połączenia Fennoskandii z Sarmacją szew między blokami ma charakter „nieostry" z uwagi na skośny przebieg kolizji. Badania geofizyczne w tym rejonie (Mężyk i in., 2021; Janik i in., 2022) udowodniły, że na granicy Fennoskandia / Sarmacja nie ma prostej granicy tektonicznej. Fragmenty obu bloków zostały nieregularnie „rozproszone". Miejscami bowiem skorupa Sarmacji znajdowała się dalej na północ niż wcześniej sądzono (Bodganova i in., 2006). W konsekwencji występuje tu strefa intensywnych deformacji o szerokości 150 km, gdzie materiał skorupowy został zmylonityzowany, wykazując powinowactwa zarówno do NW krawędzi Sarmacji, jak i do Fennoskandii. Niezależnie od nadal dyskutowanych konfiguracji w obrębie Kolumbii (np. Evans, 2013; Elming i in., 2021), panuje powszechna zgodność opinii, że proces amalgamacji mniejszych bloków nie trwał dłużej niż do końca paleoproterozoiku, tj. do 1600 mln lat temu.

4.3. MEZOPROTEROZOIK: ROZPAD KOLUMBII / NUNY

Z początkiem mezoproterozoiku charakterystyczną cechą ewolucji superkontynentu stał się reżim słabo ekstensyjny. Zaczął dominować anorogeniczny magmatyzm kontynentalny, wynikający przypuszczalnie z diapiryzmu płaszcza i podnoszenia astenosfery.

Rekonstrukcje paleomagnetyczne (Luoto i in., 2021) wskazują, że w okresie 1,65–1,25 mld lat temu Bałtyka znajdowała się na niskiej szerokości geograficznej, zbliżonej do pozycji równikowej (fig. 7).

Zgrupowanie licznych intruzji wraz z rojami maficznych dajek wzdłuż obu brzegów i centrum Kolumbii (Nuny) sugeruje pojawienie się stref ryftowych. Tego typu magmatyzm ryftowy – w postaci dajek diabazowych, intruzji anortozytowych i towarzyszących im bogatych w potas granitów z charakterystyczną teksturą rapakiwi oraz czarnokitami [1] – jest notowany w Ameryce Północnej, na Grenlandii, Bałtyce i w Ameryce Południowej. Istnieją różne interpretacje czasu trwania aktywności magmowej, od szerokiego przedziału 1,6–1,2 mld lat (Rogers, Santosh, 2002; Zhao i in., 2004; Zhang i in., 2012) do bardziej zawężonego 1,45–1,38 do 1,27 mld lat (Pisarevsky i in., 2014).

Na obszarze Bałtyki w tym czasie rozwijały się także baseny ryftowe. Przykładem może być obszar Telemark (supergrupa Telemarku) w południowej Norwegii, gdzie na starszej proterozoicznej skorupie powstał ryft o przebiegu N–S (Green, 1992; Bingen i in., 2001), podobny do przebiegu znacznie późniejszego ryftu Oslo. Rozwój basenu ryftowego Telemarku miał bezpośredni związek z procesem oddzielania się Bałtyki od Laurencji, a następnie obrotem Bałtyki o ok. 80° zgodnie z ruchem wskazówek zegara w stosunku do Laurencji (Park, 1995). Dość istotne jest to, że Bałtyka, jako składnik Kolumbii, nigdy nie przeszła procesu dal-

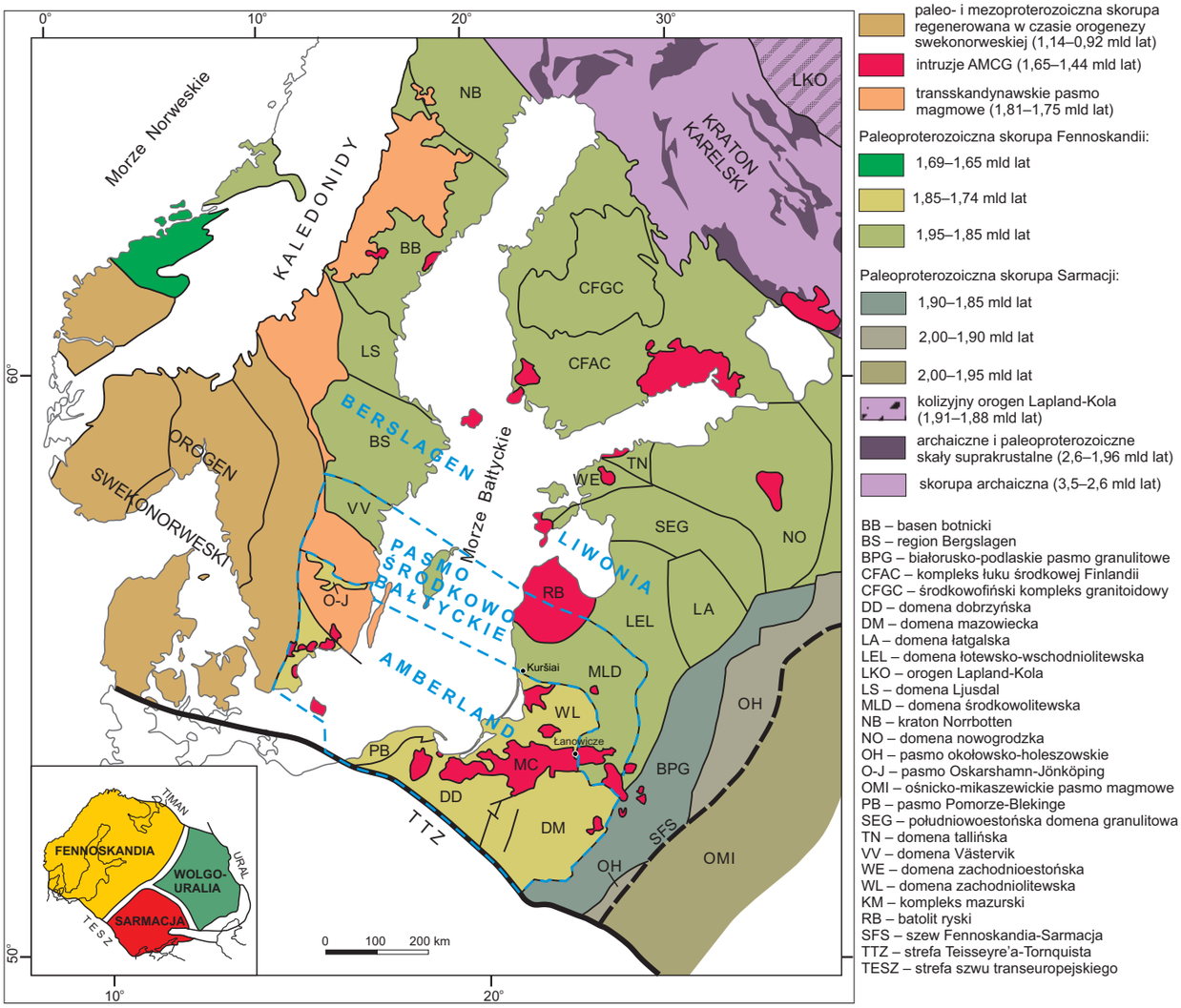


FIG. 8. Rozmieszczenie głównych domen skorupowych w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Bogdanovej i in., 2015, zmieniono)

[1] Maliszewska i Ryka (1991) stosowali termin „charnockit"

szego całkowitego rozczłonkowania, chociaż jej wielkość i kształt zmieniały się (Gee, Stephenson, 2006).

W SW części Fennoskandii w mezoproterozoiku (1,6–1,4 mld lat temu), ryftogeniczny magmatyzm, szczególnie w końcowej fazie, bywa łączony z aktywnością oddalonej przestrzennie orogenezy. Jest ona znana jako orogeneza danopolońska (1,50–1,45 mld lat temu), z dominującym magmatyzmem granitowym, albo jako zdarzenie hallandzkie (1,47–1,38 mld lat temu), z dominującym metamorfizmem wysokiego stopnia. Jako przykład orogenezy danopolońskiej podaje się aktywność magmową ok. 1470–1420 mln lat temu na wyspie Bornholm (Bogdanova i in., 2008), w przeciwieństwie do orogenezy akrecyjnej, która zachodziła wzdłuż zachodnich brzegów Bałtyki (Bingen i in., 2008).

Na obszarze centralnej i południowej Fennoskandii w tym czasie pojawiają się intruzje anortozytowe stowarzyszone z granitami rapakiwi i znane jako formacje AMCG. Występują w różnych lokalizacjach w trakcie czterech postępujących chronologicznie po sobie epizodach:
- 1640–1620 mln lat temu, tworząc batolit Wyborg (SE Finlandia);
- 1590–1560 mln lat temu, masywy: Ryga (Estonia, Łotwa) oraz Aland, Eurojoki (SE Szwecja);
- 1550–1520 mln lat temu masyw Salmi (zachodnia Rosja);
- 1530–1495 mln lat temu masywy: Ragunda (środkowa Szwecja), suwalski i kętrzyński w Polsce (Rämö, Haapala, 2005; Rämö, Mänttäri, 2015; Heinonen i in., 2017; Ripa, Stephens, 2020; Salminen i in., 2021; Wiszniewska, Krzemińska, 2021).

Według Ashwala i Bybee (2017) umiejscowienia anortozytów typu masywowego na obszarze kratonicznym w większości przypadków nie można wyjaśnić bez odwoływania się do idei wielu systemów szczelin i ryftów.

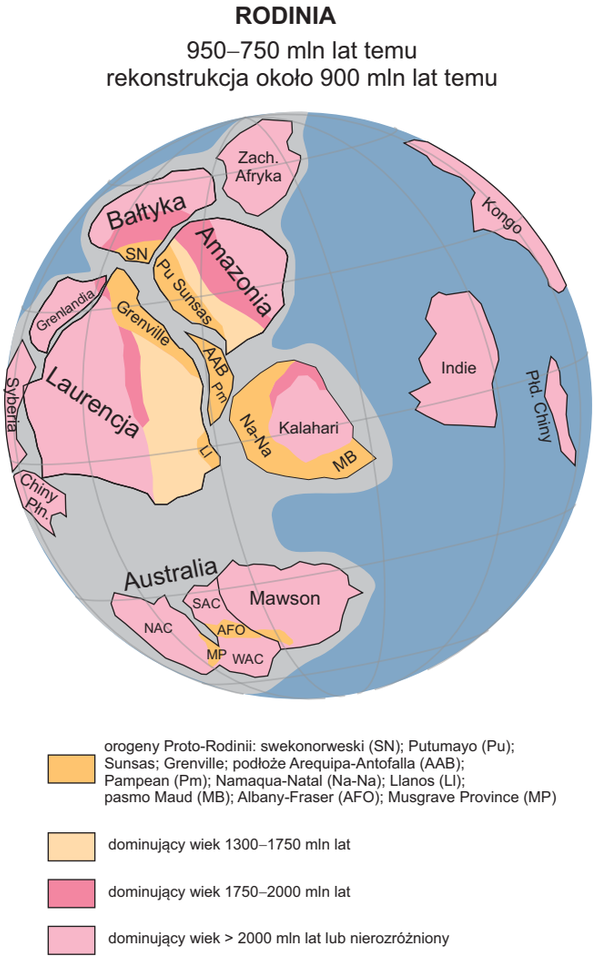


FIG. 9. Superkontynent Rodinia i jego konfiguracja na początku neoproterozoiku, ~900 mln lat temu, z pasami orogenicznymi grenwilskim, swekonorweskim i Sunsas w centrum Rodinii, rekonstrukcja wg Johanssona i in. (2022). Pozycja Indii, południowych Chin i Konga w tym modelu jest niepewna; objaśnienia jak na figurze 7

4.4. MEZOPROTEROZOIK: FORMOWANIE SIĘ SUPERKONTYNENTU RODINII

Po stopniowym rozpadzie Kolumbii, przypadającym na okres między 1,6 a 1,2 mld lat temu, został zainicjowany proces formowania kolejnego megakontynentu (Hoffman, 1991; Li i in., 2008). Nowa masa kontynentalna stała się na Ziemi dominującym lądem przez kolejne co najmniej 350 mln lat. Główne zdarzenia kolizyjne, które przyczyniły się do powstania nowej stabilnej struktury kontynentalnej zwanej Rodinią (fig. 9), miały miejsce między 1050 a 900 mln lat temu. Okres ten był poprzedzony serią epizodów akrecyjnych, które uznaje się za etapy wstępne, wskazując często datę ~1300 mln lat temu, jako początek procesu amalgamacji. Główna faza budowania Rodinii jest najlepiej udokumentowana na wschodnim brzegu Laurencji i SW brzegu Bałtyki oraz w złożonym bloku Amazonii (Cawood i in., 2016), które stanowiły rdzeń nowo powstającego superkontynentu (np. Bogdanova i in., 2008; Li i in., 2008; Johansson, 2009).

Chociaż konfiguracja bloków w obrębie Rodinii jest nadal przedmiotem debat, przyjmuje się, że wschodnie wybrzeże obecnej Ameryki Północnej prawdopodobnie sąsiadowało z zachodnią Ameryką Południową, a zachodnie wybrzeże Ameryki Północnej było zlokalizowane obok dzisiejszej Australii i Antarktydy (fig. 9). Zderzenie Amazonii z Laurencją było powiązane z ryftowaniem Bałtyki i Laurencji i rotacją aż do kolizji z północnym obrzeżem Amazonii. Obrót Bałtyki, Amazonii i Afryki Zachodniej, zgodnie z ruchem wskazówek zegara względem Laurencji, dopełnił się między 1,25 a 0,95 mld lat temu. Około 900 mln lat temu Rodinia obejmowała większość prekambryjskich bloków kontynentalnych, powstałych wcześniej w wyniku defragmentacji Kolumbii.

Procesom budowania Rodinii towarzyszyły epizody wzmożonej produkcji skorupy kontynentalnej. Do takich wniosków skłaniają, notowane w globalnych zestawieniach danych izotopowych U-Pb, powtarzające się wieki krystalizacji cyrkonów (Conde, Puetz, 2019; Johansson i in., 2022). Wskazuje się cztery kumulacje (piki) regionalnie powtarzającego się wieku krystalizacji skał magmowych tworzących skorupę kontynentalną, tj.: ~1160, ~1105, ~1058 i ~1000 mln lat temu. Kumulacja aktywności magmowej, ~1160 mln lat temu, jest notowana głównie na obrzeżach północnego Atlantyku (Labrador), zapisując się jako orogeneza grenwillska. Piki aktywności, ~1105 i ~1058 mln lat temu, występują także w orogenach środkowoazjatyckich i arabsko-nubijskich oraz na Antarktydzie.

Na przeciwnym brzegu Atlantyku (dzisiejsza Skandynawia) wzmożona aktywność jest opisywana jako orogeneza swekonorweska. Analogie w stylu przebiegu orogenezy sprawiają, że orogen swekonorweski z SW Bałtyki jest tradycyjnie postrzegany jako kontynuacja orogenu grenwilskiego we wschodniej Laurencji (Ameryka Północna) (fig. 9).

Wydaje się jednak, że kulminacja magmowa po stronie swekonorweskiej była opóźniona o kilkadziesiąt milionów lat. Powodem diachroniczności ewolucji może być asymetria bloków, w której – podczas końcowego zderzenia obu bloków – Bałtyka stała się górną płytą, Laurencja zaś dolną (Johansson i in., 2022).

4.5. NEOPROTEROZOIK: ROZPAD RODINII

Początek neoproterozoiku zbiega się z finałem procesu formowania Rodinii, po którym następuje krótkotrwała stabilizacja tego superkontynentu, poprzedzająca rozpoczęcie kolejnego cyklu rozpadu. Szacuje się, że okres względnej stabilizacji trwał ~150 mln lat (Li i in., 2008), między 900 a 750 mln lat temu. Cechuje go stosunkowo niewielka ilość dat radiometrycznych.

Około 850 mln lat temu w wielu lokalizacjach został zainicjowany stopniowy rozwój basenów wewnątrzkratonicznych (Halverson i in., 2021). Należały do nich: centralny superbasen Australii, basen wschodni Svalbard (we wschodniej Grenlandii), oraz baseny NW Kanady, basen ryftowy Nanhua (południowe Chiny), i środkowoafrykański pas miedziowy. Stanowią one zapis początkowej fazy rozpadu Rodinii (Li i in., 1999; Macdonald i in., 2012). Przejawy magmatyzmu w tym czasie to globalnie niewielka liczba intruzji znanych z południowych Chin i Afryki o wieku 870–850 mln lat (Li i in., 2003; Johnson i in., 2005), Skandynawii o wieku 870–845 mln lat (Paulsson, Andreasson, 2002) i podobnie, ~870 mln lat, ze szkockiego cypla Laurencji (Dalziel, Soper, 2001). Interpretuje się je jako zwiastun ekstensji i początku procesu rozpadu.

Szczegóły paleogeografii Rodinii pozostają nadal przedmiotem debaty. Większość rekonstrukcji wskazuje, że w połączonej masie kontynentalnej znaczącą pozycję zajmowała Laurencja, która graniczyła z Syberią, Bałtyką, Amazonią i prawdopodobnie Kalahari oraz kratonami antarktycznymi (Hoffman, 1991; Li i in., 2008; Johansson, 2014; Merdith i in., 2017).

Neoproterozoiczny proces dezintegracji Rodinii był długotrwały i diachroniczny (Li i in., 2008; Li, Evans, 2011). Główne stadium ryftowania kontynentalnego rozpoczęło się wzdłuż wschodniego i południowego obrzeża Laurencji, kumulując się nieco ~750 mln lat temu (Su i in., 1994; Aleinikoff i in., 1995; Fetter, Goldberg, 1995). Fazę magmatyzmu sprzed 750 mln lat (późny ton) i sukcesję ryftową odnotowano także w zachodnim Kalahari w południowych Chinach. Niewątpliwie bardziej znany pozostaje końcowy etap tworzenia ryftu i związany z nim puls magmatyzmu (patrz rozdz. „Ediakar"), który miał miejsce w późnym neoproterozoiku, tj. ~615–570 mln lat temu (ediakar). Było to stadium otwarcia oceanu Japetus, najpierw między Laurencją a Bałtyką, następnie między Laurencją a Amazonią (Cawood i in., 2001; Cawood, Pisarevsky, 2006).

Neoproterozoik był także czasem znaczących zmian cykli biogeochemicznych, przerywanych epizodycznymi zjawiskami oziębiania Ziemi oraz pojawieniem się zwierząt wielokomórkowych (Narbonne, 2005; Harland, 2007). Turbulencja klimatyczna neoproterozoiku charakteryzowała się ochłodzeniem osiągającym stany zlodowacenia, po których następowały okresy ciepłe i wilgotne (Pierrehumbert i in., 2011). W tych warunkach, z warstwy zwietrzałej skorupy na zerodowanym paleoproterozoiczno-mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym paleokontynentu Bałtyka (np. w NW Rosji, Estonii, na Łotwie i Litwie oraz w Polsce), zaczęła tworzyć się paleogleba (Liivamägi i in., 2015).

4.6. NEOPROTEROZOIK: PIERWSZE ZLODOWACENIA

W neoproterozoiku Ziemia przeszła co najmniej dwa epizody silnego zlodowacenia. Były to globalne wydarzenia znane jako zlodowacenia: sturt ~717–659 mln lat temu (Rooney i in., 2015) oraz marino ~640 –635 mln lat temu (Halverson i in., 2004; Rooney i in., 2015; Crockford i in., 2017; Xing i in., 2018). Nazwy (ang. *Sturtian*, *Marinoan*) pochodzą od lokalizacji Sturt Gorge i Marino Rocks koło Adelaidy w Australii. Dowody występowania rozległych pokryw lodowych są udokumentowane obecnością osadów polodowcowych – diamiktytów oraz czap węglanowych (Kirschvink, 1992; Hoffman, Schrag, 2002), którym towarzyszą formacje pasmowych osadów żelazistych BIF. Dane dotyczące wieku osadów w Ameryce Północnej (Laurencja) wyraźnie potwierdzają teorię o trwającej na tym paleokontynencie epoce lodowcowej między 720 a 660 mln lat temu. Wiek australijskich warstw lodowcowych nieco wykracza poza wcześniej proponowany globalny przedział czasowy dla zlodowacenia sturt (Le Heron i in., 2019). Nowe daty z Chin również znajdują się w przedziale czasowym, który wcześniej uważano za okres interglacjalny (por. Harland, 2007).

Niemniej jednak dwa główne zlodowacenia w neoproterozoiku wyznaczają zasięg trwania kriogenu (720–635 mln lat). Oba epizody ochłodzenia klimatu mogły odpowiadać całkowitemu pokryciu powierzchni kontynentalnych i oceanicznych przez lód (Kirschvink, 1992). Pojawiła się hipoteza Ziemi jako kuli śnieżnej („Ziemi-śnieżki"), która pozwala wyjaśniać większość obserwacji terenowych. Dotyczy to zwłaszcza peryglacjalnych i glacjalnych osadów lodowcowych (illity, diamiktyty), obserwowanych w niskich paleoszerokościach geograficznych (dane paleomagnetyczne: Evans, Raub, 2011), a także dużych wahań wartości $\delta^{13}C$ w węglanach.

Pierwszy globalny epizod rozpoczynający zlodowacenie (sturt) miał miejsce ~720–715 mln lat temu. Wyznacza on początek okresu kriogenu, kiedy większość kontynentów znajdowała się na niskich do umiarkowanych szerokościach geograficznych (Kirschvink, 1992; Hoffman i in., 1998). Drugi epizod (marino) rozpoczął się ~650 mln lat temu, na przełomie kriogenu i ediakaru. Zlodowacenia sturt, trwające co najmniej 40 mln lat, między 720–680 lub 720–660 mln lat temu (Le Heron i in., 2020), i zlodowacenia marino, utrzymujące się ok. 15 mln lat, między 650 a 635 mln lat temu, były najdłuższymi znanymi okresami lodowymi na Ziemi. Dane paleomagnetyczne wskazują, że do ok. 716 mln lat temu zasięg przestrzenny zlodowacenia dotarł do strefy równikowej (Macdonald i in., 2010; Evans, Raub, 2011). Osady lodowcowe z tego okresu są notowane na wielu blokach wchodzących w skład Rodinii, w tym w południowych Chinach, północnej Norwegii, wschodniej Wirginii, wschodniej Grenlandii, Szkocji, Svalbardzie, Francji, Afryce Środkowej, Brazylii i Australii Zachodniej (Harland, 2007; Long i in. 2019).

Dość istotnym miejscem do badania związków między klimatem w kriogenie, chemostratygrafią izotopową a nadejściem zlodowacenia sturt na obszarze Laurencji pozostaje terytorium Jukonu, w NW Kanadzie (*Windermere Supergroup*), gdzie występują mieszane sukcesje węglanowe, osady silikoklastyczne z licznymi zmianami litofacji oraz warstwy bogate w skamieniałości i pokrywy wulkaniczne z pełną dokumentacja geochronologiczną. Dwie daty cyrkonowe 716,9 ±0,4 mln i 717,4 ±0,2 mln lat z Jukonu, uzyskane metodą CA-ID-TIMS, pozwoliły wskazać sam początek zlodowacenia sturt na obszarze północnej Laurencji (Macdonald i in., 2017).

Niemal identyczny zapis czasu rozpoczęcia okresu zlodowacenia odsłoniła jedna z pokryw osadowych w zachodniej części Bałtyki (Środoń i in., 2022). Warstwy osadowe formacji (suita) z „Orszy", w zachodniej Białorusi, ukazują zapis warunków klimatu peryglacjalnego. Kolejna, położona wyżej seria Wilczanki z tillitami, była deponowana podczas głównego epizodu glacjalnego. Występuje tam czapa węglanowa w postaci dolomitu z Lapichy, której wiek określa się na 709,3 ±11,8 mln lat (oznaczenia wykonane na dolomicie). Podobnie datuje warstwy z Lapichy autogeniczny skaleń (wiek ~714 mln lat). Jest to pierwszy wynik bezpośredniego datowania zlodowacenia i epizodu sturt w zachodniej części Bałtyki. Maksymalny wiek osadów okołolodowcowych Wilczanki określono na ~710 mln lat.

Kriogen (720–635 mln lat temu) był okresem dynamicznych zmian środowiskowych. Oprócz osadów lodowcowych, zlokalizowanych na niskich i średnich szerokościach geograficznych, w tym samym czasie na wielu paleokontynentach, w tym w: Afryce, Indiach, Kanadzie, Australii, środkowych Chinach oraz na Seszelach na Oceanie Indyjskim i Madagaskarze (Long i in., 2019), były szeroko rozpowszechnione osady wulkanogeniczne o dużej miąższości. Chociaż w okresie kriogeńskich zlodowaceń powierzchnia Ziemi była pokryta grubym lodem, z uwagi na wzrost globalnej aktywności wulkanicznej (defragmentacja Rodinii) oraz dopływ istotnych pierwiastków śladowych, w oceanach utrzymały się korzystne warunki wodne do przetrwania dla niektórych organizmów oceanicznych (Long i in., 2019).

Ewolucja złożonego życia (proliferacja) na początku neoproterozoiku poprzedzała okresy zlodowacenia. Przypuszcza się, że zwiększona produktywność biologiczna mogła nawet doprowadzić do wzrostu poziomu O_2 w atmosferze i jednoczesnego spadku CO_2 i CH_4. Szybki ubytek gazów cieplarnianych wydaje się być istotną przyczyną ochłodzenia. Hipoteza biotyczna zakłada, że połączone zmiany biochemiczne i geochemiczne mogły doprowadzić do globalnego ochłodzenia i zlodowacenia (Casado, 2021) oraz wyjątkowego, niepowtórzonego nigdy potem we fanerozoiku, epizodu „Ziemi-śnieżki".

Wskazanie granicy kriogen/ediakar na całym świecie jest na ogół związane z obecnością wyraźnych czap węglanowych, które obejmują sukcesję już postglacjalną i na ogół wykazują ujemne odchylenie izotopowe ^{13}C (Knoll i in., 2004, 2006). Czapy pokrywają glacjogeniczne diamiktyty i (lub) tillity, utworzone podczas zlodowaceń na niskich szerokościach geograficznych, co wiąże się z hipotezą „Ziemi-śnieżki" (Hoffman, Schrag, 2002). Obecnie akceptowanym światowym wzorcem (GSSP) górnej granicy kriogenu pozostaje diamiktyt formacji z Elatiny, w profilu Enorama Creek w Południowej Australii. Natomiast czapa węglanowa u podstawy formacji z Nuccaleeny, w Górach Flinders w okolicach Melbourne w Australii, jest uznawana za początek ediakaru (Knoll i in., 2006), chociaż do miana granicy kriogeńsko-ediakarskiej pretenduje także seria czap węglanowych z Brazylii. Pokrywają one osady glacjogeniczne zlodowacenia marino (~635 mln lat temu) o miąższości ok. 100 m, stanowiąc w Ameryce Południowej najlepiej zachowaną granicę między kriogenem (720–635 mln lat temu) a ediakarem (635–538,8 mln lat temu). Występującą tam pokrywę węglanową, o miąższości ok. 40 m, cechują ujemne wartościi $\delta^{13}C$ i wahania $^{87}Sr/^{86}Sr$ zgodne z wiekiem wczesnego ediakaru (Nogueira i in., 2019).

5 Chronostratygrafia prekambru na obszarze Polski

Dotychczas zgromadzone wyniki oznaczeń wieku, uzyskanych głównie izotopową metodą U-Pb na cyrkonach, nie potwierdzają występowania na obszarze Polski formacji skalnych, powstałych bezpośrednio przed 2,5 mld lat temu.

Rozdział prezentuje zaktualizowaną dokumentację, w której – w układzie chronologicznym – przedstawiono skały powstające w konkretnym czasie geologicznym. Dane z obszaru Polski znajdują potwierdzenie w wynikach izotopowych badań geochronologicznych, stanowiących podstawę do korelacji (tab. 5, 6). Ilość prezentowanego materiału dokumentacyjnego rośnie wyraźnie wraz z przechodzeniem do coraz młodszych utworów, co jest jak najbardziej naturalne i wiąże się z szerszym rozprzestrzenieniem młodszych utworów.

Specyficzną kategorią pozostają relikty starszego materiału (najczęściej w postaci odpornych faz mineralnych takich jak cyrkon) obejmujące eotem archaik. Jest to materiał detrytyczny lub odziedziczony, często nieznanego pochodzenia, wmontowany w młodsze skały w wyniku procesów geologicznych, takich jak sedymentacja czy metamorfizm (tab. 5).

W podobny sposób dowody recyklingu są interpretowane jako zapis pozostałości najstarszej skorupy na Ziemi (patrz podrozdz. 1.2.2). Pozycja chronostratygraficzna utworów ze starszymi reliktami ostatecznie pozostaje zdeterminowana wiekiem podstawowej skały. Niewątpliwie obecność śladów starszego materiału w skale macierzystej niesie istotną informację o wcześniejszych etapach ewolucji geologicznej skorupy.

5.1. ERATEM NEOARCHAIK 2800–2500 MLN LAT TEMU – RELIKTY MATERIAŁU ODZIEDZICZONEGO

Zrąb Rzeszotar

Magmowy protolit z migmatytu z bloku Rzeszotar stanowi ślad najstarszej skorupy udokumentowanej na obszarze Polski. W próbce migmatytu z otworu wiertniczego Rzeszotary 2, z głęb. 900–910 m, wśród datowanych cyrkonów, 13 na wykonanych 21 analiz (fig. 10A), wskazuje na neoarchaiczny wiek odziedziczonych środków ziaren, z datami ^{207}Pb-^{206}Pb rozproszonymi w zakresie ~2765–2570 mln lat (Żelaźniewicz, Fanning, 2020). Wyniki w większości są dyskordantne (od +47 do +8% disc.), co utrudnia precyzyjną kalkulację wieku protolitu. Znaczne wahania wartości parametru Th/U w cyrkonach, od <0,1 do 0,75, sugerują ich zróżnicowaną genezę, w tym metamorficzne pochodzenie części ziaren.

Pojedyncze, neoarchaiczne cyrkony w profilu otworu Rzeszotary 2 były opisywane również w gnejsach felzytowych (Bylina i in., 2000). Ich wiek określono na podstawie przecięcia konkordii na ~2,7 mld lat (metoda U-Pb TIMS). Ostateczny czas powstawania skał krystalicznych zrębu (bloku) Rzeszotar wskazuje jednak na wczesny proterozoik (fig. 10B).

Cechy geochemiczne skał (skład toleitu IAT/MORB) oraz jeden z najstarszych zanotowanych w Polsce wieków modelowych całej skały (Nd T_{DM} 3,2–3,0 mld lat), a także powszechnie rejestrowany w skałach wiek materiału odziedziczonego, wskazują, że amfibolity mogą stanowić relikt neoarchaicznej skorupy uformowanej ~2,75–2,6 mld lat temu w środowisku młodego łuku magmowego, przy subdukcji litosfery oceanicznej. Późniejsza ewolucja we wczesnym paleoproterozoiku doprowadziła do syntektonicznej migmatyzacji (Żelaźniewicz, Jastrzębski, 2021). Według tych autorów potencjalnie macierzystych archaicznych bloków można szukać wśród kratonów takich jak Zimbabwe i Kaapvaal, Dharwar, a nawet fragmencie Sarmacji.

5.2. ERATEM PALEOPROTEROZOIK 2500–1600 MLN LAT TEMU

Na obszarze Polski najstarszy w paleoproterozoiku okres (tab. 1), sider (2500–2300 mln lat temu), nie ma udokumentowanego zapisu geologicznego procesów formowania się skorupy (fig. 11). Stosunkowo rzadko w skałach klastycznych są notowane pojedyncze detrytyczne ziarna cyrkonów tego wieku. Bardziej wyraziste ślady materiału odziedziczonego i jego pochodzenia dotyczą okresu riak. Główne jednak wydarzenia, wpływające na budowanie podłoża krystalicznego w Polsce, miały miejsce w orosirze i staterze. Rozmieszczenie poszczególnych domen skorupowych i charakter magmatyzmu ilustruje diagram (fig. 11) i mapa (fig. 8).

5.2.1. System / okres riak, 2300–2050 mln lat temu

Relikty materiału pochodzącego ze skał z riaku są widoczne w postaci populacji odziedziczonych ziaren cyrkonu. Skała w profilu Kaplonosy IG 1 (fig. 12A), opisana jako granitoid „metasomatyczny" (Kubicki, Ryka, 1982) albo migmatyt (Krzemińska i in., 2017), zawiera kilka populacji cyrkonów. Wyrazistą grupę materiału odziedziczonego tworzą ziarna z przedziału wieku 2075–2055 mln lat (fig. 12B–D), co świadczy o procesie przerabiania (recyklingu) skorupy uformowanej w riaku. Skały z tego wieku stanowią charakterystyczny element najmłodszej skorupy na NW brzegu Sarmacji, w orogenie Teterew Inguł. Jest to pasmo tworzące się ok. 2,15–2,05 mld lat temu, w postaci licznych intruzji maficznych i felzytowych skał magmowych, na zachód od Żytomierza. Występują tam granitoidy z kompleksu żytomierskiego i szeremietiwskiego o wieku poszczególnych ciał magmowych, od 2077 ±8 mln lat, np. Krasna Hirka i Buki, do 2061 ±11 mln lat, np. Serby, na Ukrainie (Shumlyanskyy i in., 2018). Podobne skały magmowe są obecne na Białorusi, w kompleksie Kopan o wieku 2059 ±9 mln lat (Kuzmienkova i in., 2019). Powstawanie tego rozległego pasma magmowego było związane z ekstensją i rozwarstwieniem płaszcza litosferycznego po kolizji Sarmacji z Wołgo-Uralią, tj. 2,1–2,05 mld lat temu (Shumlyanskyy, i in., 2017). Wszystkie intruzje tego rejonu świadczą o dość podobnym czasie tworzenia się skorupy w skrajnie zachodniej Sarmacji. Znaczący udział cyrkonów tego wieku (2,1–2,05 mld lat) w protolicie migmatytów w rejonie otworu Kaplonosy IG 1 wskazuje na związek przestrzenny z blokiem Sarmacji.

5.2.2. System / okres orosir, 2050–1800 mln lat temu

Zapis geologiczny dotyczący orosiru staje się coraz pełniejszy, ponieważ jest to główny okres formowania się skorupy w Polsce. Dane dotyczące wczesnego orosiru nie są powszechne. Relikty skał z tego okresu pochodzą z dwóch odrębnych bloków skorupowych. Pierwszy dotyczy egzotykowej struktury zrębu Rzeszotar w okolicach Krakowa, w obrębie bloku górnośląskiego, na głębokości poniżej 900 m. Drugi jest związany z podłożem krystalicznym kratonu wschodnioeuropejskiego, a precyzyjniej – części położonej na SE od Lublina (Krzemińska i in., 2017; Żelaźniewicz, Fanning 2021; Johansson i in., 2022). Pozostałe przykłady dotyczą formacji skalnych utworzonych w późnym orosirze (1,84–1,80 mln lat temu) i odnoszą się do budowy kratonu w NE Polsce. Skały nie są dostępne w odsłonięciach. Znane są wyłącznie z głębokich otworów wiertniczych. Wszystkie są opisane szczegółowo w dalszej części tekstu.

Dolny orosir: granitoidy i migmatyt z bloku Rzeszotar

Najstarsze skały krystaliczne uformowane w orosirze są reprezentowane przez zmigmatyzowane amfibolity i granitoidy w otoczeniu gnejsów oraz łupków. Występują w rejonie położonym na SSE od Krakowa, w kilku otworach wiertniczych (Rzeszotary 1, 2; Dobczyce 1 i 4 oraz Wiśniowa 6) pod utworami dolnokambryjskimi lub bezpośrednio pod osadami jurajskimi (Moryc, Heflik, 1998; Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz, Jastrzębski, 2021).

Tworzą one strukturę tektoniczną znaną jako zrąb Rzeszotar, ograniczoną przez strome uskoki normalno-zrzutowe o amplitudzie przekraczającej nawet 1500 m (Żelaźniewicz i in., 2011). Ten wąski element strukturalny o przebiegu NNW–SSE, kontaktujący ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, występuje w obrębie bloku górnośląskiego i brunowistulikum. Stanowi jednak jego egzotykowy element.

Datowania izotopowe U-Pb cyrkonów (Żelaźniewicz, Fanning, 2020) ze skał wiercenia Rzeszotary 2 (fig. 10A, B), z głęb. 900–910 i 950–960 m, wskazały wiek krystalizacji granitoidu na ~1997,8±3 mln lat (średnia ważona z 13 dat Pb-Pb) oraz wieku neosomu migmatytu na ~2002,9 ±3 mln lat. Chociaż w skałach występują także relikty skorupy neoarchaicznej (~2,75–2,6 mld lat) to w obu przypadkach zapis chronostratygraficzny wskazuje na wczesny

TAB. 5. Paleoproterozoik, zestawienie danych o wieku skał obejmujące riak, orosir oraz stater. Dane zebrane z obszaru podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: Mansfeld (1996); Claesson i in. (2001); Åhäll i in. (2002); Johansson i in. (2006); Motuza i in. (2008); Vėjelytė (2011); Bogdanova i in. (2015); Shumlyanskyy i in. (2016); Krzemińska i in. (2017, 2021); Skridalite i in. (2021)

Domena	Lokalizacja / okres	Typ magmatyzmu	Typ skał	Otwory wiertnicze (głębokość w m)	Wiek protolitu [mln lat]	Wiek metamorfizmu [mln lat]	Korelacja, rejon i wiek [mln lat]
	RIAK				**RIAK**		
S				Kaplonosy IG (1896)	2078 ±15 (relikt)	1797	NW Ukraina 2077 ±16 2071 ±0,3 2078 ±2 2078 ±15 2069 ±4 2063 ±12
	OROSIR				**OROSIR**		
S	pasmo okołowsko-goleszowskie oraz strefa borysowsko--janowska			Holeszów IG 2 (474) Parczew IG 1 (2324) Niwa 1 (2440) Radzyń IG 1 (1718) Siedliska 1 (3048)	1968 ±14 1926 ±10 1924 ±9,4 1884 ±17 1869 ±13		Białoruś 1982 ±26 1998 ±10 1998 ±10 1902 ±2 1900 ±37
F	białorusko-podlaskie pasmo granulitowe	synorogeniczny	granodioryt maficzny granulit maficzny granulit	Narejki IG 2 (444) Mielnik IG 1 (1800) (1771) Czyże IG 1 (1070) Narejki IG (472)	1854 ±11 1856 ±9 1848 ±19 1839 ±19 1778 ±14	1800 ±10	Białoruś 1860 1856,9 ±2,1 1856 ±2 1833.4 ±1,1 1846,2 ±1,3 1786 ±15
F	domena zachodniolitewska / środkowolitewska	subdukcyjny		Łanowicze PIG 1 (1485) (1405) (1382) (1162)	 1881 ±16 1875 ±9,8 1842,3 ±6,4 1849,9 ±9 1836 ±7		Litwa ELD 1887 ±9 1870 ±13 WLD 1848 ±6 1836 ±17 1839 ±15
F		synorogeniczny	granit	Jastrzębna IG 1 (514) Okuniew IG 1 (4295) Pietkowo IG 1 (1317) Rajsk (906) Wyszków IG 1 (2378) Mońki IG 2 (1240) Tajno IG 5 (662) Bargłów IG 2 (706) Rajgród IG 1 (690) Rydzewo IG 1 (740) Drygały IG 1 (908) Łomża IG 2 (1275) Wrotnów IG 1 (2039)	1826 ±12 1810 ±6 1818 ±15 1826 ±6 1811 ±10 1836 ±8 1829 ±8 1837 ±18 1838 ±17 1828,3 ±11 1829,6 ±9,7 1823,4 ±9,5 1802,9 ±8,7 1800 ±8,7		Litwa WLD/MLD 1810 1815 ±20 1814 ±20 1832 ±5 Szwecja OJB 1834 ±3 1800 ±8 1823 ±2
	STATER				**STATER**		
F		późnoorogeniczny		Wigry IG 1 (632,6) Pułtusk 1 (2303) Stadniki IG 1 (1553) Kałuszyn 1 (3187) Łuków IG 1 (990) Wisznice IG 1 (458) Holeszów IG 2 (509)	1797 ±5,7 1799 ±8,5 1798 ±10 1792 ±6 1799 ±6 1798,6 ±9,6 1799 ±9,8		NW Ukraina 1793 ±3 1789 ±9 1791 ±5 1799 ±10 1787 ±6 Litwa ELD 1797 ±10 1791,7 ±9,3
F	domena dobrzyńska	synorogeniczny		Nidzica IG 1(2317) Olsztyn IG 2 (2760) Dębowiec Warmiński 2 (2798) Henrykowo 1 (2610) Kiwajny 1 (2841) Prabuty IG 1 (3709)	1819 ±34 1775 ±14 1762 ±18 1772 ±18 1758 ±13 1758 ±12	1506 ±16 1504 ±10 1470 ±18 499 ±12	Litwa MLD
F	pasmo Pomorze-Blekinge	synorogeniczny	tonalit tonalit granodioryt tonalit granodioryt tonalit granit granodioryt dioryt granodioryt alkaliczne gabro	B7-1/91 (2739) B6-1/82 (1867) Darżlubie IG 1 (3517) B6-2/85 (1857) B8-1/83 (2547) Żarnowiec IG 1 (3273) B5-1/01 (2285) Hel IG 1 (3506) B21-1/95 (2275) Słupsk IG 1 (5111) B2-1/80 (2942)	1791 ±8 1780 ±9 1779 ±8 1776 ±7 1764 ±6 1762 ±6 1760 ±7 1760 ±5 1760 ±8 1750 ±5 1750 ±5	1724 ±5	Blekinge: 1779 ±5 1776 ±6 1774 ±5 1768 ±5 1766 ±6 1765 ±6 1763 ±7 1751 ±12 1751 ±15 1745 ±12 Öland 1799,8 ±3 1784,9 ±5,7 Bałtyk 1799 ± 4 1764 ± 7

domeny związane ze skorupą bloku: S – Sarmacji; F – Fennoskandii; objaśnienie skrótów nazw domen: ELD – wschodniolitewska; WLD – zachodniolitewska; MLD – środkowolitewska; OJB – pasmo Oskarshamn-Jönköping

TAB. 6. Mezoproterozoik, zestawienie danych o wieku skał obejmujące kalim oraz sten. Dane zebrane z obszaru podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: Krzemińska i in. (2017, 2022); Wiszniewska, Krzemińska (2022); Grabarczyk-Gurba (2022); Gurba i in. (2023)

Blok	Lokalizacja	Typ magmatyzmu	Typ skał	Otwór wiertniczy	Wiek [mln lat]	Korelacja z innymi strukturami platformy
F	kompleks mazurski masyw suwalski	AMCG	anortozyt anortozyt anortozyt anortozyt anortozyt granodioryt granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A czarnokit mineralizacja Fe mineralizacja Fe granitoid typu A granitoid typu A	J. Szlinokiemskie PIG 1 J. Szlinokiemskie PIG 1 Krzemianka H Krzemianka H Łopuchowo IG 1 Krasnopol IG 6 Łopuchowo IG 1 Gołdap IG 1 Filipów IG 1 Bilwinowo IG 1 J. Okrągłe IG 1 Udryń Boksze IG 1 Krasnopol IG 6	1513 ±6 1505 ±6 1507 ±3 1506 ±17 1509 ±3 1507 ±6 1513 ±6 1502 ±2 1499 ±8 1542 ±20 1559 ±37 1556 ±94 1512 ±1 1525 ±4 1510 ±10	Ragunda AMCG 1514 ±5 1505 ±12 Litwa Kabeliai 1505 ±11 1486 ±5 (Re-Os)
	masyw Sejn		anortozyt jotunit gabro	Sejny IG 1 Sejny IG 1 Sejny IG 2	1513 ±4 1514 ±5 1513 ±4	
F	Warmia	AMCG	granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A	Żelazna Góra 2 Dębowiec Warmiński 3 Klewno IG 1 Bartoszyce Barciany 1	1517 ±15 1520 ±21 1461 ±33 1522 ±2 1499 ±4 1537 ±87	Rödö AMCG 1513 ±5 1497 ±6 Noran AMCG 1469 ±10
F/S	Podlasie	AMCG	granitoidy typu A	Pietkowo IG 1	1495 ±4 1492 ±5	Mosty (Białoruś)
F	Kaszuby intruzja kościerska	AMCG	granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A	Kościerzyna IG 1 Nowa Kościelnica 1 Malbork IG 1	1494 ±14 1495 ±13 1495 ±9 1497 ±21	E
	Bałtyk wyłączna strefa ekonomiczna	AMCG	granitoid typu A granitoid typu A granitoid typu A	B16-1/85 B3-1/81 B4-1/81	1472 ±10 1454 ±10 1451 ±10	Rugia 1460 ±3 Bornholm 1450 ±5 1456 ±8 1460 ±7 1462 ±5 1460 ±7 1450 ±7 1451 ±6 Litwa WL 1462 ±8 1459 ±3
F	masyw suwalski	typ S	aplit aplit aplit aplit aplit pegmatyt aplit aplit aplit korona (zrn) na ilmenicie pegmatyt aplit aplit	J. Szlinokiemskie PIG 1 Boksze IG 1 Boksze IG 1 Krzemianka 72 Udryń 18 Udryń 18 Udryń 18 Jeleniewo 2 Jeleniewo 5 Jeleniewo 4 Łopuchowo IG 1 Łopuchowo IG 1 Łopuchowo IG 1	1488 ±6 1483 ±14 1489 ±6 1482 ±9 1482 ±54 1476 ±23 1486 ±11 1476 ±5 1490 ±7 1482 ±23 1475 ±5 1488 ±38 1480 ±14	Litwa Varena 1497 ±7 1495 ±6 1484 ±4
F/S	Podlasie	typ S	granit	Parczew IG 1 Holeszów IG 2	1513 ±11 1506 ±23	
F	Kaszuby pogranicze intruzji kościerskiej		paragnejs	Gdańsk IG 1	1492 ±12 1499 ±5,4	
F	pogranicze masywu Sejn	alkaliczny	lamprofiry	Wigry IG 1 Sejny IG 1	1153 ±33 1110 ±33 1083 ±32	

domeny związane ze skorupą bloku: S – Sarmacji; F – Fennoskandii

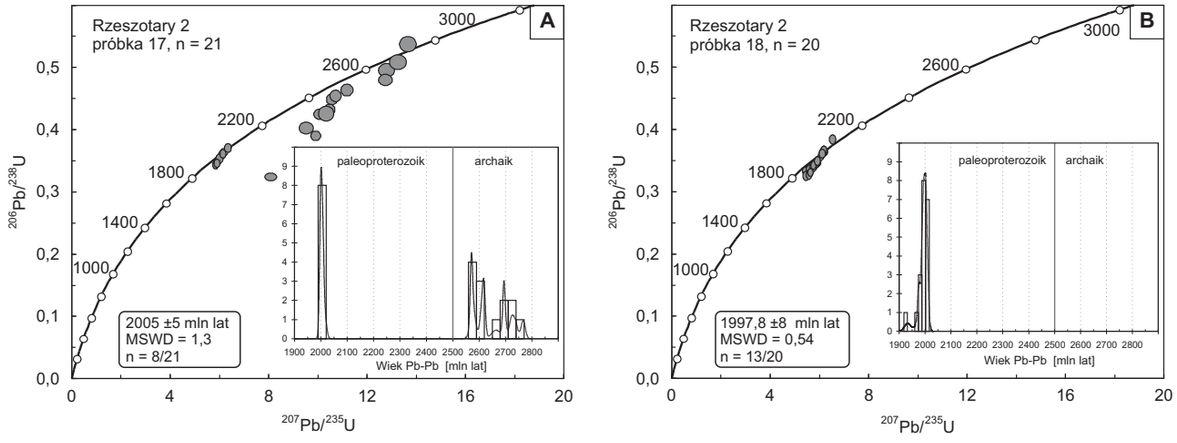


FIG. 10. Diagramy konkordii dokumentujące wiek najstarszego magmowego protolitu na podstawie analiz U-Pb cyrkonów z próbek skał pochodzących z egzotycznej struktury zrębu Rzeszotar: **A** – próbka migmatytu; **B** – próbka granitoidu. Dane na podstawie Żelaźniewicza, Fanninga (2020)

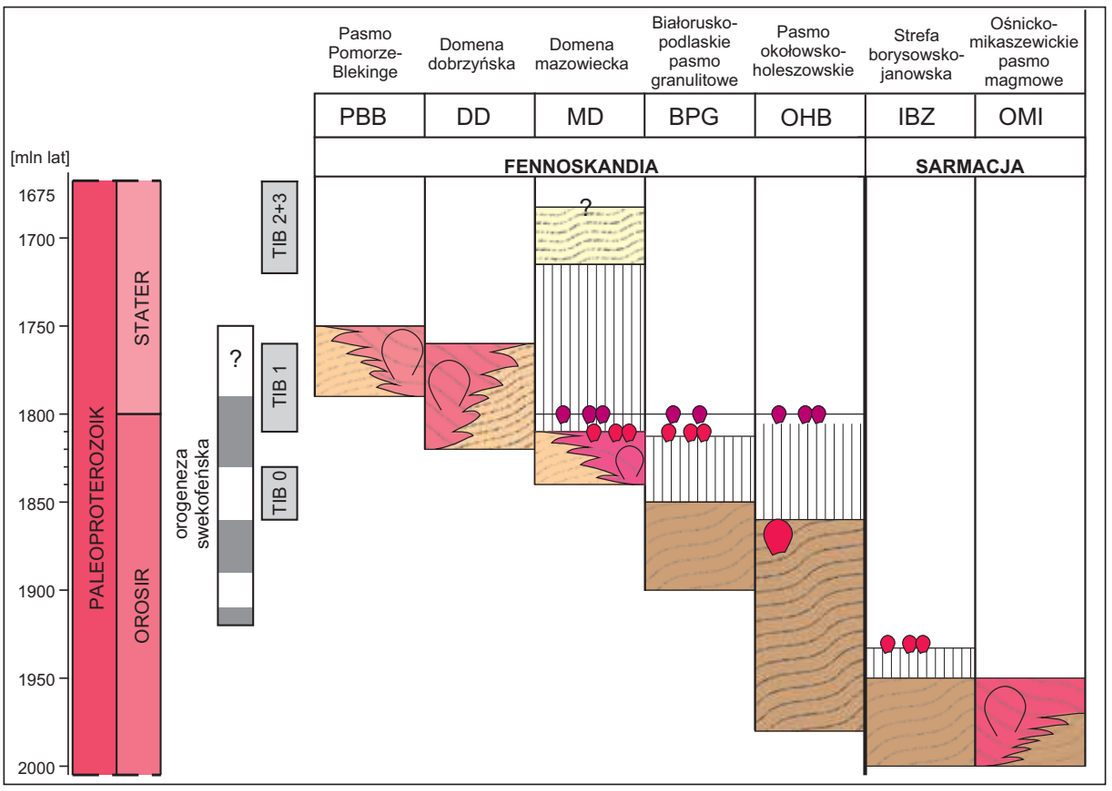
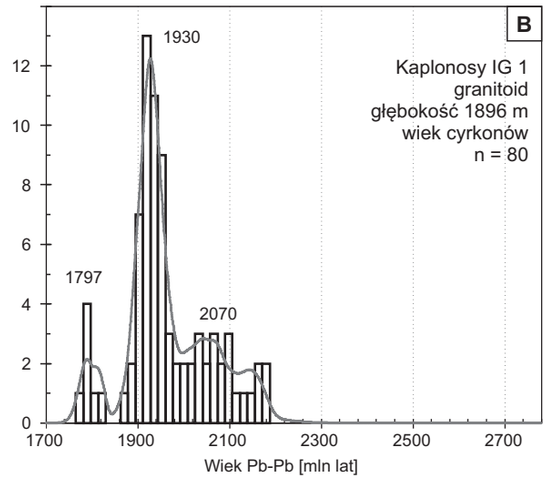
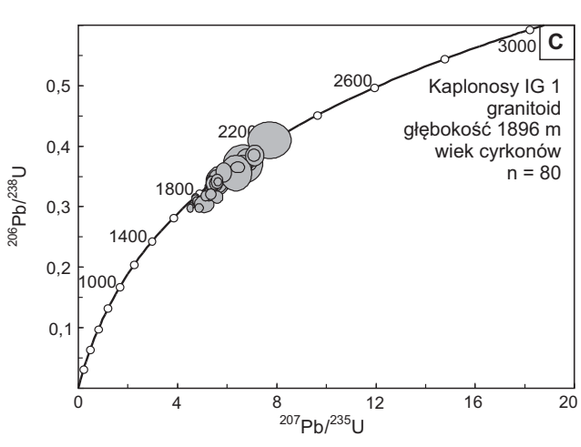


FIG. 11. Schemat rozmieszczenia i charakter magmatyzmu w paleoproterozoiku w domenach skorupowych podłoża krystalicznego NE Polski, wyróżnionych na nowej mapie kratonu wschodnioeuropejskiego z modyfikacjami (Krzemińska i in., 2017; Skridlaite i in., 2021). Dla porównania zaznaczono fazy orogenezy swekofeńskiej oraz fazy magmatyzmu TIB: TIB-0 (1,85–1,84 mld lat), TIB-1 (1,81–1,76 mld lat), TIB2+3 (1,72–1,66 mld lat). (Lahtinen i in., 2005; Salin i in., 2019)







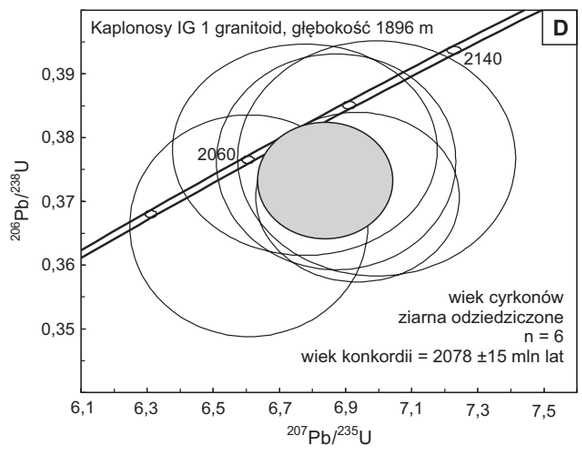


FIG. 12. Przykłady reliktów najstarszego materiału w podłożu krystalicznym, profil otworu Kaplonosy IG 1:
A – zmigmatyzowany granit, próbka rdzenia z głęb. ok. 1896 m;
B – populacje odziedziczonych cyrkonów, w tym ziarna z późnego riaku, wiek krystalizacji 2075–2055 mln lat;
C – projekcja wieku wszystkich datowanych cyrkonów na diagramie konkordii;
D – wiek krystalizacji najstarszej grupy cyrkonów ~2078 ±15 mln lat

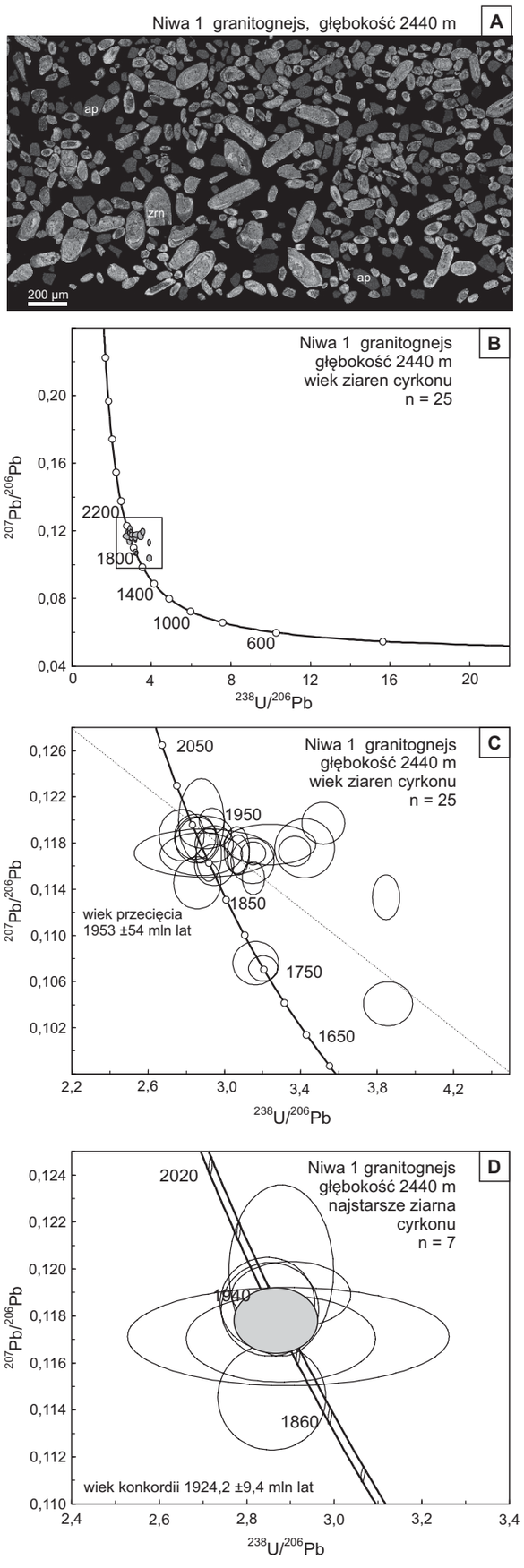


FIG. 13. Granitognejs z profilu Niwa 1, głęb. 2440 m:
A – kolekcja cyrkonów wykorzystana do badań geochronologicznych (próbka z dużą liczbą kryształów apatytu), obraz BSE z mikroskopu elektronowego;
B – projekcja wszystkich wyników analiz U-Pb cyrkonów na diagramie konkordii;
C – dominująca grupa cyrkonów – wiek ~1954 mln lat oraz zapis młodszych wydarzeń sprzed 1750 mln lat na diagramie konkordii;
D – wycinek konkordii z naniesionymi wynikami analiz najstarszych ziaren, na podstawie którego oszacowano wiek protolitu

orosir, ~2,0 mld lat temu, jako zasadniczy wiek skały. W swojej dalszej ewolucji egzotykowy terran Rzeszotar, w neoproterozoiku, stał się częścią przedpola orogenu kadomskiego w Europie Środkowej.

Środkowy orosir: późnoorogeniczne intruzje na zachodnim brzegu Sarmacji

W tej grupie znajdują się zmetamorfizowane skały magmowe, położone na pograniczu bloku Sarmacji (Krzemińska i in., 2017), w SE Polsce. Zdeformowane, czerwone, średniokrystaliczne granitoidy (granitognejsy) widoczne w profilu otworu Niwa 1 (głęb. 2402,0–2440,5 m) mają skład kwarcowo-biotytowego monzonitu z podrzędnym udziałem hornblendy i tytanitu. Skały te należą do serii alkaliczno-wapniowej, magnezowej, mają charakter słabo peraluminowy. Wykazują cechy pośrednie między granitoidami typu S a I. Zespół tych parametrów geochemicznych sugeruje późnoorogeniczny charakter magmatyzmu. Strukturalnie utwory te znajdują się w obrębie strefy borysowsko-janowskiej, wydzielonej na mapie podłoża krystalicznego (Krzemińska i in., 2017). Przypuszczalnie jest to kontynuacja jednostki, której większa część znajduje się na Białorusi, za uskokiem Mińska. Nieliczne badania geochronologiczne ze środkowej Białorusi dokumentują wiek skał magmowych od 1982 ±28 i 1975±10 do 1902 ±2 mln lat (Bogdanova i in., 1995; Aksamentova, Tolkachikova, 2012). Podobne daty (jak 1983 ±8 i 1989 ±10 mln lat – L. Shumlyanskyy, informacja ustna, 2021; Johansson i in., 2022) pochodzą z dalszej, wschodniej części Białorusi, np. rejon Bobrujska. Dane te były wskazówką do interpretacji i korelacji wyników badań geochronologicznych zdeformowanych granitoidów z profilu otworu Niwa 1, gdzie pomiary izotopowe na cyrkonach rejestrują wieki $^{207}Pb/^{206}Pb$ od 1992 ±36 do 1916 ±33 mln lat. Część analiz cyrkonów ze spągu otworu (z głęb. ~2440 m) charakteryzowała się znacznym stopniem dyskordancji wyników, co świadczy o epizodzie rozszczelnienia układu izotopowego, który miał miejsce prawdopodobnie ~1954 mln lat temu (fig. 13 B). W najlepiej zachowanych kryształach czas krystalizacji skały sugeruje wiek 1924 ±9 mln lat (fig. 13). Wiek modelowy całej skały – T_{DM} 2,07 mld lat – i dodatnia wartość parametru ε_{Nd} (+1,4), obliczonego dla wartości wieku 1924 mln lat, potwierdzają względnie juwenilne źródło magmy.

Górny orosir: granitoidy późnoorogeniczne na pograniczu Sarmacji

Granitoidy z otworu wiertniczego Radzyń IG 1, na głębokości od 1669,5 m do spągu otworu (miąższość co najmniej 52 m), stanowią zapis aktywności magmowej z późnego orosiru. Występujące tu różowe, średnioziarniste, leukokratyczne granity biotytowe (fig. 14A) z podrzędnym udziałem hornblendy, geochemicznie należą do serii alkaliczno-wapniowej i alkalicznej o charakterystyce od magnezowej do żelazistej. Sygnatury geochemiczne granitów (granity typ I) oraz właściwości metaluminowe do peraluminowych, sugerują późnoorogeniczny charakter magmatyzmu. Wiek modelowy skały T_{DM} 1,9–2,1 mld lat oraz dodatnie wartości parametru ε_{Nd} w zakresie od +3,1 do +0,2 wskazują na magmę wytopioną z bardzo lub umiarkowanie juwenilnego protolitu magmowego. Wiek cyrkonów 1884 ±17 mln lat z granitu alkalicznego jest tylko nieznacznie młodszy od wieku modelowego (Krzemińska i in., 2017). W wypadku skał z otworu Radzyń IG 1 jest to kolejny przykład jednostki strukturalnej, której większa część stanowi kontynuację w podłożu krystalicznym Białorusi, wspólnie tworząc pasmo holeszowsko-okołowskie. W strukturach położonych wzdłuż zachodniej granicy Sarmacji wyraźnie brakuje danych na temat wieku skał, co jest wynikiem słabego rozpoznania geochronologicznego obszaru Białorusi (Makhnach i in., 2001; Bogdanova i in., 2015; Johansson i in., 2022).

Górny orosir: czarnokity późnoorogeniczne w obrębie bloku Fennoskandii (1,88–1,84 mld lat temu)

Paleoproterozoiczne czarnokity, czyli granitoidy z ortopiroksenem, są formacją skalną charakterystyczną dla podłoża krystalicznego zachodniej Litwy. W Polsce zostały rozpoznane w spągowej części profilu otworu Łanowicze PIG 1, na głęb. 1391,0–1510,0 m (Bagiński, Krzemińska, 2005; Bagiński, 2006; Krzemińska i in., 2019), zlokalizowanym na zachód od anortozytowej intruzji suwalskiej. Występują tam zmetamorfizowane, średnio- i gruboziarniste hipersthenowe odmiany granodiorytu, tonalitu i granitu (fig. 15). Wiek skał udokumentowany w profilu Łanowicze PIG 1 jest zmienny (fig. 16). W zależności od głębokości wynosi od 1881 ±16 i 1876 ±10 mln lat (głęb. 1485 m) do 1842,3 ±6,4 mln lat (głęb. 1405 m) oraz 1849,9 ±9 mln lat (głęb. 1382 m) i 1836,5 ±7,4 mln lat (głęb. 1162 m). Skały mają wapniowo-alkaliczne i magnezowe charakterystyki geochemiczne. Zawartość diagnostycznych pierwiastków śladowych (Y, Yb, Nb, Zr, Ta, Nb/Th) podkreśla cechy granitoidów z aktywnej krawędzi kontynentu zaangażowanej w etapie subdukcji (Krzemińska i in., 2019). Cały kompleks magmowy ma charakter umiarkowanie peraluminowy, co wskazuje na granitoidy typu S, rzadziej typu I. Wiek modelowy czarnokitów T_{DM} mieści się w przedziale 2,06–1,95 mld lat. Wartości parametru ε_{Nd} są wyłącznie ujemne w zakresie od –2,5 do –1,3, co wskazuje na ich skorupowe pochodzenie.

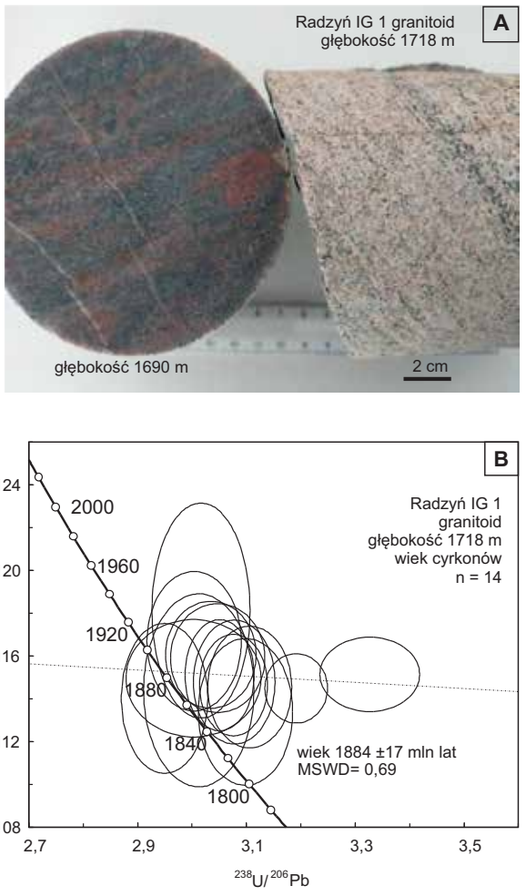


FIG. 14. Granit z profilu Radzyń IG 1:
A – fragmenty rdzenia wiertniczego, w tym świeży przekrój z głęb. 1690 m (granit) oraz próbka z głęb. 1718 m (granit alkaliczny) wytypowana do badań geochronologicznych;
B – diagram konkordii ilustrujący czas krystalizacji cyrkonów i wiek wskazujący na późny orosir

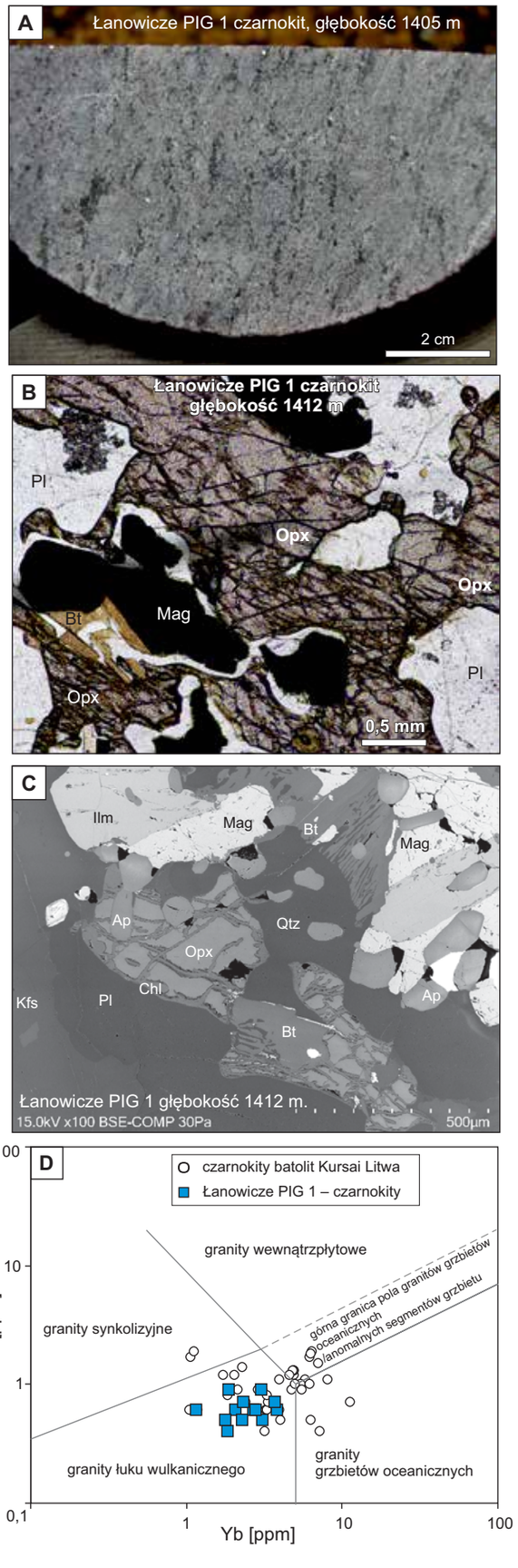


FIG. 15. Paleoproterozoiczne czarnokity z profilu otworu Łanowicze PIG 1:
A – próbka rdzenia wiertniczego z głęb. 1405 m. Fot. E. Krzemińska;
B – skład mineralny charnokitu, z głęb. 1412 m, obraz z mikroskopu optycznego nikole równoległe hipersten (Opx), magnetyt (Mag), biotyt (Bt), plagioklaz (Pl);
C – ślady chlorytyzacji na brzegach ziaren hiperstenu Oopx) w otoczeniu biotytu (Bt), plagioklazu (Pl) skalenia potasowego (Kfs), kwarcu (Qtz) magnetytu (Mag), ilmenitu (Ilm) i apatytu (Ap) obraz BSE z mikroskopu elektronowego;
D – geochemiczne wskaźniki środowiska geotektonicznego (Pearce i in., 1984) dla wapniowo-alkalicznych, magnezowych charnokitów z różnych głębokości profilu Łanowicze PIG 1 (Krzemińska i in., 2019) porównanych z danymi z batolitu kurońskiego (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011)

Czarnokity, występujące w rejonie mazurskim w otworze Łanowicze PIG 1, stanowią unikatowy relikt skorupy powstałej przed mezoproterozoikiem. Dane geochemiczne, w tym izotopowe, ujawniły podobieństwo do skał z litewskich domen tektonicznych: rozczłonkowanej domeny wschodniolitewskiej, gdzie najstarsza kontynentalna skorupa była formowana już ~1,89–1,87 mld lat temu, SE części domeny środkowolitewskiej, gdzie wiek skał mieści się w przedziale 1,86–1,84 mld lat (Skridlaite i in., 2021), a także domeny zachodniolitewskiej (WL), w której czarnokitoidy (*charnokitoids* – nazwa dla czarnokitów na Litwie) synorogeniczne, np. batolit kuroński (Kuršiai, Litwa), o wieku 1,85–1,82 mld lat (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011).

Górny orosir: synorogeniczne granitoidy, tonality, dioryty ~1,85–1,83 mld lat temu

System orosir obejmuje znacznie liczniejszy zestaw skał plutonicznych. W tej grupie znalazły się tonality w profilu z wierceń Narejki IG 1 i IG 2 na Podlasiu, poniżej głęb. 448 i 435 m (Krzemińska i in., 2017). W tym czasie powstał również kompleks skał plutonicznych w północnej części domeny mazowieckiej (fig. 17). W większości zdeformowane granitoidy (tonality, dioryty i granodioryty, monzonity, monzodioryty) występują w profilach otworów: Bargłów IG 1, IG 2 (poniżej 635,5 i 618,7 m), Tajno IG 5 (poniżej 601 m), Rajgród IG 1 (poniżej 684,7 m), Drygały IG 1A (poniżej 886,5 m), Rydzewo IG 1 (poniżej 702,6 m), Pietkowo IG 1 (poniżej 1310 m) i należą do serii wapniowo-alkalicznej o charakterystyce geochemicznej, typowej dla środowiska łuku wulkanicznego. Struktura skał jest grubo- i średnioziarnista, niekiedy porfirowa. Skały granitoidowe mają charakterystyki magnezowe, metaluminowe i reprezentują granity typu I. Wiek krystalizacji magmowego protolitu oznaczony na cyrkonach waha się od 1846,5 ±9,4 mln lat (Narejki IG 1) do 1839,6 ±20 mln lat (Tajno IG 5), 1838 ±17 mln lat (Bargłów IG 1), 1832 ±10 mln lat (Rajgród IG 1), 1829,6 ±9 mln lat (Rydzewo IG 1) bądź 1823,4 ±9,5 mln lat (Drygały IG 1A). Wiek modelowy TDM dla tych skał mieści się w przedziale 2,28–2,13 mld lat. Parametry izotopowe całej skały ε_{Nd} (np. Rydzewo IG 1 dla wieku 1827 mln lat i Rajgród IG 1 – dla wieku 1832 mln lat) mają wartości ujemne ε_{Nd} –0,8 i ε_{Nd} –2,2 (Krzemińska i in., 2017).

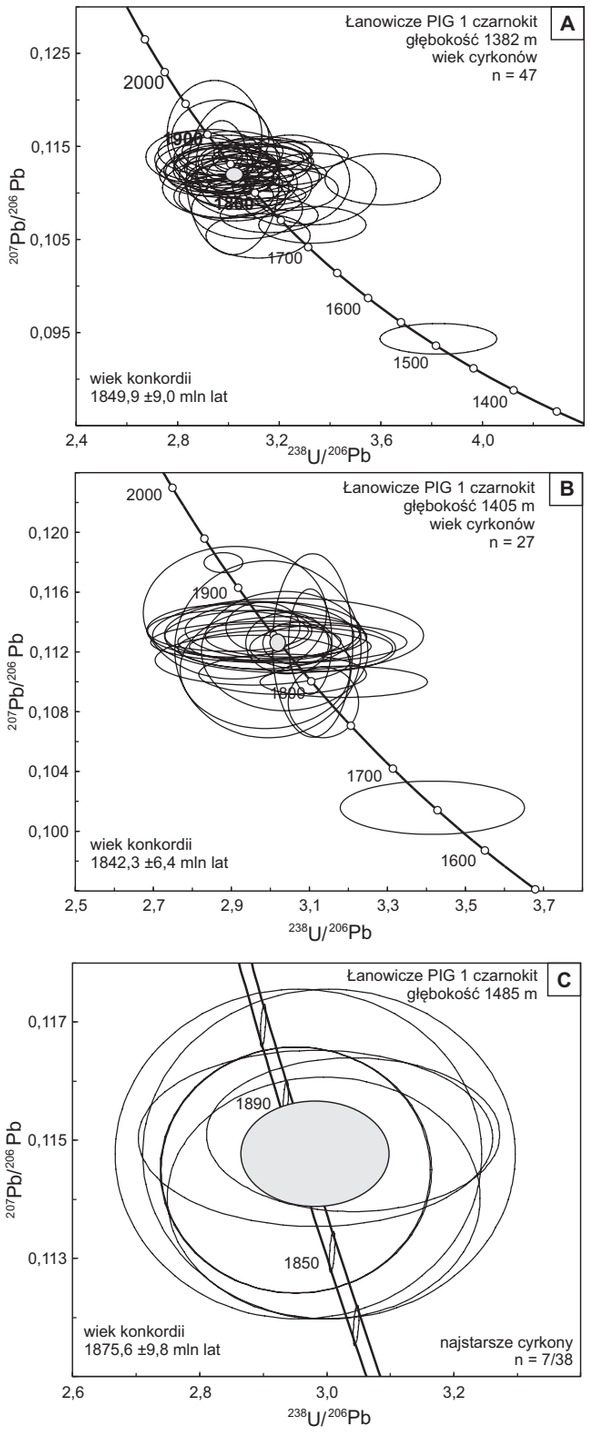


FIG. 16. Czas krystalizacji czarnokitów w profilu Łanowicze PIG 1. Różnice wieku (późny orosir) w zależności od głębokości przedstawione na diagramie konkordii:
A – głęb.1382 m, wiek 1849,9 ±9 mln lat;
B – głęb. 1405 m, wiek 1842,3 ±6,4 mln lat;
C – głęb. 1485 m, wiek 1875,6 ±9,8 mln lat.
Widoczny zapis metamorfizmu ~1650 i 1500 mln lat temu (dane z Krzemińskiej i in., 2019)

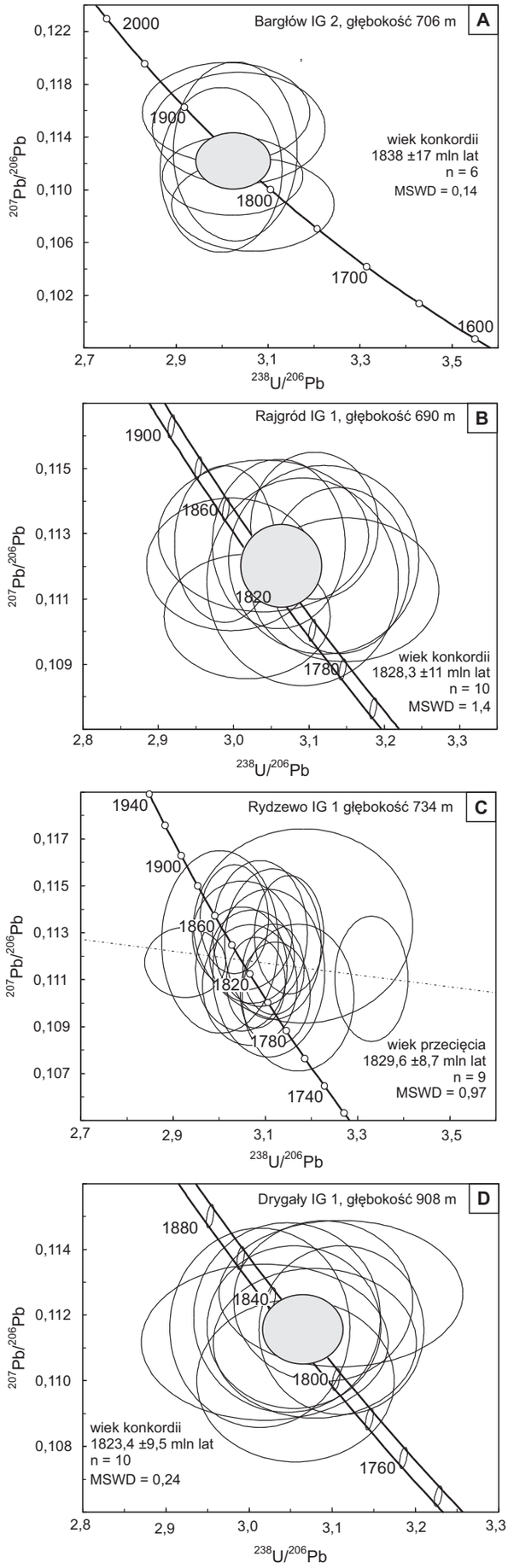


FIG. 17. Zapis aktywności magmowej w późnym orosirze (1,84–1,82 mld lat temu) przykłady z północnej części domeny mazowieckiej. Diagramy konkordii (dane z Krzemińskiej i in., 2017):
A – Bargłów IG 2; **B** – Rajgród IG 1; **C** – Rydzewo IG 1; **D** – Drygały IG 1

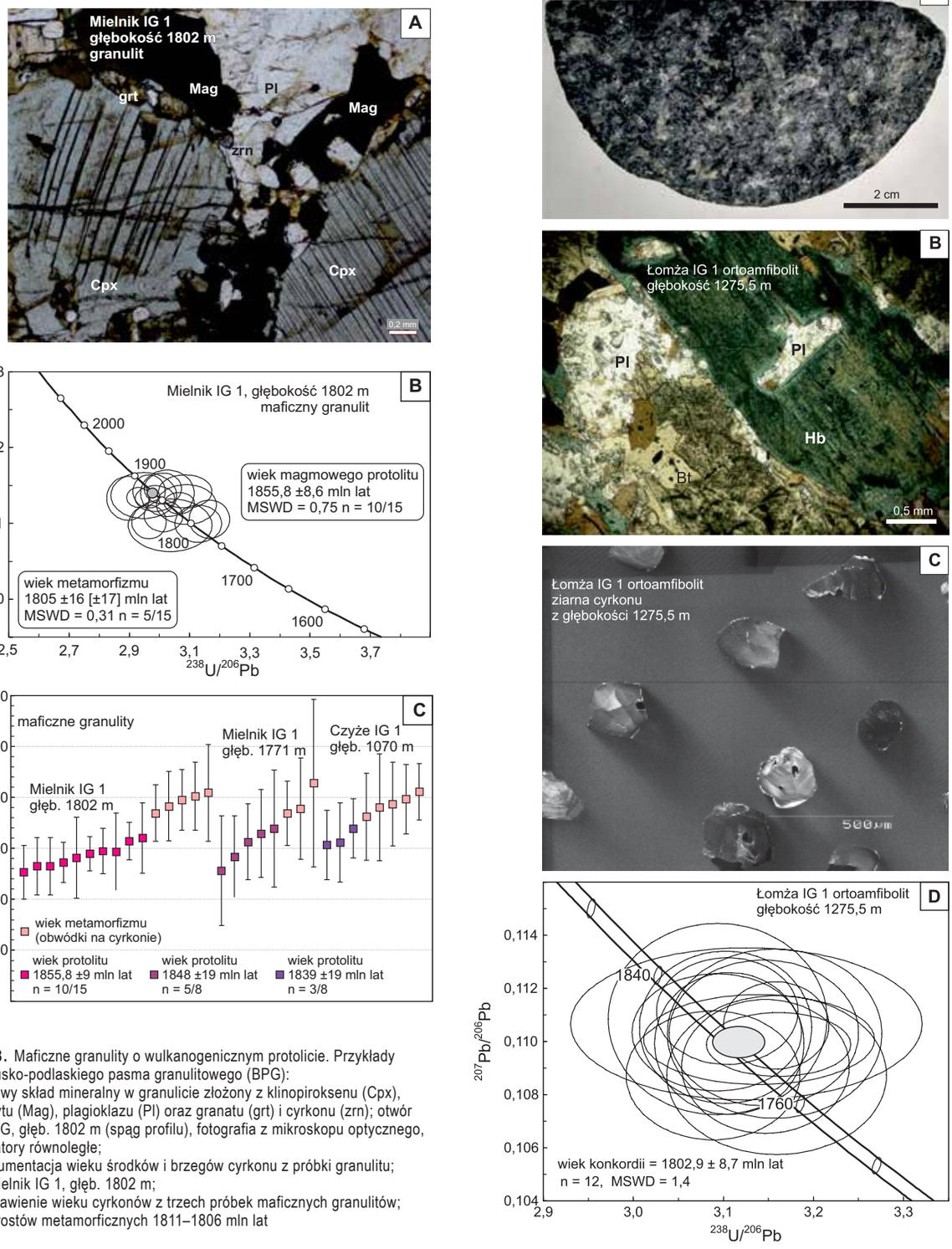


FIG. 18. Maficzne granulity o wulkanogenicznym protolicie. Przykłady z białorusko-podlaskiego pasma granulitowego (BPG):
A – typowy skład mineralny w granulicie złożony z klinopiroksenu (Cpx), magnetytu (Mag), plagioklazu (Pl) oraz granatu (grt) i cyrkonu (zrn); otwór Mielnik IG, głęb. 1802 m (spąg profilu), fotografia z mikroskopu optycznego, polaryzatory równoległe;
B – dokumentacja wieku środków i brzegów cyrkonu z próbki granulitu; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1802 m;
C – zestawienie wieku cyrkonów z trzech próbek maficznych granulitów; wiek obrostów metamorficznych 1811–1806 mln lat

FIG. 19. Ortoamfibolit z profilu Łomża IG 1
A – próbka rdzenia z głęb. 1280 m, z zachowaną teksturą magmową, widoczne makroskopowo ciemne słupki amfibolu i plagioklazu;
B – euhedralne kryształy amfibolu (Hb) z obfitością inkluzji drobnego ilmenitu (ułożone kierunkowo), w otoczeniu plagioklaz wapniowy (Pl);
C – obraz katodoluminescencyjny cyrkonu z widoczną prostą magmową budową kryształów, jasne, cienkie obrosty metamorficzne widoczne tylko na niektórych ziarnach;
D – diagram konkordii z oznaczeniem wieku krystalizacji magmowego protolitu

Górny orosir: orogeniczne metawulkanity ~1,86–1,80 mld lat temu

Istotną kategorię utworów związanych z orosirem stanowią skały suprakrustalne. W większości są to skały wulkanogeniczne, maficzne, pośrednie i felzytowe, które powstały w efekcie erupcji między 1,86 a 1,82 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017). Wulkanity odnotowano (tab. 5) w profilach otworów: Wigry IG 1, Augustów IG 1, Jastrzębna IG 1, Oziabły IG 1, Czyże IG 1, Wiejki IG 1, Michałowo PIG 1, Krzyże 4, Mielnik IG 1, Zembry 1, Łuków IG 2, na różnej głębokości. Wykazują różny stopień zmian metamorficznych w warunkach facji amfibolitowej, a nawet granulitowej. Wcześniej były opisywane (Kubicki, Ryka 1982) jako amfibolity, gnejsy piroksenowe (Czyże IG 1), a także maficzne granulity (Mielnik IG 1). W tej grupie znajdują się metawulkanity o protolicie maficznym, składzie pikrytu, bazaltu, bazaltowego andezytu (w ujęciu klasyfikacji geochemicznej TAS). Towarzyszą im odmiany felzytowe, wśród których występują laminy i przewarstwienia ultramaficznych kumulatów. Geochemicznie protolit skał reprezentuje serię toleitową generowaną w środowisku grzbietów śródoceanicznych typu N-MORB, częściowo E-MORB (wzbogacone bazalty grzbietu śródoceanicznego) lub OIB (bazalty oceanicznego plateau), stanowiąc relikt skorupy oceanicznej (Krzemińska i in., 2017).

W przypadku protolitu o składzie bazaltu/andezytu i dacytu, widoczny jest charakter wapniowo-alkaliczny utworów. Zawartość pierwiastków śladowych pozwala traktować wulkanity jako serie lawowe, uformowane w środowisku łuku wysp. W profilu otworu Krzyże 4 zmetamorfizowany kompleks tego typu zawiera przewarstwienia piroklastyczne. Powszechnym zjawiskiem jest częściowa migmatyzacja, zwłaszcza mniej maficznych odmian, widoczna np. w profilu otworu Krzyże 4.

Większość wulkanitów z późnego orosiru geochemicznie należy do serii toleitowej, generowanej w środowisku dojrzałego łuku wysp (otwory: Zembry 1, Mielnik IG 1, Michałowo IG 1). Wiek wulkanicznego



FIG. 20. Skały metaosadowe:
A, B – osady z otworu Łochów IG 2, głęb. 2421,9 i 2425,6 m, złożone z cienkich, wielokrotnie przekładających się warstewek żelazistych i krzemionkowo apatytowych (efekt chemicznego wytrącania krzemionki i tlenków żelaza), widoczne deformacje;
C – warstwowane osady z zachowanymi cechami osadu rzecznego; otwór Mońki IG 2, głęb. 741,5 m;
D – dłuższy fragment rdzenia – osad piroklastyczny; otwór Mońki IG 2, głęb. 750 m

protolitu nie zawsze jest wystarczająco dobrze udokumentowany. Z uwagi na maficzny charakter stopu, cyrkony są w tych skałach rzadkie (fig. 18A). Aktywność wulkaniczna miała miejsce między 1856 ±9 a 1833 ±18 mln lat temu. Na wspomniany wiek protolitu wskazują analizy środków cyrkonów w granulitach z otworów Mielnik IG 1, z głęb. 1802 i 1771 m, oraz Czyże IG 1, z głęb. 1070 m (fig. 18C). Wiek metamorfizmu facji granulitowej, ~1806 ±20 mln lat, został oznaczony na podstawie obrostów metamorficznych na tych samych ziarnach.

W podłożu krystalicznym rozpoznanym w otworze Łomża IG 1 (na głęb. 944–1300 m), a także w otworach Mońki IG 1 i IG 2 (poniżej głęb. 780 m), rozpowszechnione są ortoamfibolity (fig. 19) o wulkanicznym protolicie. Wiek krystalizacji cyrkonów w tych skałach wskazuje na późny orosir, odpowiednio na 1802 ±9, 1829 ±8 i 1836 ±8 mln lat (Krzemińska i in., 2005, Krzemińska, 2010). Występujące w profilu Mońki IG 2 szare gnejsy mają cechy zmetamorfizowanych tufów. Wskazują na to lokalnie zachowane formy typowe dla materiału piroklastycznego (np. lapilli). Podobny wiek (1836 ±8 mln lat) zanotowano w metawulkanitach z gedrytem w południowej Litwie (Šiliauskas, 2019). Dane geochemiczne podkreślają wapniowo-alkaliczne cechy skał. W obu przypadkach charakterystyki pierwiastków śladowych są typowe dla wulkanitów środowiska łuku wysp związanego z subdukcją.

Osady żelaziste o niepewnym wieku depozycji (późnoorogeniczne do 1,80 mld lat temu)

Do tej kategorii należą utwory znane z profilu otworu Łochów IG 2 (Krzemińska i in., 2017), złożone z cienkich, wielokrotnie przekładających się warstewek żelazistych (zawartość $Fe_2O_{3całk}$ 45–62% wag) i kwarcowych (zawartość SiO_2 27–47% wag.). Utwory w różnym stopniu zmetamorfizowane miejscami przypominają paragnejsy (fig. 20), wykazują jednak dużą gęstość i silne właściwości magnetyczne. Najprawdopodobniej są efektem chemicznego wytrącania się warstw krzemionki i tlenków żelaza w warunkach płytkomorskich. Warunki strącania tego typu osadów chemicznych regulują zmiany Eh-pH środowiska sedymentacji. Osady cechuje naprzemienność warstewek o barwie ciemnoczerwonej do czarnej oraz jasnoszarych. Ciemne, czerwone strefy są utworzone z tlenków żelaza (hematytu i magnetytu), jasnoszare zespoły stanowią warstwowane chemiczne wytrącenia krzemionki (najczęściej czerty) i apatytu. Odnotowano także oddzielne warstwy utworzone z drobnych ziaren granatu bogatego w mangan (spessartyn). Litologicznie skały przypominają takonity lub znaną proterozoiczną formację BIF, które powstawały w niskich stanach poziomu morza przy podwodnych kominach wulkanicznych/hydrotermalnych. Naprzemienne pasma tlenku żelaza koreluje się z oscylacjami poziomu tlenu w atmosferze proterozoiku. Szare pasma krzemionkowe i krzemionkowo-apatytowe świadczą o sedymentacji przy niskiej zawartości tlenu. Jest niemal pewne, że żelazo było związane z podmorską aktywnością wulkaniczną, gdzie Fe^{+2} był utleniany do Fe^{+3} (Eyster i in., 2021).

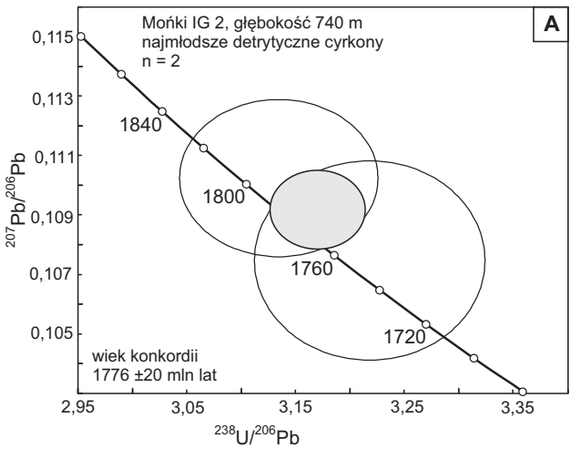
Te cienkowarstwowane, silnie żelaziste i krzemionkowe skały metaosadowe są wyjątkowo silnie zdeformowane (sfałdowane w warunkach deformacji nasuwczych). Foliacja metamorficzna jest zazwyczaj zgodna z powierzchniami stratyfikacji osadu (warstwowania). Utwory te, po intensywnym wulkanizmie późnego orosiru, mogą być wskaźnikiem środowiska sedymentacji, chociaż nie mają precyzyjnie określonego wieku.

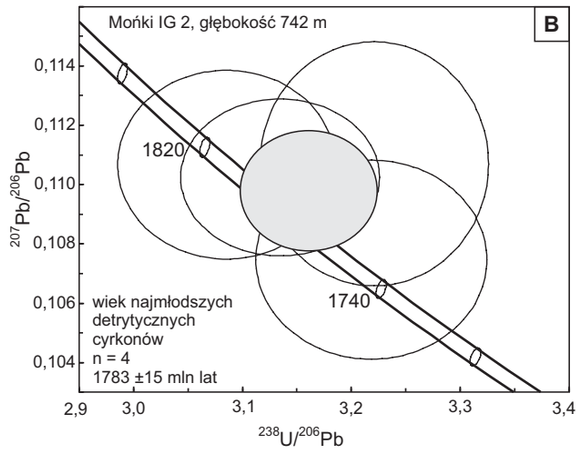
5.2.3. System stater, 1800–1600 mln lat temu

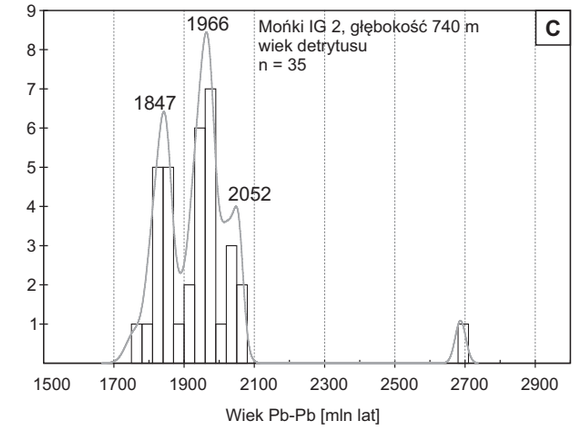
Skały, które tworzyły się na początku systemu stater, występują w podłożu krystalicznym północnej Polski (fig. 11A) na rozległym obszarze od Ziemi Dobrzyńskiej, Pomorza i Kaszub do południowego Bałtyku i zachodniej Warmii (Krzemińska i in., 2017). Dominują tam masywy i ciała magmowe, które pojawiają się także w kilku izolowanych lokalizacjach na południowym Podlasiu, pośród skał uformowanych w orosirze. W staterze charakterystyczne są też utwory metamorficzne o osadowym protolicie.

Dolny stater: paragnejsy zmetamorfizowane ~1,80–1,79 mld lat temu

Skały o osadowym protolicie (paragnejsy) są notowane we wschodniej części domeny mazowieckiej oraz w białorusko-podlaskim paśmie granulitowym (Krzemińska i in., 2017), m.in. w profilach Mońki IG 1 i IG 2, Czyże IG 1, Michałowo IG 1. Reprezentowane są przez drobno- i średnioziarniste laminowane gnejsy łyszczykowe. Paragnejsy są bogate w glin, stąd obecność silimanitu, kordierytu, andaluzytu oprócz skaleni, kwarcu, biotytu, muskowitu, niekiedy granatu. Skały zawierają akcesoryczne detrytyczne i metamorficzne cyrkony i monacyty, które stanowią istotne źródło informacji o ich pozycji chronostratygraficznej. Dość dobrze pod tym względem został rozpoznany profil otworu Mońki IG 2 (fig. 20, 21), gdzie oprócz warstwy o cechach piroklastycznych, np. na głęb. 750 m (fig. 20B), występują laminowane paragnejsy (fig. 20A). W skałach obserwuje się dobrze wykształconą foliację metamorficzną, utworzoną w warunkach ścinania podatnego, i są one, jako zmetamorfizowane i sfałdowane osady synorogeniczne o charakterze szarogłazów i mułowców, w części składnikiem pryzm akrecyjnych (Krzemińska i in., 2017). Materiał detrytyczny pochodził głównie z erozji skał paleoproterozoicznych o wieku 2,06–1,76 mld lat, np. próbka Mońki IG 2 z głęb. 740 m (fig. 21). Na podstawie składu chemicznego biotytu i granatu odtworzono temperatury metamorfizmu







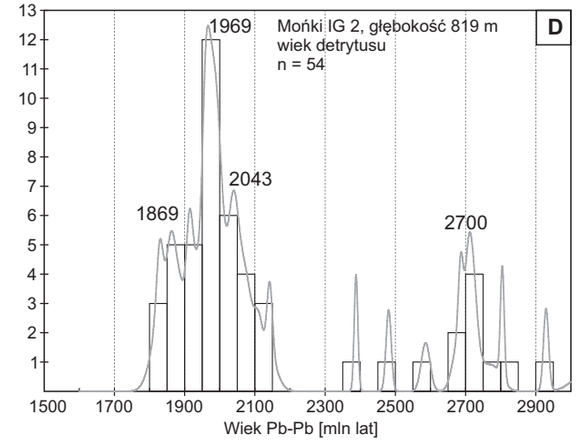
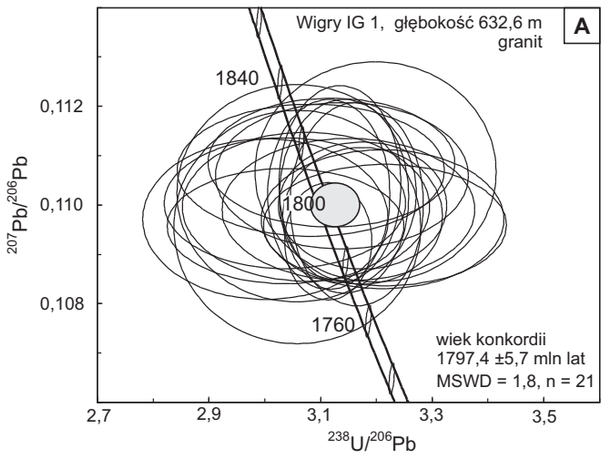
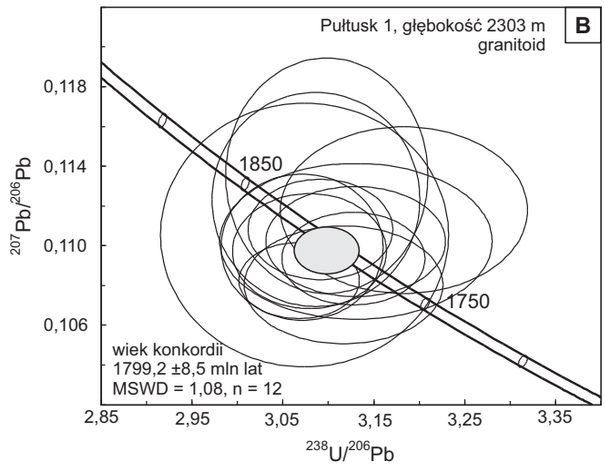
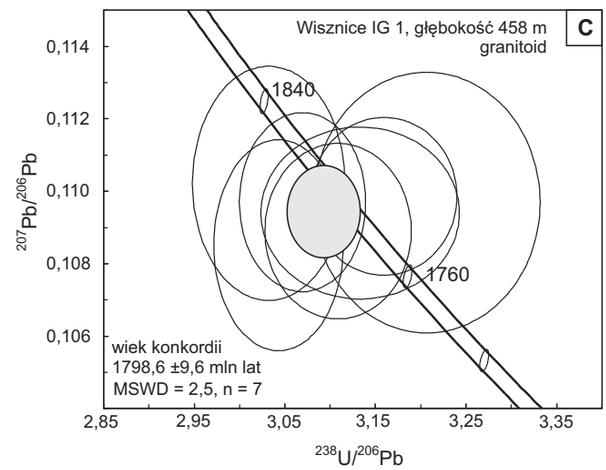


FIG. 21. Porównanie wieku materiału detrytycznego w metaosadach otworu Mońki IG 2: (**A**) i (**B**) grupa najmłodszych cyrkonów z głęb. 740 i 742 m, ich wiek na diagramie konkordii (**C**, **D**) porównanie charakterystycznych populacji wiekowych detrytycznych cyrkonów z głęb. 740 i 819 m (dane Williamsa i in., 2009; Krzemińskiego i in., 2019)







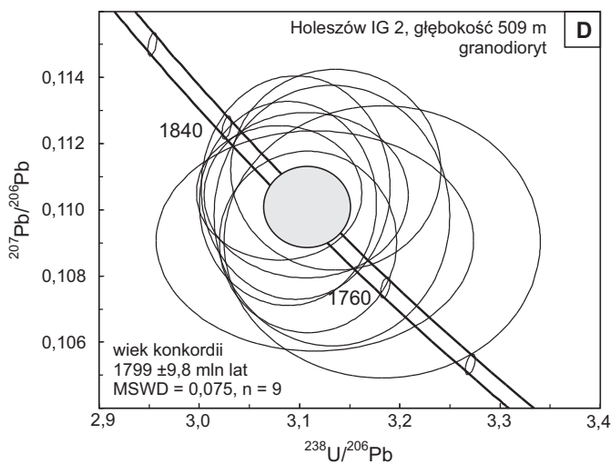


FIG. 22. Wiek intruzji (diagramy konkordii) notowanych w różnych domenach skorupowych po skośnej kolizji między Sarmacją a Fennoskandią we wczesnym staterze:
A – granit w otworze Wigry IG 1, głęb. 632,6 m, wiek 1797,4 ±5,7 mln lat;
B – granitoid w otworze Pułtusk 1, głęb. 2303 m, wiek 1799,2 ±8,5 mln lat;
C – granitoid w otworze Wisznice IG 1, głęb. 458 m, wiek 1798,6 ±9,6 mln lat;
D – granodioryt w otworze Holeszów IG 2, głęb. 509 m, wiek 1799 ±9,8 mln lat (dane Krzemińskiej i in., 2017)

o szerokim zakresie facji amfibolitowej (wydarzenia termiczne 585–515°C, 560–450°C). Czas metamorfizmu pozostaje słabo udokumentowany (Krzemiński i in., 2019). Do oceny wieku depozycji osadu istotne okazały się najmłodsze ziarna detrytyczne. W stropowych warstwach osadu wiek detrytycznych cyrkonów nie przekracza początku stateru, tj. 1786–1771 mln lat temu (fig. 21A, B).

Dolny stater – granitoidy i gabroidy postkolizyjne

1,79–1,78 mln lat temu

Grupa obejmuje skały magmowe o zróżnicowanym składzie, od monzogabra i gabrodiorytu (Holeszów IG 1) do syenodiorytu (Pułtusk 1) i granitu (Wisznice IG 1). Tworzą one izolowane małe ciała magmowe o podobnym wieku krystalizacji od 1,79 do 1,78 mln lat (Krzemińska i in., 2017). Reprezentują szeroko rozpowszechniony synchroniczny magmatyzm, który stanowi echo skośnej kolizji między blokami Sarmacji i Fennoskandii 1,80–1,78 mld lat temu. Krótkie intensywne epizody magmatyzmu są notowane w obu blokach. Pokolizyjny magmatyzm granitoidowy był opisywany w wystąpieniach wokół Zatoki Fińskiej (Bogdanova i in., 2008). Podobne intruzje są opisywane na Białorusi (Bogdanova i in., 2006) i na Ukrainie (Shumlyanskyy i in., 2012). W białorusko-podlaskim paśmie granulitowym i paśmie okołowsko-holeszowskim, a także w domenie mazowieckiej i strefie borysowsko-janowskiej, występuje w sumie ponad 20 małych intruzji o maksymalnych rozmiarach ok. 15 × 5 km. Drobne ciała magmowe zostały rozpoznane w profilach otworów: Wigry IG 1 (głęb. 632 m), Pułtusk 1 (poniżej 2260 m), Stadniki IG 1 (1542,5 m), Narejki IG 1 (strop poniżej 448 m), Michałowo PIG 1 (491 m), Wisznice IG 1 (433 m), Holeszów IG 1, IG 2 (432 i 444 m). Mimo odległych lokalizacji wiek U-Pb cyrkonów wskazuje na ten sam wiek posadowienia intruzji (fig. 22), np. w otworze Pułtusk 1 – 1799 ±8 mln lat, a w otworze Holeszów IG 2 – 1799 ±9,8 mln lat.

Dolny stater – synorogeniczne granitoidy

1,79–1,75 mld

Skały magmowe, o wieku krystalizacji od 1,79 do 1,75 mld lat temu, zajmują rozległy obszar podłoża krystalicznego na Pomorzu (fig. 11) oraz pod dnem Bałtyku (Krzemińska i in., 2021). Dostępny aktualnie materiał wiertniczy z 14 otworów (4 na lądzie i 10 w południowej części Morza Bałtyckiego) pozwolił określić zasięg występowania tego typu nieznacznie zdeformowanych granitoidów (fig. 23). Na podstawie kryteriów petrologicznych i geochemicznych skały ustalono, że podłoże krystaliczne w rejonie południowego Bałtyku jest reprezentowane przez dioryty, tonality, granodioryty, granity i – w dwóch przypadkach – gabra. Dominują charakterystyki wapniowo-alkaliczne (B6-1/82, B6-2/85, B8-1/83, B5-1/01, Hel IG 1, Darżlubie IG 1) lub wapniowe (Żarnowiec IG 1). Skały mają cechy magnezowe; względnie wysokie stosunki Th/Yb i La/Yb wskazują na parametry geochemiczne charakterystyczne dla granitoidów generowanych w środowisku brzegu kontynentu, podobne do skał związanych z subdukcją wzdłuż południowej krawędzi Fennoskandii. Granitoidy te cechuje synorogeniczny charakter deformacji (fig. 23A–C) oraz wiek krystalizacji (fig. 24) od 1791 ±8 (B7-1/91) do 1750 ±5 mln lat (Hel IG 1). Wiek modelowy $T(Nd)_{DM}$ w zakresie 1,99–1,98 mld lat (Krzemińska in., 2021) podkreśla względnie juwenilny charakter skorupy.

Granitoidy z Pomorza (tab. 5) korelują się doskonale z granitognejsami z rejonu Blekinge (południowa Szwecja) z wiekiem krystalizacji 1,77–1,75 mld lat temu (Johansson i in., 2006). We wszystkich przypadkach dane geochemiczne i izotopowe z Pomorza pokrywają się z danymi z prowincji Blekinge oraz z charakterystyką granitoidów znanych z wierceń E6-1, E7-1 i D1-1 w SE części Morza Bałtyckiego (Salin i in., 2019; 2021), w rejonie wybrzeża Łotwy.

Oprócz wieku krystalizacji skał (fig. 24 A–F) podobieństwa dotyczą także wartości parametrów izotopowych, takich jak inicjalne wartości ε_{Nd}. Granitognejsy z Blekinge i Pomorza pochodziły ze źródeł o takiej samej sygnaturze izotopowej. Systematyka izotopowa Nd próbek z Pomorza i dna Bałtyku (Krzemińska i in., 2021) wskazuje na stosunkowo juwenilne źródło magmy, z ograniczonym udziałem starszej skorupy kontynentalnej. Główny epizod aktywności magmowej (1,79–1,75 mln lat temu), który przyczynił się do powstania rozległego pasma między Pomorzem a Blekinge, miał miejsce podczas procesu subdukcji, której towarzyszył magmatyzm wzdłuż zachodniego brzegu Fennoskandii. W tym samym czasie w centralnej Fennoskandii doszło do utworzenia się transskandynawskiego pasma magmowego – faza TIB-1 (fig. 24G–H) – który okazał się być równoczasowy z końcowym etapem orogenezy swekofeńskiej wraz z postkolizyjnym magmatyzmem w SW Finlandii.

Doskonała geochemiczna, geochronologiczna i izotopowa korelacja pomiędzy skałami krystalicznymi z obszaru Pomorza i skrajnie południowego Bałtyku, łącznie z fragmentami Skanii, ma swoje odzwierciedlenie w nazwie nowej domeny, która znalazła się na mapie wydzieleń strukturalnych podłoża krystalicznego w Polsce. Pasmo Pomorze-Blekinge, z wiekiem 1,79–1,75 mld lat, spaja budowę geologiczną północnej Polski i południowej Szwecji.

Z uwagi na podobieństwa czasowe (fig. 24G, H; tab. 5) podłoże krystaliczne Pomorza i południowego Bałtyku bywa uważane za przedłużenie pasma TIB (Bogdanova i in., 2015); należy jednak podkreślić występujące różnice pomiędzy skałami domeny Pomorze-Blekinge od tych należących do struktury TIB. Są one wyrażone w powszechnych deformacjach synorogenicznych (fig. 23 A–C; Johansson i in., 2006; Krzemińska i in., 2021).

5.3. ERATEM MEZOPROTEROZOIK 1600–1000 MLN LAT TEMU

5.3.1. System kalim, 1600–1400 mln lat temu

Środkowy kalim: skały magmowe AMCG

Najstarszy z okresów mezoproterozoiku, kalim, ma swój najbardziej znaczący zapis w postaci pasma skał magmowych (fig. 25), utworzonego przez system intruzji genetycznie pokrewnych anortozytów, mangerytów, czarnokitów i granitów (AMCG). Wiek posadowienia intruzji został udokumentowany metodą U-Pb na cyrkonach (fig. 26; tab. 5) wskazuje na przedział wiekowy 1530–1495 mln lat (Dörr i in., 2002; Krzemińska i in., 2017; Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Grabarczyk i in., 2023). Te głęboko zakorzenione ciała plutoniczne są widoczne na mapach geofizycznych NE Polski, a także w profilach sejsmicznych na głęb. 3–11 km. Bezpośredni dostęp do skał zapewniają wyłącznie głębokie otwory wiertnicze. Strefa intruzji AMCG, położona równoleżnikowo, jest zlokalizowana głównie na skraju NE Polski. Rozciąga się od pogranicza z Litwą (okolice Suwałk i Sejn), wiążąc się dalej na wschodzie z intruzjami południowej Litwy oraz zachodniej Białorusi (Bagiński i in., 2001; Skridlaite i in., 2003; Taran, 2005). Strefa ta obejmuje cztery osobne lokalizacje: (1) kompleks mazurski, gdzie obecność skał AMCG jest udokumentowana licznymi otworami wiertniczymi w rejonie Suwałk i Sejn oraz obszar Warmii z otworami Kętrzyn IG 1, IG 2, Rodnowo 1, Bartoszyce IG 1; (2) kompleks kościerski na Kaszubach, z otworami Kościerzyna IG 1, Nowa Kościelnica 1, Malbork IG 1; ponadto (3) lokalnie na obszarze szelfu Bałtyku w rejonie wierceń na bloku Łeby, np. B4-1/81. Skrajnie południową lokalizację (4) wyznacza otwór Pietkowo IG 1 na Podlasiu.

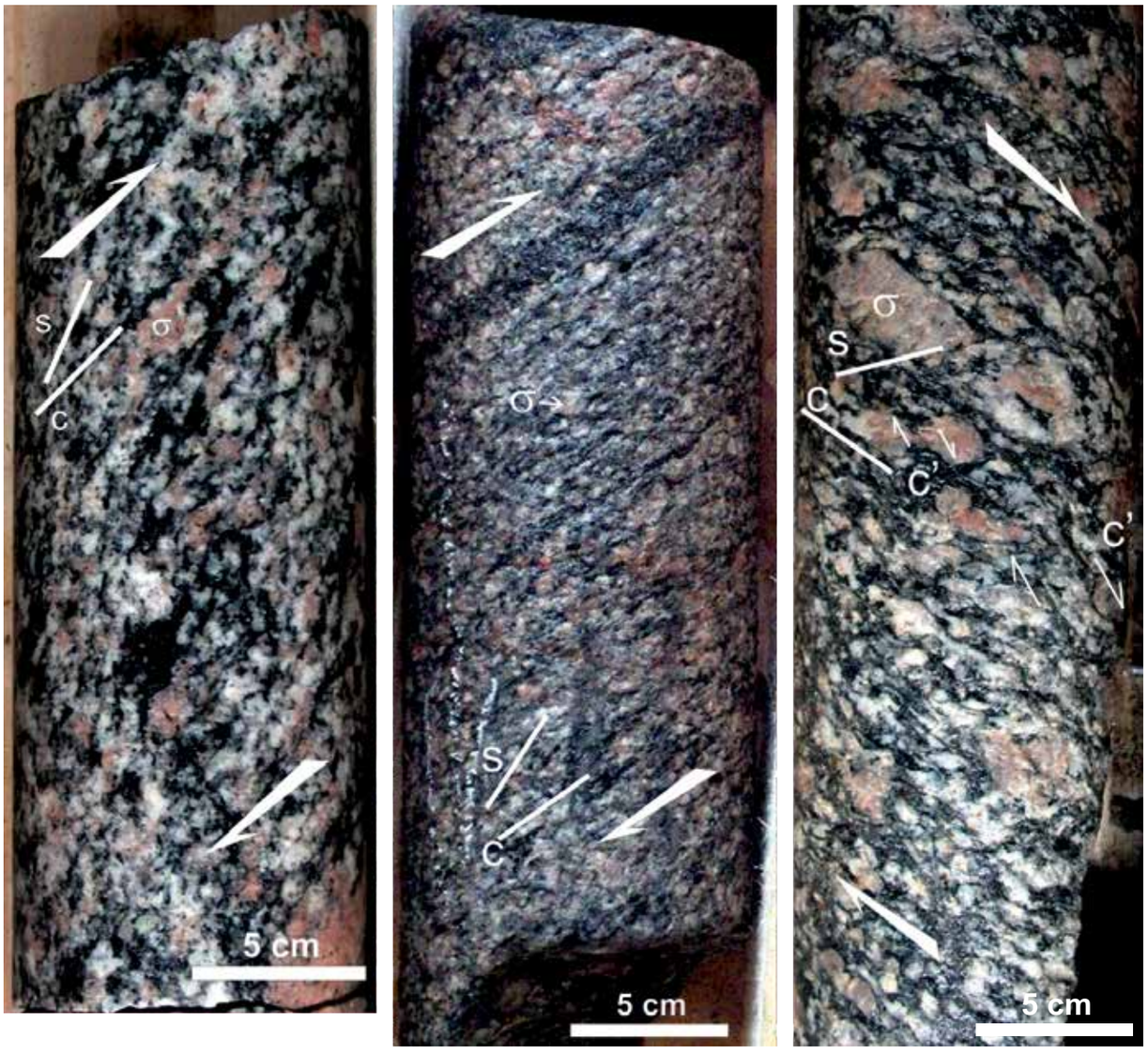
W każdym z przypadków skały należą do kogenetycznej asocjacji intruzji AMCG. Intruzje AMCG pojawiły się w obrębie utworzonych w paleoproterozoiku skratonizowanych obszarów o pogrubionej litosferze (fig. 25).

Z geochronologicznego punktu widzenia asocjacja intruzji AMCG jest epizodem magmatyzmu anorogenicznego w stosunku do faz późnoswekofeńskich i podstawowego wieku skorupy w tym rejonie (1,83–1,80 mld lat).

W obrębie masywów AMCG nie wszystkie składniki asocjacji są jednakowo reprezentowane. Często dominują człony granitoidowe z charakterystycznymi granitami typu A (*sensu* Whalen i in., 1987) wyróżnianymi na podstawie klasyfikacji geochemicznej. W Polsce występują także anortozyty. Najlepszym przykładem pełnych asocjacji AMCG są trzy masywy anortozytowe: Sejn, Suwałk (fig. 27) i Kętrzyna (np. Wiszniewska i in., 2002; Skridlaite i in., 2003; Duchesne i in., 2010) z współwystępującymi w ich otoczeniu monzonitami i granitoidami z ortopiroksenem (odpowiednio mangeryty i czarnokity wg klasyfikacji skał czarnokitowych) oraz granitoidami z hornblendą i klinopiroksenem (fig. 28).

Skały AMCG wywodzą się ze wspólnych skał źródłowych, prawdopodobnie z dolnej skorupy. Tak utworzona magma macierzysta, po oddzieleniu kumulatu o składzie gabra-anortozytu, przechodziła proces frakcjonalnej krystalizacji (np. Longhi i in., 1999; Duchesne i in., 2017).

Często podkreślany jest związek utworów AMCG z lineamentami tektonicznymi i strefami osłabienia skorupy, które stanowiły kanały do wznoszenia się magm (Wiszniewska, 2002; Skridlaite i in., 2003; Duchesne i in., 2010). W centralnej Fennoskandii skały formacji AMCG, głównie granitoidy, są notowane od górnego stateru w szeregu wystąpieniach. Tworzą one niekiedy potężne intruzje, jak: Wyborg (1630–1628 mln lat) na pograniczu Rosji i Finlandii (Heinonen i in., 2017), batolit Ryga (1584 mln lat) na Łotwie i w Estonii (Rämö i in, 1996), Åland (1575 mln lat) w Szwecji (Vaasjoki, 1996), Salmi (1540 mln lat) w Rosji (Amelin i in., 1997) i Ragunda (1514 mln lat) w Szwecji (Persson, 1999).



A B 7-1/91
głębokość 2733,0–2733,2 m

B B 6-1/82
głębokość 1867,2–1867,4 m

C B 8-1/83
głębokość 2549,0–2549,2 m

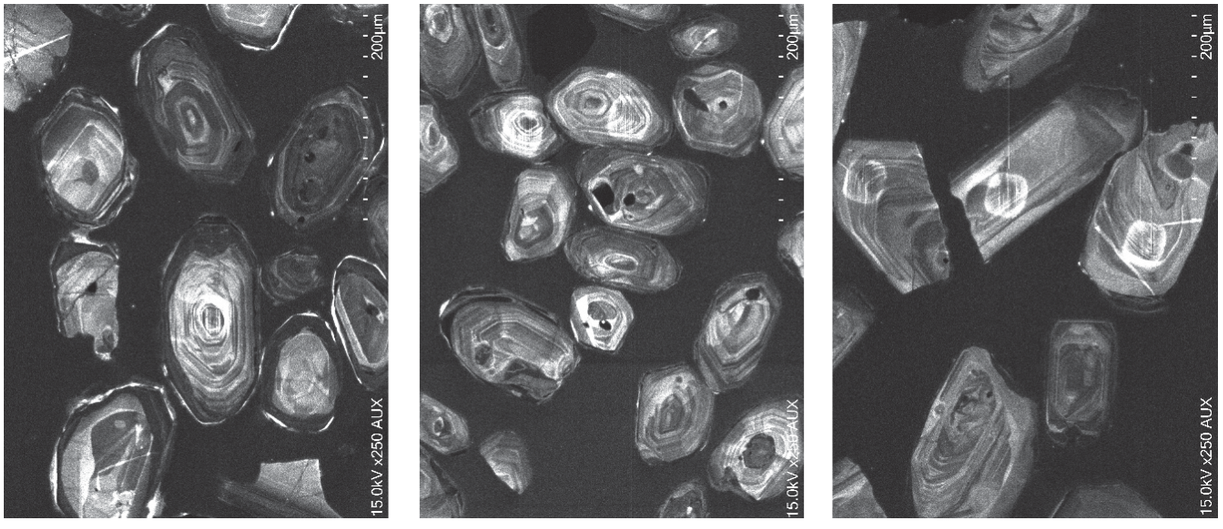


FIG. 23. Granitoidy z podłoża krystalicznego pod dnem Bałtyku; u góry wybrane zdjęcia makroskopowe rdzeni A–C, poniżej odpowiadające rdzeniom obrazy katodoluminescencyjne cyrkonów spod mikroskopu elektronowego (zdjęcia wykonano przy tym samym powiększeniu).
Przykłady deformacji synorogenicznych:
A – widoczna nasuwcza strefa podatnego ścinania D_2 ze strukturami typu S-C i asymetrycznymi porfiroblastami typu σ;
B – widoczna nasuwcza strefa podatnego ścinania D_2 ze strukturami typu S-C i asymetrycznymi porfiroblastami typu σ;
C – widoczna normalno-zrzutowa strefa podatnego ścinania D_1 ze strukturami typu S-C, asymetrycznymi porfiroblastami typu σ oraz pasemkami ścinania typu C'.
Fot. rdzeni i opis deformacji S. Salwa

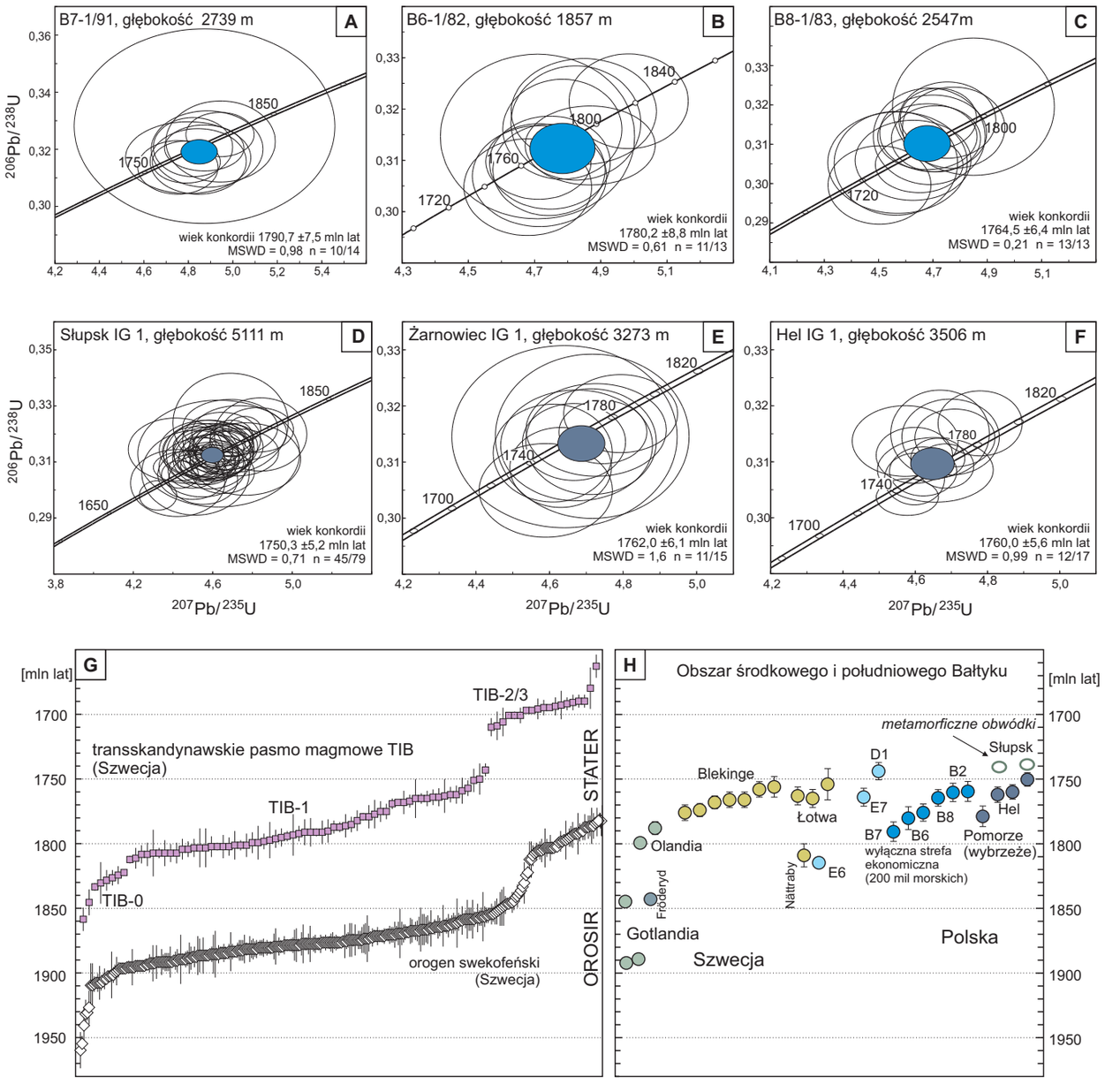


FIG. 24. Dokumentacja geochronologiczna wieku granitoidów z podłoża krystalicznego dla obszaru Bałtyku: **A–F** – reprezentatywny zbiór diagramów konkordii, ilustrujących typowy wiek (wczesny stater) skał w rejonie południowego Bałtyku (dane na podstawie Krzemińskiej i in., 2021); **G** – schemat skumulowanych dat (Pb-Pb) o wieku krystalizacji skał należących do transkandynawskiego pasma magmowego (TIB) i orogenu swekofeńskiego z obszaru południowej Szwecji (wg Johanssona i in., 2022); **H** – dane z obszaru środkowego i południowego Bałtyku (na podstawie: Johansson i in. 2006; Salin i in., 2019, 2021; Krzemińska i in., 2021; Sundblad i in., 2022)

Anortozyty (AMCG)

Anortozyty i współwystępujące z nimi noryty, gabronoryty i leukogabra są notowane w profilach wiertniczych Udryń (wszystkie otwory), Krzemianka (wszystkie otwory), Suwałki IG 1, Jeleniewo oraz Kętrzyn IG 1, Sejny IG 1 i IG 2. Najlepiej są rozpoznane grubokrystaliczne anortozyty suwalskie (Ryka, 1998; Wiszniewska, 2002; Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Te leukokratyczne skały, zbudowane z kumulatywnego plagioklazu (80–95%), nierzadko zawierają większe kryształy o wymiarach 10–15 cm, iryzującego na niebiesko labradoru (fig. 27B), o zawartości cząsteczki anortytowej 55% An, otoczone średnioziarnistym matriksem plagioklazowym, oraz akcesoryczny piroksen i tytanomagnetyt z ilmenitem. Towarzyszące im noryty i gabronoryty cechuje większy udział piroksenów.

Obserwacje deformacji fenokryształów plagioklazów i piroksenów, także obecnych w anortozytach masywów Suwałk i Sejn, wskazują, że magma macierzysta przemieszczała się ku powierzchni w postaci zawiesiny plagioklazów i piroksenów (zapis krystalizacji w stanie wysokich ciśnień). Umiejscowienie półplastycznego diapiru plagioklazowego odbywało się w warunkach ciśnień ok. 3–5 kbar w wyniku wciskania plastycznej substancji rudnej w strefy spękań tektonicznych (złoże Udryń).

Stosunki inicjalne $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ i $^{186}Os/^{187}Os$ w anortozytach i norytach ze złoża Krzemianka i Udryń wskazują na skorupowe pochodzenie magmy macierzystej anortozytów, ujemne zaś wartości ε_{Nd}, w zakresie od –2,5 do –5,3, świadczą o udziale w stopie macierzystym materiału ze starej skorupy paleoproterozoicznej (Wiszniewska, 2002).

W strefach brzeżnych masywu suwalskiego jest skoncentrowana mineralizacja rudna Fe-Ti-V, tworząc złoża Krzemianka, Jeleniewo, Udryń, Jezioro Okrągłe. Minerały kruszcowe z dużych ciał rudnych mogą obejmować ponad 70% objętości skały, tworząc ferrolity (fig. 27C). Rudy ilmenitu-magnetytu z wanadem (średnio 0,26–0,31% V_2O_5) wypełniają także szczeliny tektoniczne na granicach gabronorytu / diorytu / anortozytu. Badania wykazały, że głównym nośnikiem wanadu jest magnetyt zawierający średnio 0,42% wag V_2O_5, w mniejszym stopniu ilmenit zawierający średnio 0,14% wag. V_2O_5 (Mikulski i in., 2022). Tlenki Fe-Ti-V reprezentują dwie serie roztworów stałych: magnetyt-ulvöspinel i ilmenit-hematyt, które tworzyły się w zależności od warunków oksydacyjnych i p-T zarówno w ferrolitach, jak i w skałach macierzystych (Wiszniewska, Petecki, 2014). W obrębie masywu anortozytowego sporadycznie występują nelsonity, skały złożone wyłącznie z ilmenitu i apatytu. W Polsce były notowane w jednym otworze Łopuchowo IG 1, na skraju masywu suwalskiego (fig. 27C). Na świecie mają znaczenie złożowe, tak jak w Kirunie. Ponadto w wielu miejscach towarzyszą anortozytom jako skały rudne (Charlier i in., 2015). Oba główne minerały w nelsonitach są wzbogacone: apatyt – w pierwiastki ziem rzadkich, natomiast ilmenit – w wanad i tytan (Krzemiński i in., 1988). Badania nelsonitu z otworu Łopuchowo IG 1 świadczą o niemieszalności stopów bogatych z jednej strony w krzemionkę, z drugiej – w Fe-Ti-P (Kozłowski, Wiszniewska, 2001), jednak mechanizmy wzbogacania Fe są różnorodne i obejmują kombinację procesów magmowych i hydrotermalnych. Roztwory magmowo-hydrotermalne skutecznie koncentrują Fe, tworząc największe złoża magnetytowo-apatytowe, podczas gdy procesy frakcjonowania kryształów i niemieszalności stopów mogą odpowiadać za mniejszą skalę mineralizacji Fe (Reich i in., 2022).

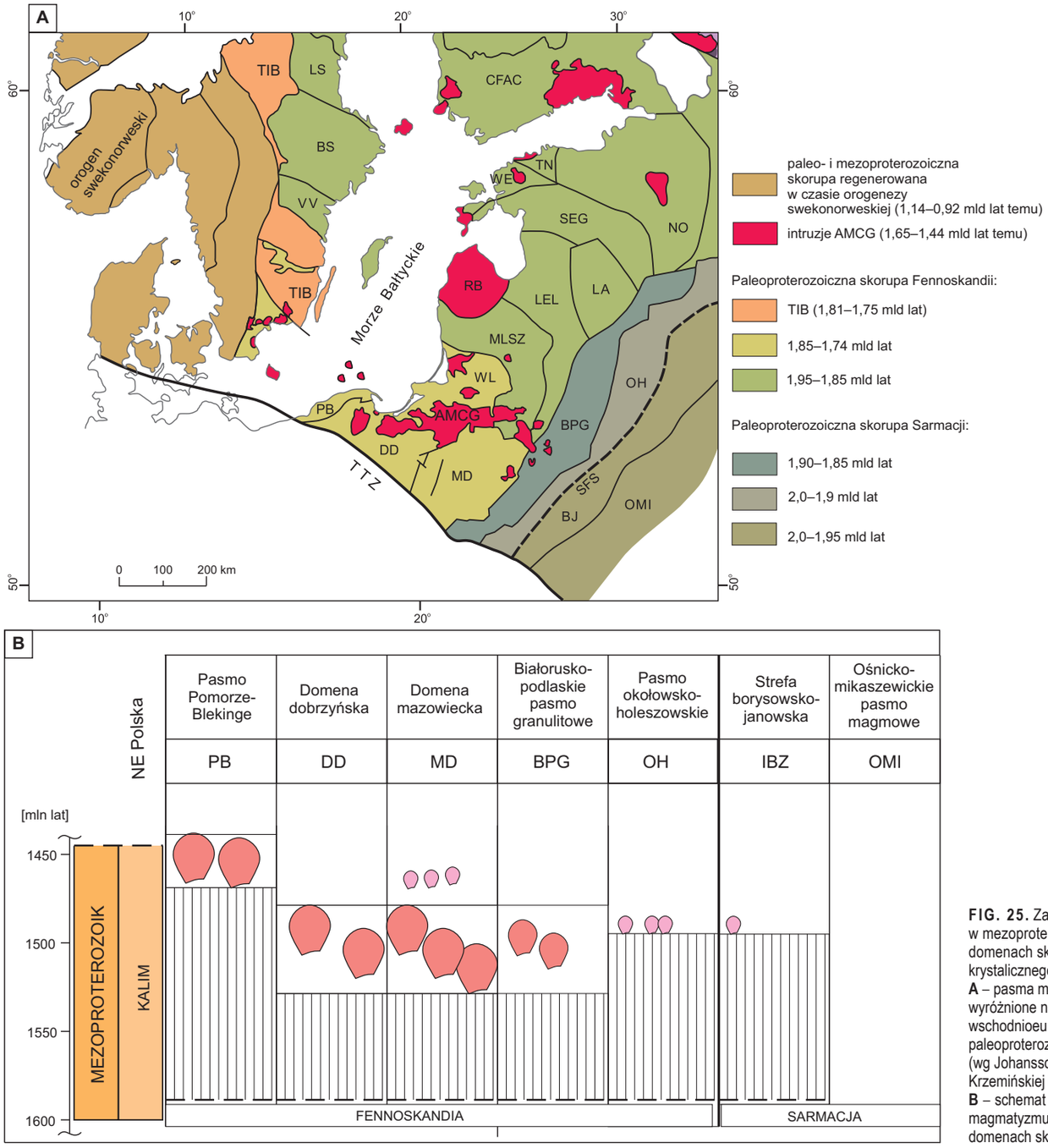


FIG. 25. Zapis aktywności magmowej w mezoproterozoiku w różnych domenach skorupowych podłoża krystalicznego NE Polski:
A – pasma magmatyzmu AMCG wyróżnione na nowej mapie kratonu wschodnioeuropejskiego na tle paleoproterozoicznych jednostek (wg Johanssona i in., 2016; Krzemińskiej i in., 2017);
B – schemat rozmieszczenia magmatyzmu w wyróżnionych domenach skorupowych

Czarnokity i mangeryty (AMCG)

Wśród granitoidów, na podstawie obecności ortopiroksenu oraz antypertytu, wyróżnia się mangeryty (inaczej hiperstenowe monzonity) oraz czarnokity (inaczej kwarcowe monzonity i dioryty z hipersenem). Tego typu skały występują w kilku lokalizacjach, w obrębie rozległego pasma skał plutonicznych tworzących kompleks skał AMCG (Bagiński i in., 2001; Bagiński, Krzemińska, 2005; Bagiński, 2006) o wieku 1,53–1,49 mld lat. Największą miąższość zanotowano w profilach z wierceń Bilwinowo IG 1 oraz Kościerzyna IG 1. W innych miejscach wystąpienia tych skał są lokalne, np. w profilach otworów: Dobre Miasto 1, Dębowiec Warmiński 3, Zaręby 1, Pieszkowo 1, Bartoszyce IG 1, Barciany 1, Pawłówka PIG 1, 1A, Łopuchowo IG 1, Boksze IG 1, Żubryń IG 1.

Skały czarnokitowe należą geochemicznie do serii alkaliczno-wapniowej z przejściami do serii alkalicznej i mają charakter skał żelazistych, metaluminowych, sporadycznie słabo peraluminowych oraz cechy granitoidów typu A. Wartości parametru inicjalnego ε_{Nd} są zawsze ujemne w szerokim przedziale od –1,3 do –6,8, co wskazuje na skorupowe pochodzenie. Ich geneza nie do końca jest wyjaśniona. Wskazuje się na częściowe topienie dolnej skorupy (Duchesne i in., 2010). Produktami topienia był stop granitowy, utleniony i uwodniony (bogaty w H_2O), z hornblendą i biotytem oraz stop anortozytowo-ferrodiorytowy, który powstawał w suchych i bardziej zredukowanych warunkach. Jest to kolejny dowód na to, że w kompleksach AMCG mogą wytworzyć się dwa różne zestawy skał podczas tego samego epizodu topnienia.

Granitoidy (należące do kompleksu AMCG)

Najbardziej typowe dla polskiej asocjacji AMCG pozostają granitoidy typu A o składzie monzonitu i kwarcowego monzonitu. Z uwagi na powszechną porfirową teksturę i wyróżniające się makroskopowo fenokryształy różowych skaleni, skały określa się mianem granitoidów rapakiwi lub rapakiwipodobnych – określenie nieformalne stosowane głównie w Polsce i na Litwie. Chociaż brak tu typowych dla klasycznych rapakiwi owalnych form fenokryształów skalenia potasowego, otoczonego kontrastową jasną plagioklazową obwódką jak w wyborgicie (Finlandia/Rosja), tekstura jest wyrażona obecnością porfirokryształów skalenia potasowego z obwódką plagioklazu oraz euhedralnych megakryształów plagioklazów tkwiących w drobnokrystalicznym matriks (fig. 28). Geneza tekstur typu rapakiwi jest dyskutowana od wielu lat. Przypuszcza się, że jej tworzenie może być związane z dekompresją (Eklund, Shebanov, 1999) albo z mieszaniem magm maficznych i felzytowych (Heinonen i in., 2010).

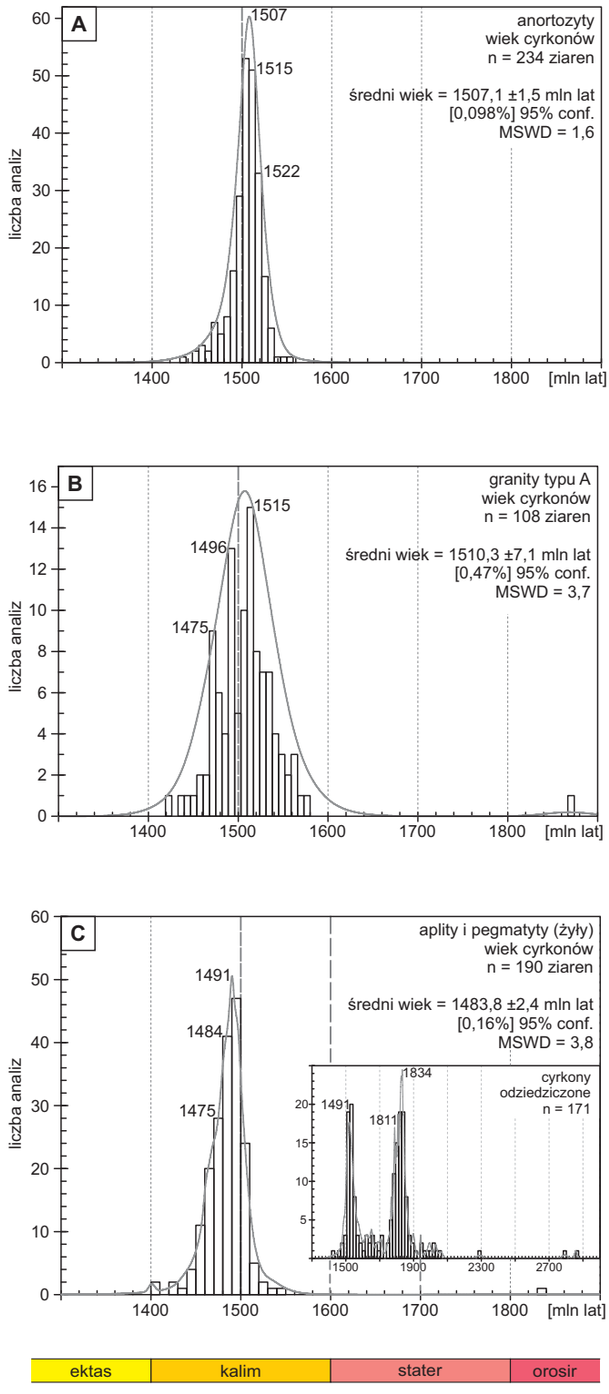


FIG. 26. Zestawienie wieków krystalizacji skał magmowych w obrębie suwalskiego masywu anortozytowego. Porównanie wyników analiz U-Pb pojedynczych ziaren cyrkonu ze skał formacji AMCG (anortozyt, mangeryt, czarnokit i granitoid): **A** – anortozyty, 4 próbki (otwory: Krzemianka H, J. Szlinokiemskie PIG 1, Łopuchowo IG 1) n = 234 analizy; **B** – granitoidy typu A, 3 próbki (otwory: Krasnopol IG 5, Filipów IG 1, Łopuchowo IG 1), n = 108 analiz; **C** – aplity i pegmatyty tnące składniki AMCG – 13 próbek (otwory: J. Szlinokiemskie PIG 1, Boksze IG 1, Krzemianka 72, Udryń, Jeleniewo 2, 4, 5, Łopuchowo IG 1) n = 190 analiz. Kolekcja danych z uwzględnieniem ziaren odziedziczonych pokazana osobno (dane Wiszniewskiej, Krzemińskiej, 2021)

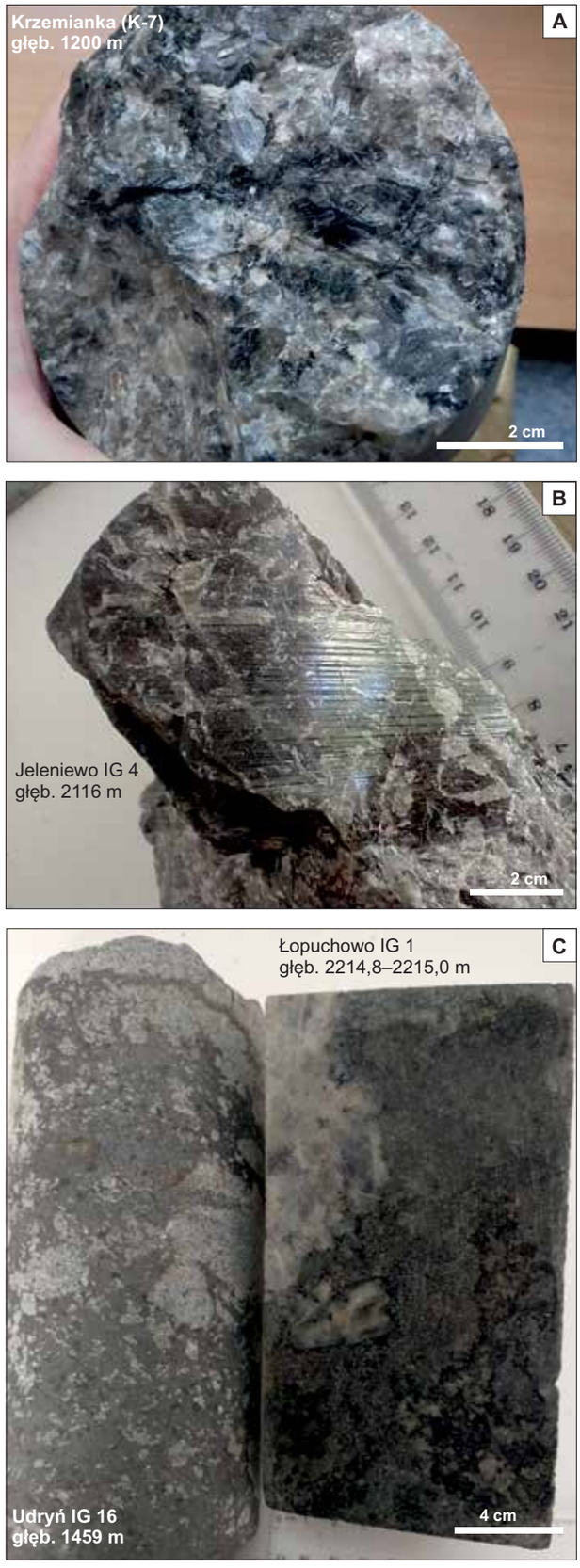


FIG. 27. Skały z masywu suwalskiego: **A** – anortozyt grubokrystaliczny charakterystyczny dla obszaru Krzemianka (K-7); **B** – polisyntetyczne zbliźniaczony megakryształ iryzującego plagioklazu (labrador- bytownit) z anortozytu, otwór Jeleniewo IG 4; **C** – po stronie lewej – ferrolit, skała ilmenitowo-magnetytowa w obrębie anortozytów leukokratycznych, otwór Udryń IG 16; po stronie prawej – nelsonit, drobnokrystaliczna skała apatytowo-magnetytowo-ilmenitowa, występująca na granicy z leukonorytem, otwór Łopuchowo IG 1

W podłożu krystalicznym, w północnej i NE Polsce, granitoidy o teksturze rapakiwi (rapakiwipodobnej) są notowane powszechnie w profilach podłoża krystalicznego (fig. 25) w rejonie intruzji suwalskiej, kętrzyńskiej, kościerskiej oraz na Podlasiu (Bagiński i in., 2001; Grabarczyk i in., 2023). W większości są to bogate w alkalia dioryty, tonality i granodioryty, rzadziej monzogabra (otwór Żelazna Góra 3) i granity (otwór Pietkowo IG 1) – skały o teksturze porfirowej zawierające w różnych proporcjach hornblendę, biotyt, a często także klinopiroksen. Geochemicznie są to żelazowo-potasowe granitoidy typu A (Dörr i in., 2002; Skridlaite i in., 2003; Grabarczyk i in., 2023), charakteryzujące się wzbogaceniem w żelazo wyrażonym wysokim stosunkiem $FeO_T/(FeO_T+ MgO)$ lub proporcją FeO_T/MgO oraz wzbogaceniem w pierwiastki niedopasowane z grupy HFSE (Zr, Nb, Ce, Y), co jest charakterystyczne dla granitów typu A. Na podstawie wykresów dyskryminacyjnych, opartych na koncentracjach podanych pierwiastków, granitoidy wykazują cechy geochemiczne typowe dla granitów wewnątrzpłytowych.

Wartości izotopowego parametru inicjalnego ε_{Nd}, dające wskazania dotyczące pierwotnego źródła pochodzenia badanego materiału, są zawsze ujemne w zakresie od –2,3 do –4,7. Przy wieku modelowym, T_{DM} 2,01–2,19 mld lat, wartości te wskazują na obszary źródłowe magm macierzystych położone w obrębie dolnej skorupy paleoproterozoicznej. Regionalnie charakterystyczny jest wzrost ujemnych wartości ε_{Nd} z zachodu na wschód największego kompleksu plutonicznego: od –2,3/–2,4 w części pomorskiej (Malbork IG 1, Nowa Kościelnica 1), przez –3,4 na obszarze Warmii (otwór Rodnowo 1), do –4,4 i –4,7 w części mazurskiej (Kętrzyn IG 1, Filipów IG 1).

Czas krystalizacji różnych ogniw AMCG (tab. 5) od Mazur do Bałtyku (Dörr i in., 2002; Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Krzemińska i in., 2021) najlepiej koreluje się z wystąpieniami AMCG na terenie Białorusi, jak Mosty (wiek 1505 ±11 mln lat; Sundblad i in., 1994), i Litwy (Lazdijai i Visiejai; wiek 1522 ±6 i 1509 ±8 mln lat, Skridalite i in., 2008).

Granitoidy żyłowe

Osobną kategorię, genetycznie niezwiązaną z asocjacją AMCG, stanowią intruzje żyłowych granitów leukokratycznych. Tną one skały intruzji AMCG oraz otoczenia paleoproterozoicznego (Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Odnotowano je niemal we wszystkich profilach serii otworów: Krzemianka, Udryń, Jezioro Okrągłe, a także Pawłówka, Boksze, Krasnopol 5, Parczew IG 10 strop, Holeszów IG 2 strop, Wisznice IG 1.

Najczęściej są to czerwone i różowe, równoziarniste skały (fig. 29) średnio- lub drobnokrystaliczne (aplity) i pegmatyty, geochemicznie należące do serii alkaliczno-wapniowej lub alkalicznej. Mają cechy peraluminowe. Ujemne wartości parametru ε_{Nd}, w zakresie od –3,5 do –2,1, oraz wiek modelowy, w przedziale 1,99–2,25 mld lat, wskazują na pochodzenie z paleoproterozoicznej skorupy. Jako skały bogate w glin mają charakterystyki geochemiczne wskazującej na granity typu S. Zapis starszego pochodzenia potwierdza obraz wyraźnie odziedziczonych środków ziaren cyrkonów. W profilach Krzemianka 72, Jezioro Szlinokiemskie PIG 1, Łopuchowo IG 1, Boksze IG 1 uzyskano dość podobne wyniki dla dominującej populacji starszych cyrkonów odpowiednio: 1837 ±7, 1838 ±7, 1836 ±6, 1844 ±11 mln lat (Wiszniewska, Krzemińska, 2021). Dzięki tym danym wiadomo, że mikrogranity (aplity) powstały w wyniku przetopienia lokalnej późnopaleoproterozoicznej skorupy ziemskiej o wieku 1,83–1,84 mld lat.

Środkowy kalim: skały metamorficzne, orto- i paragnejsy

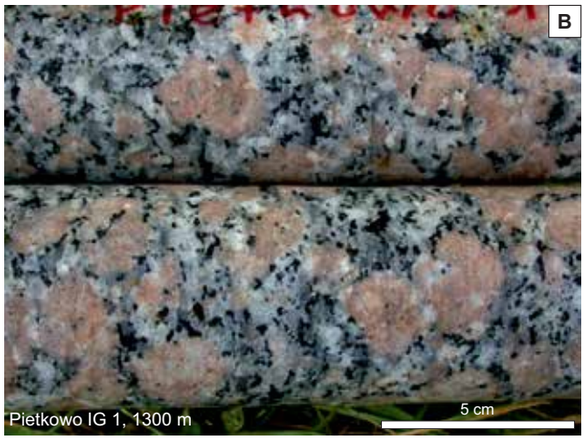
Na obszarze północnej Polski głębokość zalegania skał krystalicznych wynosi ok. 2–3 km. W pasie prostopadłym do strefy Teisseyre'a-Tornquista, na zachód od Warmii, wykonano parę głębokich otworów wiertniczych, które dotarły do podłoża krystalicznego (Krzemińska i in., 2017). Bezpośrednie informacje o tych skałach są ograniczone jedynie do sześciu profili wiertniczych. Dostarczyły one próbek skał metamagmowych (ortognejsy) oraz w jednym przypadku zmigmatyzowanych skał osadowych (paragnejsy).

Ortognejsy

W profilach otworów Prabuty IG 1 (poniżej głęb. 3894,6 m), Olsztyn IG 2 (poniżej 2748 m), Nidzica IG 1 (2304 m), Kiwajny 1k (2843 m), Dębowiec Warmiński 2 (2798 m) rozpoznano skały metamorficzne o magmowym protolicie (ortognejsy). Nazwane zostały one granitognejsami (Juskowiak, 1971) o składzie mikroklinowo-oligoklazowym. Analizy U-Pb izotopowe wskazują, że we wszystkich badanych próbkach, obrosty metamorficzne na magmowych cyrkonach powstały między 1506 ±16 a 1470 ±18 mln lat temu (Krzemińska i in., 2017). Ten zakres wieku metamorfizmu potwierdza także wynik uzyskany z datowania ziaren monacytu z profilu Prabuty IG 1 (1499 ±12 mln lat).

W każdym z przypadków wiek metamorfizmu wydaje się być wyraźnie związany przestrzennie i czasowo z pojawieniem się pasma intruzji AMCG, odpowiednio na Warmii i w rejonie Kościerzyny (tab. 5).







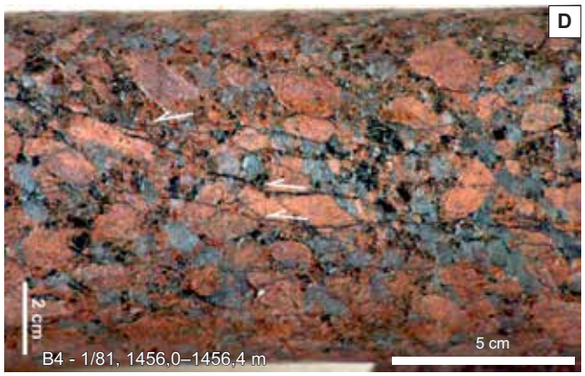
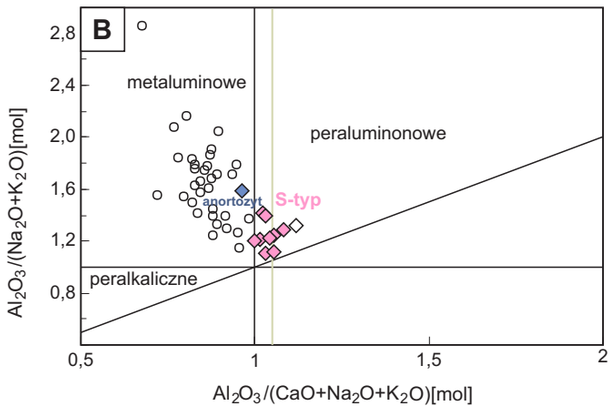
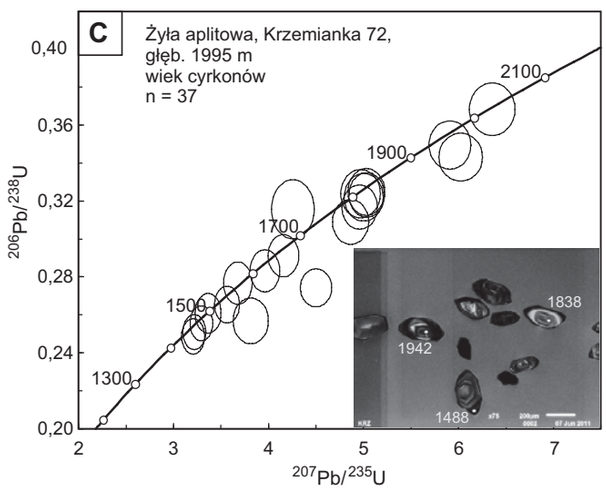


FIG. 28. Cechy litologiczne granitoidów typu A z teksturą rapakiwi z formacji AMCG (anortozyt, mangeryt, czarnokit, granitoid):
A – kwarcowe dioryty porfirowe z otoczenia anortozytów suwalskich i kętrzyńskich, otwory: Łopuchowo IG 1, Kętrzyn IG 2, Boksze IG 1, Pawłówka PIG 1A;
B – kwarcowe monzonity z intruzji z pogranicza Mazowsza i Podlasia, otwór Pietkowo IG 1;
C – monzonity z intruzji kościerskiej i Warmii, otwory: Malbork IG 1, Kościerzyna IG 1, Nowa Kościelnica 1, Rodnowo 1;
D – granity z obszaru południowego Bałtyku otwór B4-1/81.
Fot. A i C – E. Krzemińska, B – A. Grabarczyk-Gurba, D – S. Salwa







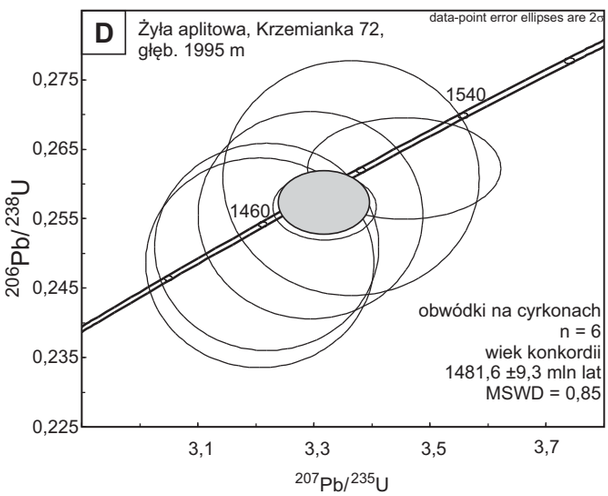
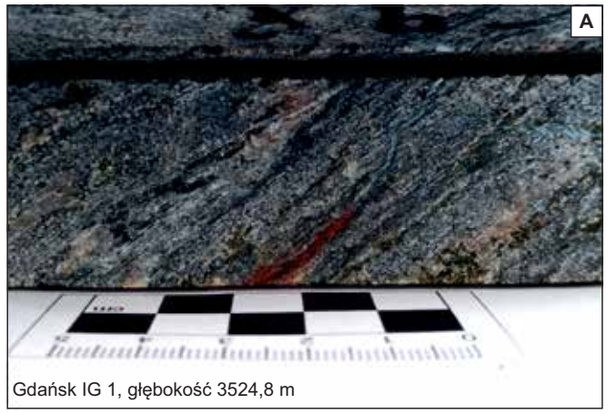
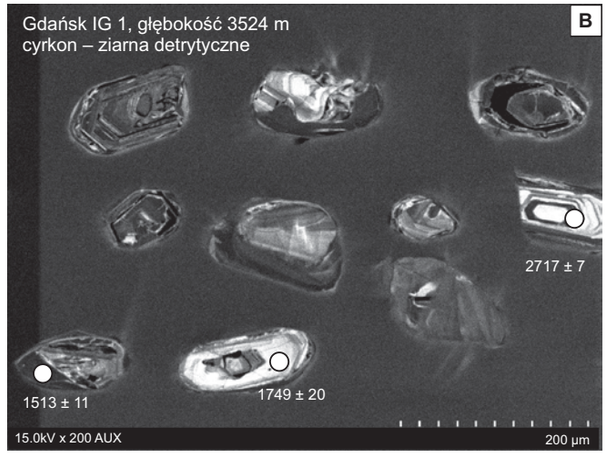
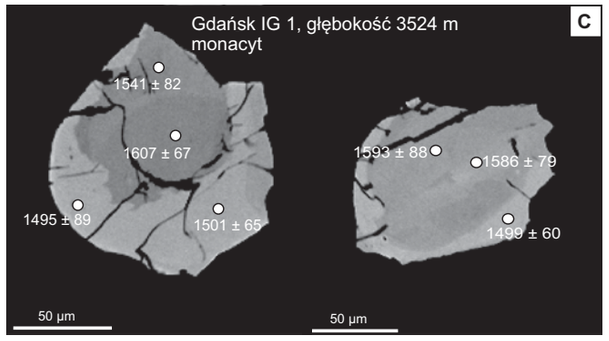


FIG. 29. Skały żyłowe tnące składniki intruzji formacji AMGG na obszarze masywu suwalskiego przykład z profilu Krzemianka 72:
A – fragment rdzenia drobnokrystalicznego granitu (aplitu) z głęb.1995 m;
B – peraluminowe cechy granitów żyłowych w kontraście do metaluminowych charakterystyk granitoidów typu A (Maniar, Piccoli, 1989);
C – Wiek cyrkonów z aplitu Krzemianka 72 oraz obraz katodoluminescencyjny wewnętrznej budowy cyrkonów z powszechną populacją odziedziczonych paleoproterozoicznych środków i mezoproterozoicznymi obwódkami;
D – wiek krystalizacji granitów żyłowych wyznaczony na podstawie analiz obwódek na cyrkonach







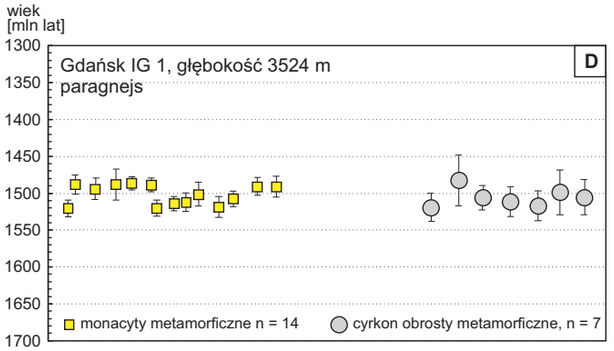


FIG. 30. Zapis metamorfizmu sprzed ok. 1500 mln lat; otwór Gdańsk IG 1:
A – paragnejs biotytowo silimanitowy z granatami – próbka rdzenia z głęb. 3524,8 m;
B – obraz wewnętrznej budowy ziaren cyrkonu (CL) z lokalizacją analiz izotopowych i datami U-Pb; widoczne detrytyczne środki o paleoproterozoicznym wieku i mezoproterozoiczne obrosty metamorficzne;
C – obraz BSE wewnętrznej budowy metamorficznych monacytów z lokalizacją analiz i uzyskanymi wartościami wieku wraz z błędem pojedynczej analizy (datowanie chemiczne WDS Cameca SX100);
D – zestawienie wyników analiz izotopowych wieku metamorficznych obrostów cyrkonów i monacytów (dane na podstawie Gurby i in., 2023)

Jednocześnie wiek magmowego protolitu w każdym przypadku jest późnopaleoproterozoiczny w zakresie od 1819 ±34 (Nidzica IG 1) do 1758 ±12 mln lat (Prabuty IG 1 i Kiwajnym 1k).

Paragnejsy

W podłożu krystalicznym północnej części Polski skały z osadowym protolitem nie są często notowane (Krzemińska i in., 2017). Udokumentowano je tylko w jednym otworze wiertniczym (wiercenie Gdańsk IG 1). Paragnejsy z profilu Gdańsk IG 1 pojawiają się na głębokości poniżej 3480 m, tworząc monotonną serię o miąższości ok. 43 m, złożoną z laminowanego, miejscami silnie zdeformowanego gnejsu biotytowo-silimanitowego z nielicznymi retrogresywnymi granatami. Cechy geochemiczne skał (*sensu* Herron,1988) są analogiczne do szarogłazów (Gurba i in., 2023). Osady zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej (650–630˚C), na co wskazują obliczenia na podstawie formuł termometrów geologicznych granat-biotyt i biotyt. Skały wykazują teksturę kierunkową (60–70°) z kierunkowo ułożonym melanosomem, składającym się z blaszek i zdeformowanych kryształów granatu oraz pryzmatycznych ziaren silimanitu, które tworzą rozległe agregaty. Minerałami akcesorycznymi są cyrkon, monacyt, apatyt i tlenki Fe-Ti. Leukosom składa się głównie z kwarcu, plagioklazu i czerwonawego skalenia alkalicznego, którego wielkość nie przekracza 0,6 mm. Wiek metamorfizmu oznaczono kilkoma metodami (fig. 30), w tym izotopowo (datowanie U-Pb cyrkonu i monacytu) oraz techniką chemiczną (datowanie ziaren monacytu). Obrosty metamorficzne na detrytycznych cyrkonach rejestrują izotopowo zdarzenie ~1485 ±9 mln lat temu (Gurba i in., 2023). Wiek izotopowy monacytu jest nieco wcześniejszy, 1498 ±6 mln lat, ale w obu przypadkach wskazuje na środkowy kalim. Datowanie chemiczne Th–U–Pb monacytów potwierdza czas metamorfizmu ~1494 ±23 mln lat temu. Wiek ten jest zbliżony do czasu anorogenicznej aktywności magmowej AMCG i etapów tworzenia się pasma intruzji w tym regionie (tab. 5).

5.3.2. System ektas, 1400–1200 mln lat temu

Na obszarze Polski w podłożu krystalicznym do tej pory nie stwierdzono skał z zakresu systemu ektas (Krzemińska i in., 2017). Najbliżej położone domeny utworzone w czasie 1400–1200 mln lat temu znajdują się w SW części Szwecji i Danii, gdzie od ~1340 mln lat temu był rozpowszechniony pre-swekonorweski magmatyzm bimodalny (Johansson i in., 2022). Nieco później, w środkowej Szwecji i Finlandii, notuje się wystąpienia dajek dolerytów (Söderlund i in., 2006) o zbliżonym wieku: 1264–1271 (Dalarna), 1256–1259 (Västerbotten-Ulvö-Satakunta) i ~1247 mln lat (Jämtland).

5.3.3. System sten, 1200–1000 mln lat temu

System sten w podłożu krystalicznym Polski jest reprezentowany przez pojedyncze wystąpienia lamprofirów, wyłącznie w dwóch otworach wiertniczych. Pojawiają się one w profilu otworu Sejny IG 2, przecinając w kilku miejscach dominujące tam anortozyty i gabronoryty (fig. 31). Alkaliczne lamprofiry występują w stropowym odcinku, na głęb. 569–609 m, tworząc 14 żył i żyłek o miąższości od 3 cm do 2 m, łącznie ok. 8,4 m. Ich wiek określony metodą K-Ar (wiek stygnięcia) wynosi 1110 ±33 i 1083 ±32 mln lat. Ponadto w niewielkiej odległości od Sejn, w profilu otworu Wigry IG 1, na głęb. 1423 m występuje żyła lamprofiru wapniowo-alkalicznego, którego wiek stygnięcia określono na 1152,7 ±32, mln lat. Prezentowane wyniki są uśrednionym wiekiem biotytu, którego układ izotopowy zamyka się dopiero poniżej temperatury 280°C. W przypadku szybkiego stygnięcia wynik może być niemal identyczny z wiekiem intruzji, przy założeniu nieznacznych strat argonu ^{40}Ar. Jest to jak dotąd jedyny zapis aktywności magmowej w tym okresie w podłożu krystalicznym NE Polski (Krzemińska i in., 2017).

5.4. NEOPROTEROZOIK 1000–538 MLN LAT TEMU

Z przełomem mezo- i neoproterozoiku oraz początkiem neoproterozoiku był związany okres powszechnej denudacji kontynentu, w trakcie której nastąpiła fizyczna przeróbka skał podłoża krystalicznego i pojawienie się regolitu (np. Peters, Gaines, 2012). Dość globalnie występuje wówczas luka stratygraficzna zwana jako „wielka niezgodność", która w większości regionów oddziela kontynentalne podłoże krystaliczne od znacznie młodszych, niekiedy ediakarskich i kambryjskich warstw osadowych. Termin po raz pierwszy został wprowadzony przez Powella (1875) przy opisie warstw Wielkiego Kanionu Colorado. Powierzchnię tę, która rejestruje erozję i wietrzenie skorupy kontynentalnej, a następnie – po długotrwałej przerwie – nagromadzenie osadów, można prześledzić

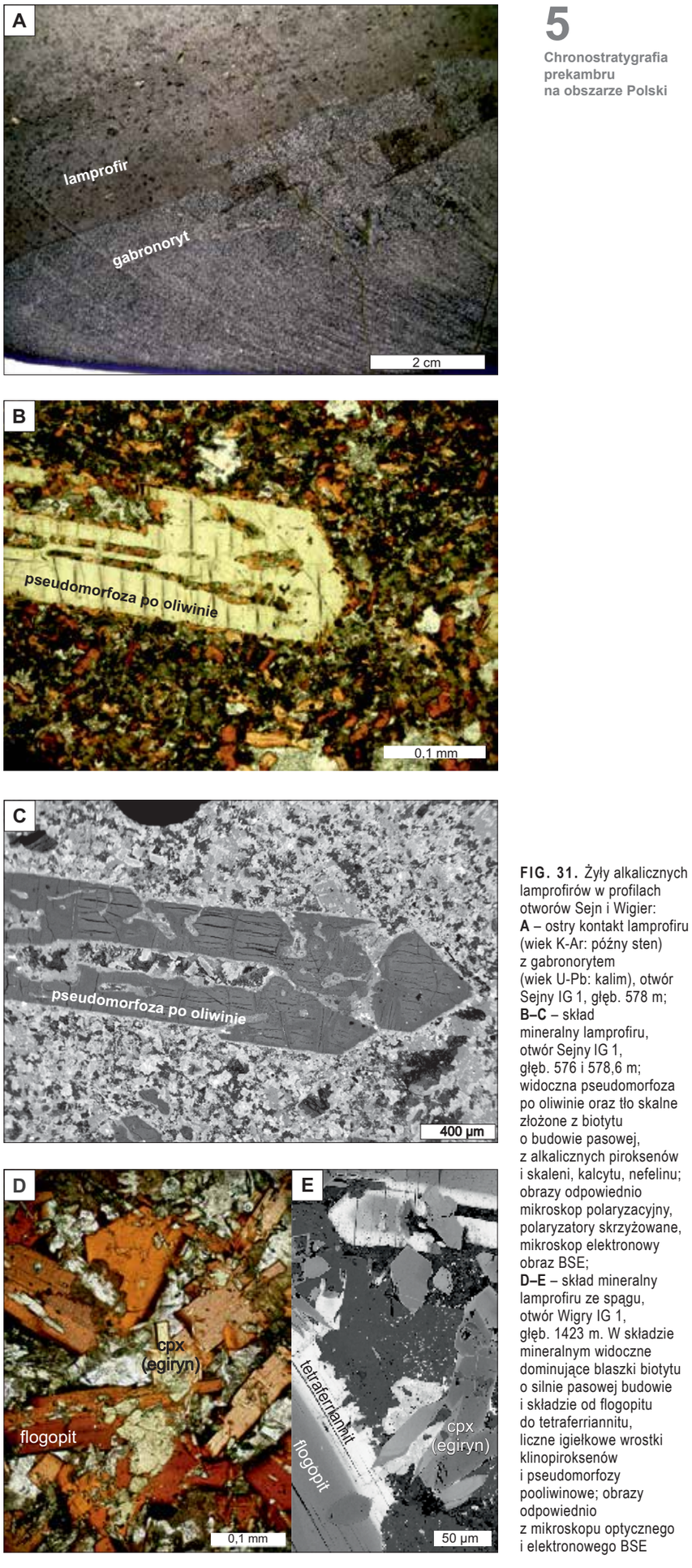
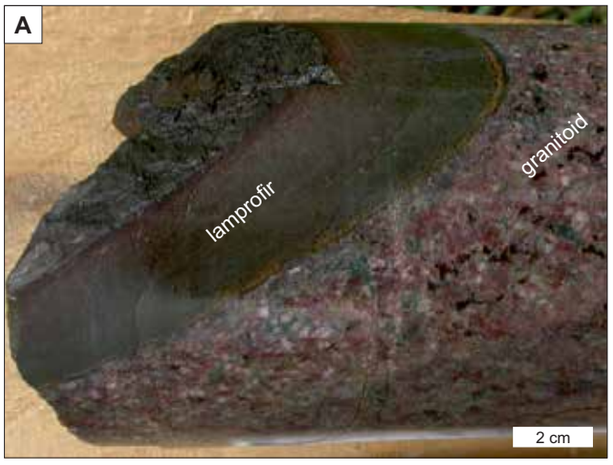
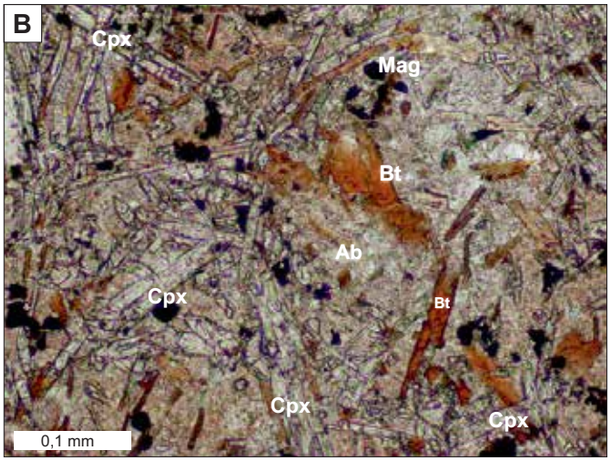


FIG. 31. Żyły alkalicznych lamprofirów w profilach otworów Sejn i Wigier: **A** – ostry kontakt lamprofiru (wiek K-Ar: późny sten) z gabronorytem (wiek U-Pb: kalim), otwór Sejny IG 1, głęb. 578 m; **B–C** – skład mineralny lamprofiru, otwór Sejny IG 1, głęb. 576 i 578,6 m; widoczna pseudomorfoza po oliwinie oraz tło skalne złożone z biotytu o budowie pasowej, z alkalicznych piroksenów i skaleni, kalcytu, nefelinu; obrazy odpowiednio mikroskop polaryzacyjny, polaryzatory skrzyżowane, mikroskop elektronowy obraz BSE; **D–E** – skład mineralny lamprofiru ze spągu, otwór Wigry IG 1, głęb. 1423 m. W składzie mineralnym widoczne dominujące blaszki biotytu o silnie pasowej budowie i składzie od flogopitu do tetraferriannitu, liczne igiełkowe wrostki klinopiroksenów i pseudomorfozy pooliwinowe; obrazy odpowiednio z mikroskopu optycznego i elektronowego BSE





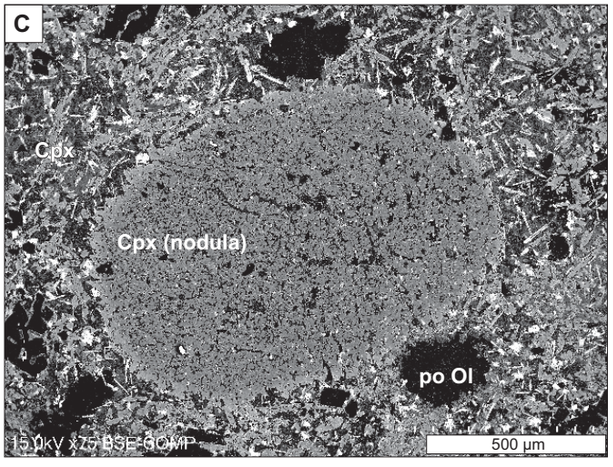


FIG. 32. Żyła lamprofiru alkalicznego, otwór Wigry IG 1, głęb. 845 m: **A** – ostry kontakt żyły lamprofirowej z granitoidem (paleoproterozoik) ze stropu profilu; **B** – drobnokrystaliczne tło skalne z biotytem (Bt) klinopiroksenem (Cpx) i skaleniem alkalicznym (Ab) i magnetytem (Mag), obraz spod mikroskopu optycznego, polaryzatory równoległe; **C** – dwie generacje klinopiroksenów: (1) agregaty o owalnym kształcie – nodule klinopiroksenowe, interpretowane jako odmieszania alkalicznej magmy powstające na większych głębokościach oraz (2) dominujące w tle skalnym igiełkowate kryształy piroksenu (Cpx) z udziałem cząsteczki akmitowej. W polu widzenia pojedyncze pseudomorfozy pooliwinowe. Obraz BSE z mikroskopu elektronowego

na obszarach kilku kontynentów (Laurencja, Gondwana, Awalonia, Syberia oraz Bałtyka), co czyni ją najbardziej rozpoznawalną i charakterystyczną powierzchnią stratygraficzną w zapisie skalnym.

Po „wielkiej niezgodności", w różnych rejonach kratonu wschodnioeuropejskiego (obszar Estonii, Litwy, Białorusi i Ukrainy), na powierzchni podłoża krystalicznego występują warstwy paleogleb (Liivamägi i in., 2021) o miąższości do 10 m. Paleogleby mają zabarwienie czerwonawe i charakteryzują się dobrze rozwiniętą i zdefiniowaną sekwencją przekształceń z najwyższymi poziomami zbliżającymi się do stadium laterytowego. Wszystkie reprezentują ten sam typ wietrzenia w gorącym i wilgotnym klimacie (dominują kaolinit + hematyt), który na obszarze Bałtyki wydaje się dominować w neoproterozoiku, z wyjątkiem przerw na okresy lodowcowe (Liivamägi i in., 2015). Oznaczenia wieku paleogleby wskazują na dość szeroki zakres czasu powstawania, począwszy od 1350 do ~550 mln lat temu (Liivamägi i in., 2021). Warstwy te jednak nie były do tej pory obiektem rozważań stratygraficznych w Polsce.

Najbliższe Polski zbadane warstwy paleogleb znajdują się w profilach wiertniczych na Białorusi, w rejonie Słonima, Pińska i Lidy (Liivamägi i in., 2021). W większości paleogleb zaznacza się jednak ich późniejsza diageneza, która miała miejsce we wczesnym paleozoiku.

5.4.1. System ton, 1000–720 mln lat temu

Żyły lamprofirów alkalicznych w podłożu krystalicznym

W podłożu krystalicznym NE Polski aktywność magmowa na początku neoproterozoiku była niemal nieobecna, w przeciwieństwie do skrajnie zachodnich rejonów Bałtyki (na zachód od transskandynawskiego pasma magmowego TIB), gdzie między 1,1 a 0,9 mld lat temu miały miejsce znaczące wydarzenia orogenezy swekonorweskiej i jej odpowiednika w Laurencji, orogenezy grenwillskiej (Johansson i in., 2022). W polskiej części kratonu, na przełomie mezo- i neoproterozoiku, jedyny zapis aktywności magmowej z systemu ton to żyły lamprofiru alkaliczno-wapniowego w stropowej części profilu Wigry IG 1 z głęb. 845 m i 849 m, tnące granitoidy (fig. 32). W klasyfikacji geochemicznej jest to minetta. Z uwagi na drobnokrystaliczną teksturę oznaczenie geochronologiczne metodą K-Ar wykonano na całej skale, uzyskując wiek (stygnięcia) 973,5 ±32 mln lat – wczesny ton.

Z obszaru centralnej Fennoskandii jak dotąd nie ma doniesień o tego typu skałach alkalicznych (lamprofirach alkaliczno-wapniowych i alkalicznych) z przełomu mezo- i neoproterozoiku.

Formacja poleska

W zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej pokrywa osadowa, poprzedzająca ediakar, wykształciła się lokalnie na „wielkiej niezgodności", która oddziela podłoże krystaliczne od znacznie młodszych osadów. Biorąc pod uwagę datowania U-Pb cyrkonów z najmłodszych skał podłoża krystalicznego, maksymalny wiek tej niezgodności można oszacować na szeroki przedział czasowy późniejszy niż 1500 mln lat.

Najwcześniejsze, niezmetamorfizowane osady były deponowane jedynie lokalnie na podłożu krystalicznym w miejscach, w których rozwinęły się rowy tektoniczne w pierwszym etapie ryftowania, które wystąpiło na przełomie mezo-proterozoiku i neoproterozoiku (Bogdanova i in., 2008).

W Polsce najstarsze osady występują w basenie lubelsko-podlaskim, jako silikoklastyczna formacja poleska (Juskowiakowa, 1974; Areń, 1982; Wichrowska, 1994; Pacześna, 2007). Najstarsze w Polsce skały osadowe należące do formacji poleskiej można obserwować w profilu otworu Kaplonosy IG 1, na głęb. 1811–1877 m, a także otworu Busówno IG 1, od głęb. 4082,0 m do spągu otworu (4154,5 m). Są to mułowo-piaszczyste osady, które bezpośrednio pokrywają zerodowane paleoproterozoiczne podłoże krystaliczne. Reprezentują one zachodni, marginalny fragment dużego basenu sedymentacyjnego, znajdującego się w większej części na terytorium Białorusi i na Ukrainie o analogicznej nazwie wydzielenia. Seria poleska wypełnia SW część aulakogenu Wołyń-Orsza (Shumlyanskyy i in., 2015, 2023; Paszkowski i in., 2019), dzieląc się na trzy formacje z Romeyek, Polytsi i Zhobryna, znane w literaturze ukraińskiej jako suity (Shumlyanskyy i in., 2023). Wspomniane osady gromadziły się głównie w obrębie – wydłużonego w kierunku NE–SW – rowu tektonicznego (aulakogenu). Ich miąższość mogła dochodzić do 1000 m w centralnej części basenu na terytorium Białorusi (Makhnach i in., 1976; Garetsky i in., 1987; Bogdanova i in., 2008). Osady formacji poleskiej i skały podłoża krystalicznego pod koniec prekambru zostały poddane erozji, która doprowadziła do powstania powierzchni zrównania oraz luki stratygraficznej (Poprawa, Pacześna, 2002).

Niezgodnie na utworach formacji poleskiej zalega kompleks utworów wulkanogenicznych formacji sławatyckiej (Pacześna, Poprawa, 2005; Pacześna, 2006). Między krystalinikiem a utworami formacji poleskiej istnieje luka związana z denudacją podłoża. Skały osadowe spoczywają na cienkiej warstwie glin zwietrzelinowych (paleogleb). Silikoklastyczna formacja poleska składa się z drobnoziarnistych, dobrze wysortowanych piaskowców arkozowych barwy czerwonawej, kremowej, często plamistych (fig. 33A), reprezentowanych przez odmiany kwarcowe i skaleniowo-kwarcowe z warstwowaniem przekątnym w dużej skali, z przewarstwieniami szarego piaskowca drobnoziarnistego i cienkimi warstewkami ilastymi (Juskowiakowa, 1974; Wichrowska, 1992; Pacześna, 2007). Pod względem makroskopowym są to utwory dość monotonne, o miąższościach ok. 66 m – w otworze Kaplonosy IG 1 oraz 72,5 m – w otworze Busówno IG 1. Są one uznawane za osady zbiorników epikontynentalnych, reprezentujące zmienną akumulację w system fluwialnym, przy czym brak jest w nich wskaźników stratygraficznych.

Wiek piaskowcowych utworów formacji poleskiej nie został precyzyjnie określony. Biorąc pod uwagę zarówno geochronologię skał krystalicznych, niezgodności widoczne w spągu i stropie, jak i wiek

późniejszych skał wylewnych (formacja sławatycka), czas depozycji może przypadać na szeroki okres od mezoproterozoiku do późnego ediakaru ~1,48–0,57 mld lat (Shumlyanskyy i in., 2015).

Zakres ten jest jednak stopniowo zawężany. Datowania łyszczyków i skaleni detrytycznych serii poleskiej metodą K-Ar na Ukrainie i Białorusi dostarczyły informacji na temat wieku chłodzenia skał macierzystych dla detrytusu. Wyniki w zakresie 815–700 mln lat (Semenenko, 1968; Makhnach i in., 1976), przyczyniły się do wstępnego uznania formacji poleskiej za neoproterozoiczną.

Przez pewien czas formację poleską korelowano z mezoproterozoicznymi piaskowcami jotnickimi (Moczydłowska, 1995), czyli skałami osadowymi występującymi lokalnie w regionie Morza Bałtyckiego. Ich depozycję kończy ok. 1,2 mld lat temu pojawienie się pojotnickich dajek dolerytowych (Söderlund i in., 2006).

W części południowej kratonu system basenów utworów osadowych początkowo był amagmowy (Shumlyanskyy i in., 2023), co utrudnia dokładne określenie wieku ich depozycji. Wiek starszy niż neoproterozoiczny dla formacji poleskiej sugerowano poprzez porównanie jej z osadami rowu wałdajskiego (krestowskiego).

Te względnie podobne facjalnie osady (Wałdaj i Krestsy), położone na SE od aulakogenu Orsza-Wołyń, zostały pocięte przez maficzne sille. Ich wiek oznaczony dzięki datowaniu K-Ar i Rb-Sr ogranicza tam czas depozycji do przedziału 1,3–1,1 mld lat (Aksenov, 1998). W związku z tym formację poleską – poprzez analogię – pośrednio uznano za starszą niż 1,3–1,1 mld lat, ze wskazaniem na ?ektas/sten (Bogdanova i in., 2008). Kolejne publikacje utrzymały ten pogląd, podkreślając czasową przynależność formacji poleskiej do eratemu mezoproterozoicznego (np. Dudzisz i in., 2021; Paszkowski i in., 2021). Alternatywnym podejściem przy określeniu wieku tych osadów może być kontrola wieku najmłodszych cyrkonów detrytycznych z formacji poleskiej. W tej grupie kryształów, pochodzących z piaskowca (arkozowego) ze środkowej części formacji poleskiej na Ukrainie, określono wiek ($^{207}Pb/^{206}Pb$) z najmłodszego ziarna na 1018 ±21 mln lat (Shumlyanskyy i in., 2015). Było to jednak rozpoznanie mało precyzyjne, wykonane przy statystycznie małej liczbie pomiarów (n = 59). Kolejne badania materiału klastycznego ukraińskich osadów ze spągu formacji poleskiej (formacja z Romeyek), przy większej liczbie analiz (n = 103), dostarczyły pełnych danych dotyczących wieku detrytusu (Shumlyanskyy i in., 2023). W tym drugim cyklu analiz uzyskano dość podobny wiek najmłodszego cyrkonu, ok. 1044 ±16 mln lat. Grupa trzech najmłodszych cyrkonów wskazuje na maksimum wieku depozycji (ang. *maximum deposition age* – MDA) na ~1079 ±9 mln lat (data jako średnia ważona). Zbliżone wyniki uzyskano w Polsce. Wyniki analiz detrytusu ze spągu formacji poleskiej w Polsce (Krzemińska i in., 2024), z profilu otworu Kaplonosy IG 1 (głęb. 1875 m), wyznaczają wiek grupy (n = 3) najmłodszych cyrkonów (fig. 32B, C) na 1068 ±17 mln lat (wiek najmłodszego ziarna 1059 ±22 mln lat), przy statystycznie reprezentatywnej liczbie analiz (n = 166).

Powyższe daty nie stanowią pełnego rozstrzygnięcia maksymalnego wieku depozycji (MDA), spągu formacji poleskiej. W obu lokalizacjach (Ukraina i Polska) znacząco jednak przesuwają czas deponowania osadu co najmniej na koniec mezoproterozoiku. Należy zauważyć, że wiek najmłodszych detrytycznych cyrkonów jest wskazaniem maksymalnego wieku depozycji, wyłącznie w środowisku aktywnym magmowo. Brzegi pasywne zawierają większy udział starszego detrytusu, dlatego wiek najmłodszej grupy detrytycznego cyrkonu może być tu nawet o dziesiątki milionów lat starszy, niż czas gromadzenia się osadów. Pojawia się tu bowiem większa różnica między wiekiem krystalizacji cyrkonu a MDA (Cawood i in., 2012). Niewątpliwie osad nie może być starszy niż jego najmłodsze składniki, stąd wiek spągu warstw formacji poleskiej w otworze Kaplonosy IG 1 nie powinien być wcześniejszy niż 1068 ±17 mln lat, co stanowi wyraźne, nowe ograniczenie i przesunięcie do granicy neoproterozoiku.

Do korekty stratygraficznej pozycji osadów formacji poleskiej w kierunku dolnego neoproterozoiku, może także skłaniać populacja najmłodszych cyrkonów o wieku 954 ±12 mln lat, wyseparowanych z piaskowca formacji z Rudni na Białorusi, korelowanej z środkową częścią warstw poleskich (Paszkowski i in., 2019; Shumlyanskyy, 2023). Ponadto detrytyczne ziarna o wieku 960–950 mln lat udokumentowano ostatnio w piaskowcach, odpowiednio ze spągu i stropu formacji białoruskiej (Zaitseva i in., 2021). Piaskowce te, odwiercone w rejonie kormańskim (SE Białoruś), są korelowane w części spągowej z formacją poleską (*vide* Shumlyanskyy i in., 2023).

Nowe dane geochronologiczne doprowadziły też do zweryfikowania pozycji warstw należących do młodszej jednostki litostratygraficznej, jaką jest formacja z Lapichy na Białorusi. Jednostka nie ma swojego odpowiednika w Polsce, ponieważ reprezentuje ona późniejsze etapy ewolucji basenu. Do niedawna (Paszkowski i in., 2019) była ona przyporządkowana do środkowego tonu (1000–720 mln lat). Dzięki datowaniu dolomitu z czapy węglanowej – wiek 709,3 ±11,8 mln lat autogenicznego skalenia – wiek ~714 mln lat (Środoń i in., 2022) – jednostka z Lapichy aktualnie musi być przesunięta do dolnego kriogenu (720–635 mln lat).

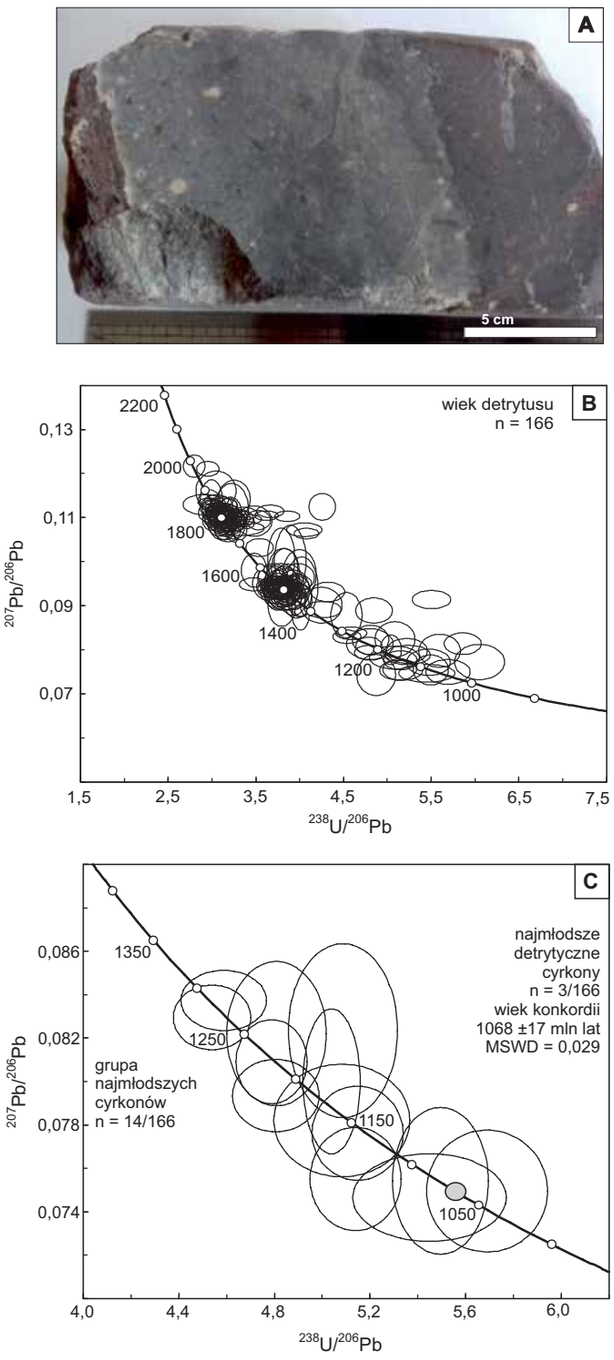


FIG. 33. Najstarsze niezmetamorfizowane osady deponowane na podłożu krystalicznym w basenie lubelsko-podlaskim (lokalnie) należące do formacji poleskiej, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1875 m:
A – datowana próbka piaskowca arkozowego;
B – diagram konkordii z naniesionym zbiorem analiz detrytycznych cyrkonów (n = 166);
C – fragment diagramu konkordii z grupą analiz najmłodszych cyrkonów w osadzie (n = 14)

5.4.2. System kriogen, 720–635 mln lat temu

Formacje osadowe bezpośrednio związane z okresem globalnego zlodowacenia i systemem kriogen w Polsce nie zostały rozpoznane. Występują one lokalnie w NE Białorusi. Pierwszy i jedyny jak dotąd udokumentowany geochronologicznie zapis osadów glacjalnych i peryglacjalnych znajduje się w pasie od Witebska i Mohylewa do Homla. Aktualna mapa zasięgu (Środoń i in., 2022) warstw osadowych formacji z Orszy i Lapichy i leżącej powyżej serii wilczańskiej potwierdza, że w Polsce nie ma odpowiedników tych wydzieleń.

Wymienione formacje, występujące na Białorusi, zawierają tillity oraz czapę węglanową, której wiek został określony zarówno metodą U-Pb (LA ICP-MS) na dolomicie, jak i metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ na skaleniu autigenicznym, wskazując na czas krystalizacji odpowiednio 709,3 ±11,8 oraz 714 mln lat temu. Oba wyniki dość zgodnie określają aktualną pozycję stratygraficzną formacji z Łapicz na początek kriogenu 710 mln lat temu (Środoń i in., 2022). Ponadto bezpośrednio dokumentują zlodowacenie (sturt) na zachodzie Bałtyki, kończące warunki gorącego i wilgotnego klimatu w tym rejonie. Zlodowacenie sturt było pierwszym z dwóch globalnych wydarzeń zamarzania, a wkrótce potem nastąpiło drugie globalne wydarzenie zlodowacenia (marino).

Próbki paleogleby, analizowane z różnych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego: Estonii, Litwy i Ukrainy i Białorusi (poza Polską), wskazują na szeroki zakres czasu ich tworzenia, tj. od 1350 do ~550 mln lat temu. Część paleogleb powstawała pod koniec kriogenu, co dokumentują analizy U-Pb kalcytu pedogenicznego wskazujące np. na wiek 655 ±45 mln lat (Liivamägi i in., 2021). Dlatego też przy szacowaniu pozycji stratygraficznej paleogleb, zalegających bezpośrednio na skałach krystalicznych w Polsce, można spodziewać się także obecności warstw górnokriogeńskich.

W odróżnieniu od starszego tonu i młodszego ediakaru okres kriogeński charakteryzował się stosunkowo ubogim zapisem życia. Mimo niesprzyjających warunków w kriogenie występowały grupy organizmów jedno- oraz wielokomórkowych lub niewątpliwe struktury biogeniczne wytworzone zapewne przez sinice, znalezione na terenie Australii, Namibii i południowych Chin. Nowe wyniki wskazują, że warunki sprzyjające życiu na otwartym oceanie były bardziej powszechne niż wcześniej sądzono, obejmując oceany przybrzeżne na średnich szerokościach geograficznych i zapewniając schronienie organizmom eukariotycznym w fazie zaniku lodu i schyłku zlodowacenia marino (Song i in., 2023).

Niewykluczone, że w przyszłości uda się ich użyć w celu opracowania podziału biostratygraficznego także w Polsce. Obecnie tego typu klasyfikacje są stosowane tylko dla ediakaru oraz młodszych okresów geologicznych.

Literatura

Abramov O., Mojzsis S.J., 2009. Simulations of diffusive Pb*-, Ti- and REE-loss in terrestrial and lunar zircon and apatite as a function of impact heating during impact bombardments. American Geophysical Union, 13, 2040.

Åhäll K-I., Connelly J., Brewer T., 2002. Transitioning from Svecofennian to Transcandinavian Igneous Belt (TIB) magmatism in SE Sweden: Implications from the 1.82 Ga Eksjö tonalite. GFF, 124: 217–224.

Agterberg F.P., Da Silva A.-C., Gradstein F.M., 2020. Geomathematical and statistical procedures. *W:* Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 402–525. Elsevier.

Aksamentova N.V., Tolkalchikova A.A., 2012. Skhematicheskaya geokhimicheskaya karta kristallicheskogo fundamenta Belarusi. Ministerstvo Prirodnykh Resursov i Okhrany okruzhayushchey sredy Respubliki Belarus, Minsk.

Aksenov E.M., 1998. History of the geological evolution of theEast European Platform in the Late Proterozoic, Extended Abstract of DSc (Geol.–Miner.) Dissertation, St. Petersburg, IGGD RAN. (PDF) Tectono-depositional history of the Central Russian aulacogen and Moscow syneclise. Available from: https://www.researchgate.net/publication/321008177_Tectono-depositional_history_of_the_Central_Russian_aulacogen_and_Moscow_syneclise [accessed Oct 29 2025].

Aleinikoff J.N., Zartman R.E., Walter M., Rankin D.W., Lyttle P.T., Burton W.C., 1995. U–Pb ages of metarhyolites of the Catoctin and Mount Rogers formations Central and Southern Appalachians; evidence for two pulses of Iapetan rifting. American Journal of Science, 295: 428–454.

Amelin Y., Ireland T.R., 2013. Dating the Oldest Rocks and Minerals in the Solar System. Elements, 9: 39–44.

Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D., 1997. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127: 353–368.

Amelin Y., Krot A., Hutcheon I., Ulyanov A., 2002. Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. Science, 297: 1678–1683.

Ansdell K.M., 2005. Tectonic evolution of the Manitoba–Saskatchewan segment of the Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 42: 741–759.

Areń B., 1982. Litologiczno-facjalny rozwój górnego wendu we wschodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 30: 225–230.

Ashwal L.D., Bybee G.M., 2017. Crustal evolution and the temporality of anorthosites. Earth-Science Reviews, 173: 307–330.

Bagiński B., 2006. Different ages recorded by zircon and monazite in charnockitic rocks from the Łanowicze borehole (NE Poland). Mineralogia Polonica Special Papers, 29: 79–82.

Bagiński B., Krzemińska E., 2005. Various kinds of charnockitic rocks from NE Poland. Polish Mineralogical Society Special Publications, 26: 13–17.

Bagiński B., Duchesne J.C., Vander Auwera J., Martin H., Wiszniewska J., 2001. Petrology and geochemistry of rapakivi-type granites from the crystalline basement of NE Poland. Geological Quarterly, 45: 33–52.

Bell E.A., Harrison M.T., 2013. Post-Hadean transitions in Jack Hills zircon provenance: A signal of the Late Heavy Bombardment? Earth and Planetary Science Letters, 364: 1–11.

Bibikova E.V., Williams I.S., 1990. Ion microprobe U–Th–Pb isotopic studies of zircons from three Early Precambrian areas in the USSR. Precambrian Research, 48: 203–221.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Claesson S., Kirnozova T.I., 1995. Isotopic age, nature and structure of the Precambrian crust of Belarus. Stratigraphy and Geological Correlation, 3: 591–601.

Bibikova E.V., Claesson S., Fedotova A.A., Artemenko G.V., Ilinskii L., 2010. Terrigenous zircon of Archaean greenstone belts as a source of information on the Early Earth's Crust: Azov and Dnieper domains, Ukrainian Shield. Geochemistry International, 48: 845–861.

Bingen B., Birkeland A., Nordgulen Ø., Sigmond E.M.O., 2001. Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments. Precambrian Research, 108: 293–318.

Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Pacca I., Janikian L., Trindade R., Elming S.-Å., Silva J., Barros M., Pinho F., 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). Precambrian Research, 164: 40–49.

Bleeker W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. Lithos, 70: 99–134.

Bleeker W., 2004. Toward a „natural" Precambrian time scale. *W:* A Geologic Time Scale 2004 (red. F.M. Gradstein i in.): 141–146. Cambridge University Press.

Bogdanova S.V., Bibikova E., Gorbatchev R., 1994. Paleoproterozoic U–Pb zircon ages from Belorussia: new tectonic implications for the East European Craton. Precambrian Research, 68: 231–240.

Bogdanova S., Gorbatchev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlowskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko I., Taran L., and Eurobridge and Polonaise working Group, 2006. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European craton. Geological Society Memoirs, 32: 599–625.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 160: 23–45.

Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P., 2010. Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoarchean crust. American Journal of Science, 310: 1345–1383.

Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Starostenko V.I., 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). Lithos, 174: 196–21.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., 2015. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. Precambrian Research, 259: 5–33.

Bogdanova S.V., Belousova E., De Waele B., Larionov A.N., Piazolo S., Postnikov A.V., Samsonov A.V., 2021. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia. Precambrian Research, 360, 106224.

Bogomolov E., Skublov S., Marin Yu., Stepanov S., Antonov A., Galankina O., 2013. Sm–Nd Age and Isotope Geochemistry of Minerals of the Chelyabinsk Meteorite. Doklady Earth Sciences, 452: 1034–1038.

Bouvier A., 2013. Pb-Pb chronometry of the dark melt lithology of the Chelyabinsk LL chondrite. *W:* Large meteorite impacts and planetary evolution V. LPI Contribution 1737, Lunar and Planetary Institute, 3087.

Bouvier A., Wadhwa M., 2010. The age of the Solar System redefined by the oldest Pb-Pb age of a meteoritic inclusion. Nature Geoscience, 3: 637–641.

Bouvier A., Blichert-Toft J., Moynier F., Vervoort J., Albarède F., 2007. Pb–Pb dating constraints on the accretion and cooling history of chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71: 1583–1604.

Bouvier L.C., Costa M.M., Connelly J.N. Jensen N.K., Wielandt D., Storey M., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Snape J.F., Bellucci J.J., Moynier F., Agranier A., Gueguen B., Schönbächler M., Bizzarro M., 2018. Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. Nature, 558: 586–589.

Bowring S.A., Williams I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from north-western Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134: 3–16.

Literatura

Buła Z., Żaba J., 2008. Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). Przegląd Geologiczny, 56: 473–480.

Burda J., Klötzli U., 2007. LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Goryczkowa type granite—Tatra Mts., Poland. PTMin, Prace Specjalne, 31: 89–92.

Burda J., Woskowicz-Ślęzak B., Klötzli U., Gawęda A., 2019. Cadomian protolith ages of exotic mega blocks from Bugaj and Andrychów (Western outer Carpathians, Poland) and their palaeogeographic significance. Geochronometria, 46: 25–36.

Byerly B.L., Lowe D.L., Drabon N., Coble M.A., Burns D., Byerly G.R., 2018. Hadean zircon from a 3.3 Ga sandstone, Barberton greenstone belt, South Africa. Geology, 46: 967–970.

Bylina P., Żelaźniewicz A., Dörr W., 2000. Archean basement in the Upper Silesia Block: U-Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary horst. *W:* Abstracts, Joint Meeting EUROPROBE and PACE projects, Zakopane: 11–12.

Casado J.A., 2021. Review of the Neoproterozoic Global Glaciations and a Biotic Cause of Them. Earth Systems and Environment, 5: 811– 824.

Cavosie A.J., Wilde S.A., Liu D., Weiblen P.W., Valley J.W., 2004. Internal zoning and U–Th–Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576 Ma) magmatism. Precambrian Research, 135: 251–279.

Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A., 2007. The oldest terrestrial mineral record: a review of 4400 to 3900 Ma detrital zircons from Jack Hills, Western Australia. *W:* World's Oldest Rocks (red. van Kranendonk i in.): 91–111. Elsevier.

Cawood P.A., Tyler I.M. 2004. Assembling and reactivating the Proterozoic Capricorn Orogen: Lithotectonic elements, orogenies, and significance. Precambrian Research,128: 201–218.

Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2006. Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic? Journal of the Geological Society, 163: 753–759.

Cawood P.A., McCausland P.J.A., Dunning G.R., 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin of Newfoundland. GSA Bulletin, 113: 443–453.

Cawood P.A., Hawkesworth B., Dhuime B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. Geology, 40: 875–878.

Cawood P.A,. Hawkesworth C.J., Dhuime B., 2013. The continental record and the generation of continental crust. GSA Bulletin, 125: 14–32.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B., 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. Earth and Planetary Science Letters, 449: 118–126.

Claesson S., Ryka W., 1999. Nd model ages of the Precambrian crystalline basement of NE Poland. *W:* Between EUROBRIDGE and TESZ, Abstacts, Seventh EUROBRIDGE:17–18.

Claesson S., Bogdanov S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R., 2001. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. Tectonophysics, 339: 1–18.

Claesson S., Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Skobelev V., 2006. Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. Geological Society Memoirs, 32: 645–654.

Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L., Dhuime B.. Hawkesworth C.J., 2014. The oldest crust in the Ukrainian Shields Eoarchaean U−Pb ages and Hf, Nd constraints from enderbites and metasediment. Geological Society Special Publications, 389: 227–259.

Cloud, P., 1972. A working model of the primitive Earth. American Journal of Science, 272: 537–548.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chrono-stratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Compston W., Pidgeon R.T., 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in western Australia. Nature, 321: 766–769.

Condie K.C., Puetz S.J., 2019. Time series analysis of mantle cycles Part II: The geologic record in zircons, large igneous provinces and mantle lithosphere. Geoscience Frontiers, 10: 1327–1336.

Connelly J.N., Bizzarro M., Krot A.N., Nordlund Å., Wielandt D., Ivanova M.A., 2012. The absolute chronology and thermal processing of solids in the solar protoplanetary disk. Science, 338: 651–655.

Crockford P.W., Hodgskiss M.S., Uhlein G.J., Caxito F., Hayles J.A., Halverson G.P., 2017. Linking paleocontinents through triple oxygen isotope anomalies. Geology, 46:179–182.

Cui P.L., Sun J.G., Sha D.M., Wang X.J., Zhang P., Gu A.L., Wang Z.Y., 2013. Oldest zircon xenocryst (4.17 Ga) from the North China Craton. International Geological Review, 55: 1902–1908.

Cymerman Z., 1998. The Góry Sowie Terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. Geological Quarterly, 42: 379–400.

Dalziel I.W.D., Soper N.J., 2001. Neoproterozoic extension on the Scottish Promontory of Laurentia; paleogeographic and tectonic implications. Journal of Geology, 109: 299–317.

Dauphas N., Chaussidon M., 2011. A perspective from extinct radionuclides on a young stellar object: The Sun and its accretion disk. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 39: 351–386.

Depciuch T., Lis J., Sylwestrzak H., 1975. Wiek izotopowy K–Ar skal podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 19: 759–779.

Dörr W., Belka Z., Marheine D., Schastok J., Valverde-Vaquero P., Wiszniewska J., 2002. U–Pb and Ar–Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury Complex, NE Poland. Precambrian Research, 119: 101–120.

Duchesne J.C., Martin H., Bagiński B., Wiszniewska J., Vander Auwera J., 2010. The origin of ferroan-potassic A-type granitoids: the case of the hornblende–biotite granite suite of the Mesoproterozoic Mazury complex, northeastern Poland. The Canadian Mineralogist, 48: 947–968.

Dudzisz K., Lewandowski M., Werner T., Karasiński G., Kędzior A., Paszkowski M., Środoń J., Bojanowski M.J., 2021. Paleolatitude estimation and premises for geomagnetic field instability from the Proterozoic drilling core material of the south-western part of the East European Craton. Precambrian Research, 351, 106135.

Dunn P., Thomson B., Rankama K., 1971. Late Pre-Cambrian glaciation in Australia as a stratigraphic boundary. Nature, 231: 498–502.

Duo J., Wen C.Q., Guo J.C., Fan X.P., Li X.W., 2007. 4.1 Ga old detrital zircon in western Tibet of China. Chinese Science Bulletin, 52: 23–26.

Elming S.Å., Salminen J., Pesonen L.J., 2021. Paleo-Mesoproterozoic Columbia supercycle. *W:* Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth (red. L.P. Pesonen i in.): 499–548. Elsevier.

Eklund O., Shebanov A.D., 1999. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research, 95: 129–146.

Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S.-H., Buchan K.L., Grasby S.E., Youbi N., El Bilali H., Bekker A., Doucet L.S., 2021. Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale Boundaries. Geophysical Monograph, 255.

Evans D.A.D., 2013. Reconstructing pre-Pangean supercontinents. GSA Bulletin, 125: 1735–1751.

Evans D.A.D., Mitchell R.N., 2011. Assembly andbreakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. Geology, 39: 443–446.

Evans D.A.D., Pisarevsky S.A., 2008. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence. GSA Special Papers, 440: 249–263.

Evans D.A.D., Raub T., 2011. Neoproterozoic glacial palaeolatitudes: A global update. Geological Society Memoirs, 36: 93–112.

Fetter A.H., Goldberg S.A., 1995. Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the Neoproterozoic Grandfather Mountain rift basin. Journal of Geology, 103: 313–326.

Friedrich J.M., Rubin A.E, Beard S.P., Swindle T.D., Isachsen C.E., Rivers M.L., Macke R.J., 2014. Ancient porosity preserved in ordinary chondrites: Examining shock and compaction on young asteroids. Meteoritics and Planetary Science, 49: 1214–1231.

Garetsky R.G., Zinovienko G.V., Visnjakov I.B., Glusko V.V., Pomjanovskaja G.M., Lvov G.M., 1987. Die perikratone Bałtyk-Dnestr-Senkungszone. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 33: 207–213.

Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohút M., 2005. The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 181: 95–109.

Gorbatschev R., Bogdanova S., 1993. Frontiers in the Baltic Shield. Precambrian Research, 64: 3–21.

Gower C.F., Ryan A.B., Rivers T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. Geological Association of Canada Special Paper, 38: 1–20.

Grabarczyk-Gurba A., 2022. The first microprobe (SHRIMP) dating of zircons from the Sejny gabbronorite – Anorthosite Massif, Mazury Complex (NE Poland). Mineralogia – Special Papers, 50: 49.

Grabarczyk A., Wiszniewska J., Krzemińska E., 2023. A new A-type granitoid occurrence in southernmost Fennoscandia: geochemistry, age and origin of rapakivi-type quartz monzonite from the Pietkowo IG1 borehole, NE Poland. Mineralogy and Petrology, 117: 1–25.

Gradstein F.M., Ogg J.G., 2012. The Chronostratigraphic Scale. *W:* The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 31–42. Elsevier.

Gradstein F.M., Ogg J.G., 2020. The chronostratigraphic scale. *W:* Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 21–32. Elsevier.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. The Geologic Time Scale 2020. Elsevier.

Green J.C., 1992. Proterozoic rifts. *W:* Proterozoic Crustal Evolution (red. K.C. Condie): 97–150. Elsevier.

Grocholski W., Majerowicz A., 1975. Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich oraz plutonu strzegomskiego wraz z osłoną. *W:* Przewodnik 47 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 109–115.

Gunia T., 1984. Mikroflora z drobnoziarnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie – Sudety). Geologia Sudetica, 18: 7–17.

Gurba D., Grabarczyk-Gurba A., Krzemińska E., 2023. Late Paleoproterozoic deposition and Mesoproterozoic metamorphism of detrital material in the southernmost Baltic Sea region (Gdańsk IG1 borehole): monazite versus zircon and chemical versus isotopic age record. GFF, 145: 4–29.

Haba M.K., Akira Yamaguchi A., Kagi H., Nagao K., Hidaka H., 2017. Trace element composition and U-Pb age of zircons from Estherville: Constraints on the timing of the metal-silicate mixing event on the mesosiderite parent body. Geochimica et Cosmochimica Acta, 215: 76–91.

Halverson G., Porter S., Shields G., 2020. The Tonian and Cryogenian Periods. *W:* The Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 495–519. Elsevier.

Halverson G.P., Maloof A.C., Hoffman P.F., 2004. The Marinoan Glaciation (Neoproterozoic) in Northeast Svalbard. Basin Research, 16: 297–324.

Hanski E., Huhma H., Vaasjoki M., 2001. Geochronology of northern Finland: a summary and discussion. Geological Survey of Finland Special Paper, 33: 255–278.

Harland W., 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. Geologische Rundschau, 54: 45–61.

Literatura

Harland W.B., 2007. Origins and assessment of snowball Earth hypotheses. Geological Magazine, 144: 633–642.

Harrison M.T., 2009. The Hadean crust: Evidence from >4 Ga zircons. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 37: 479–505.

Harrison M.T., 2020. Hadean Earth. Springer.

Harrison T.M., Bell E.A., Boehnke P., 2017. Hadean Zircon Petrochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83: 329–363.

Heinonen A.P., Andersen T., Rämö O.T., 2010. Re-evaluation of rapakivi petrogenesis: source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. Journal of Petrology, 51: 1687–1709.

Heinonen A.P., Rämö O.T., Mänttäri I., Andersen T., Larjamo K., 2017. Zircon as a proxy for the magmatic evolution of Proterozoic ferroan granites; the Wiborg rapakivi granite batholith, SE Finland. Journal of Petrology, 58: 2493–2517.

Hoffman P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? Science, 252: 1409–1412.

Hoffman P.F., 1997. Tectonic genealogy of North America. *W:* Earth structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics (red. B.A. van der Pluijm, S. Marshak): 459–464. McGraw-Hill, New York.

Hoffman P., Schrag D., 2002. The Snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. Terra Nova, 14: 129–155.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science, 281: 1342–1346.

Holden P., Lanc P., Ireland T.R., Harrison T.M., Foster J.J., Bruce Z., 2009. Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: the first 100,000 grains. International Journal of Mass Spectrometry, 286: 53–63.

Hopkins M.D., Harrison T.M., Manning C.E., 2010. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in >4 Ga zircons. Earth and Planetary Science Letters, 298: 367–376.

Huang G., Niu G.Z., Zhang Z.W., Wang X.L., Xu X.Y., Guo J., Yu F., 2013. Discovery of ~4.0 Ga detrital zircons in the Aermantai ophiolitic mélange, East Junggar, northwest China. Chinese Science Bulletin, 58: 3645–3663.

Humayun M., Nemchin A., Zanda B., Hewins R.H., Grange M., Kennedy A., Lorand J.-P., Göpel C., Fieni C., Pont S., Deldicque D., 2013. Origin and age of the earliest Martian crust from meteorite NWA 7533. Nature, 503: 513–516.

Iizuka T., Yamaguchi A., Haba M.K., Amelin Y., Holden P., Zink S., Huyskens M.H., Ireland T.R., 2015. Timing of global crustal metamorphism on Vesta as revealed by high-precision U–Pb dating and trace element chemistry of eucrite zircon. Earth and Planetary Science Letters, 409: 182–192.

Ireland T.R., Wlotzka F., 1992. The oldest zircons in the solar system. Earth and Planetary Science Letters, 109: 1–10.

James H.L., 1978. Subdivision of the Precambrian – a brief review and a report on recent decisions by the Subcommissionon Precambrian Stratigraphy. Precambrian Research, 7: 193–204.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zayats K., Mechie J., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Głuszyński A., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn' D., Chulkov S., 2022. Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). Minerals, 12, 112.

Johansson Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? Precambrian Research, 175: 221–234.

Johansson Å., 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. Precambrian Research, 244: 226–235.

Johnson S.P., Rivers T., De Waele B., 2005. A review of the Mesoproterozoic to early Palaeozoic magmatic and tectonothermal history of south-central Africa: implications for Rodinia and Gondwana. Journal of the Geological Society, 162: 433–450.

Johansson Å., Bogdanova S., Čečys A., 2006. A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. GFF, 128: 287–302.

Johansson Å., Waight T., Andersen T., Simonsen S.L., 2016. Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic A-type granitoids from the Danish island of Bornholm, southern Fennoscandia. Lithos, 244: 94–108.

Johansson Å., Bingen B., Huhma H., Waight T., Vestergaard R., Soesoo A., Skridlaite G., Krzeminska E., Shumlyanskyy L., Holland M.E., Holm-Denoma C., Teixeira W., Faleiros F.M., Ribeiro B.V., Jacobs J., Wang C., Thomas R.J., Macey P.H., Kirkland C.L., Hartnady M.I.H., Eglington B.M., Puetz S.J., Condie K.C., 2022. A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia. Precambrian Research, 371, 106463.

Juskowiak O., 1971. Skały plutoniczne NE Polski. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 245: 7–153.

Juskowiak O., Ryka W., 1968a. Prekambr. Wstęp. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1 (red. S. Sokołowski): 31. Wydaw. Geol., Warszawa.

Juskowiak O., Ryka W., 1968b. Prekambr. Północno-wschodnia Polska. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1 (red. S. Sokołowski): 37–57. Wydaw. Geol., Warszawa.

Juskowiak O., Ryka W., 1968c. Prekambr. Karpaty. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1 (red. S. Sokołowski): 58–59. Wydaw. Geol., Warszawa.

Juskowiakowa M., 1974. Utwory najmłodszego prekambru. Piaskowce serii poleskiej. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 20–24.

Kirschvink J.L., 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. *W:* In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study (red. J. Schopf, C. Klein): 51–52. Cambridge University Press, Cambridge.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2006, The Ediacaran Period: A new addition to the geologic time scale. Lethaia, 39: 13–30.

Kröner A., Hegner E., 1998. Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks form the Góry Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. Journal of the Geological Society, 155: 711–724.

Kryza R., Fanning C.M., 2007. Devonian deep-crustal processes and uplift in the Variscan Orogen: evidence from SHRIMP zircon ages from the HT–HP granulites and migmatites of the Góry Sowie (Polish Sudetes). Geodinamica Acta, 20: 159–175.

Krzemińska E., 2010. Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 195.

Krzemińska E., Williams I.S., Wiszniewska J., 2005. Late Paleoproterozoic (1.80 Ga) subduction-related mafic igneous suite from Łomża, NE Poland. Terra Nova,17: 442–449.

Krzemińska E., Wiszniewska J., Williams I.S., 2006. Rewizja wieku „najstarszych" skał w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 54: 967–973.

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å., Pécskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platform wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Krzemińska E., Łukawska A., Bagiński B., 2019. U-Pb zircon geochronology of high-grade charnockites – exploration of pre-Mesoproterozoic crust in the Mazury Complex area. Acta Geologica Polonica, 69: 489–511.

Krzemińska E., Johansson Å.E., Krzemiński L., Wiszniewska J., Williams I.S., Petecki Z., Salwa S., 2021. Basement correlation across the southernmost Baltic Sea: Geochemical and geochronological evidence from onshore and offshore deep drill cores, northern Poland. Precambrian Research, 362, 106300.

Krzemiński L., Tyda R., Wiszniewska J., 1988. Mineralogic and Geochemical study of ore-bearing apatite rocks (nelsonites) from the Suwałki massif (NE Poland). Mineralogia Polonica,19: 35–53.

Krzemiński L., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2019. Detrital zircon geochronology and provenance of the Proterozoic quartz-rich metasediments of the Mazowsze domain: Source areas and regional correlation. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 59–72.

Kubicki S., Ryka W., 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.

Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M.G., Zhai M.G., Windley B.F., Kusky T.M., Meng Q.R., 2007. Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen. Geological Society Special Publications, 280: 1–34.

Kuzmenkova O., Bekker A., Hoffmann A., Shumlyanskyy L., 2019. The U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic Kopan granitoid complex (Belarus). *W:* Conference: Zdobutki i perspektyvy rozvytku geologichnoi nauky v Ukraini.

Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I., 2018. Strontium isotope stratigraphy: principles and state of the art. Stratigraphy and Geological Correlation, 26: 367–386.

Lahtinen R., Korja A., Nironen M., 2005. Palaeoproterozoic tectonic evolution. *W:* Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield (red. M. Lehtinen i in.): 481–532. Elsevier.

Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A., 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. Episodes, 31: 20–28.

Lauri L., Andersen T., Hölttä P., Huhma H., Graham S., 2011. Evolution of the Archaean Karelian Province in the Fennoscandian Shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics. Journal of the Geological Society, 168: 201–218.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. Precambrian Research, 160: 179–210.

Li Z.X., Evans D.A., 2011. Late Neoproterozoic 40° intraplate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia. Geology, 39: 39–42.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth and Planetary Science Letters, 173: 171–181.

Li X.H., Li Z.X., Ge W.C., Zhou H.W., Li W.X., Liu Y., Wingate M.T.D., 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca 825 Ma? Precambrian Research, 122: 45–83.

Liivamägi S., Somelar P., Vircava I., Mahaney W.C., Kirs J., Kirsimaë K., 2015. Petrology, mineralogy and geochemical climofunctions of the Neoproterozoic Baltic paleosol. Precambrian Research, 256: 170–188.

Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Stanek J.J., Roberts N.M.W., 2021. Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800 million year record of Baltica's climatic conditions. Precambrian Research, 363, 106327.

Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hautmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kriesfeld L., Smith J., 2019. New high resolution age data from the Ediacaran–Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. Terra Nova, 31: 49–58.

Literatura

Lubnina N.V., Slabunov A., 2017. Reconstruction of the Kenorland supercontinent in the Neoarchean based on paleomagnetic and geological data. Moscow University Geology Bulletin, 66: 242–249.

Luoto T., Salminen J., Obst K., 2021. Revisiting mafic dykes of Bornholm – Implications for Baltica in supercontinent Nuna at 1.3 Ga. Precambrian Research, 357, 106444.

Macdonald F., Schmitz M.D., Crowley J.L., Roots C.F., Jones D.S., Maloof A.C., Strauss J.V., Cohen P.A., Johnston D.T., Schrag D.P., 2010. Calibrating the Cryogenian. Science, 327: 1241–1243.

Macdonald F., Halverson G., Strauss J., Smith E., Cox G., Roots C., Schrag D., 2012. Early Neoproterozic basin formation in Yukon, Canada: Implications for the make-up and break-up of Rodinia. Geoscience Canada, 39: 77–99.

Macdonald F., Schmitz M.D., Strauss J.V., Halverson G.P., Gibson T.M., Eyster A., Cox G., Mamrol P., Crowley J.L., 2017. Cryogenian of Yukon. Precambrian Research, 319: 114–143.

Mackiewicz P., Hałas S., 2003. Datowanie meteorytów kamiennych metodą potasowo-argonową. Przegląd Geologiczny, 51: 594–596.

Makhnach A.S., Veretennikov N.V., Shkuratov V.I., Bordon V.E., 1976. Riphean and Vendian of Belarus. Nauka i tekhnika, Minsk (po rosyjsku).

Makhnach A.S., Garetskiy R.G., Matveev A.V. (red.), 2001. Geologiya Belarusi. National Academy of Sciences of Belarus, Minsk (po rosyjsku).

Maliszewska A., Ryka W., 1991. Słownik petrograficzny. Wydaw. Geol., Warszawa.

Mansfeld J., 1996. Geological, geochemical and geochronological evidence for a new Palaeoproterozoic terrane in southeastern Sweden. Precambrian Research, 77: 91–103.

Mansfeld J., 2001. Age and Nd constraints on the Palaeoproterozoic tectonic evolution in the Baltic-Sea region. Tectonophysics, 339: 135–151.

Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin, 101: 635–643.

Mattinson J.M., 2010. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. Chemical Geology, 275: 186–198.

Meert J.G., 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. Gondwana Research, 21: 987–993.

Meert J.G., Santosh M., 2017. The Columbia supercontinent revisited. Gondwana Research, 50: 67–83.

Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J., Fallick A.E., Whitehouse M.J., 2007. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. Geology, 35: 655–658.

Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D., 2017. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic. Gondwana Research, 50: 84–134.

Mertanen S., Pesonen L.J., 2012. Paleo-Mesoproterozoic assemblages of continents: paleomagnetic evidence for near equatorial supercontinents. Lecture Notes in Earth System Sciences, 137: 11–35.

Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2021. Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. Precambrian Research, 358, 106176.

Mikulski S.Z., Sadłowska K., Wiszniewska J., Małek R., 2022. Vanadium and Cobalt Occurrence in the Fe-Ti-Oxide Deposits Related to Mesoproterozoic AMCG Complex in NE Poland. Applied Sciences, 12, 6277.

Miller S.R., Mueller P.A., Meert J.G., Kamenov G.D., Pivarunas A.F., Sinha A.K., Pandit M.K., 2018. Detrital zircons reveal evidence of Hadean crust in the Singhbhum craton, India. Journal of Geology, 126: 541–552.

Moczydłowska M., 1995. Neoproterozoic and Cambrian successions depositied on the East European Platform and Cadomian basement area in Poland. Studia Geophysica et Geodaetica, 39: 276–285.

Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T., 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4300 Myr ago. Nature, 409: 178–181.

Moryc W., Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biała and Cracow. Geological Quarterly, 42: 1–14.

Motuza G., 2022. The Precambrian Geology of Lithuania: An Integratory Study of the Platform Basement Structure and Evolution. Springer.

Motuza G., Motuza V., 2011. Charnockitic rocks in the crystalline basement of Western Lithuania: implications on their origin and correlation with the Askersund suite in SE Sweden. Geological Quarterly, 55: 63–70.

Motuza G., Motuza V., Salnikova E.B., Kotov A.B., 2008. Extensive charnockitic-granitic magmatism in the crystalline crust of West Lithuania. Geologija, 61: 1–16.

Mungall J.E., Kamo S.L., McQuade S., 2016. U-Pb geochronology documents out-of-sequence emplacement of ultramafic layers in the Bushveld Igneous Complex in South Africa. Nature Communications, 7, 13385.

Mutanen T., Huhma H., 2003. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 75: 51–68.

Nadeau S., Chen W., Reece J., Lachhman D., Ault R., Faraco M.T.L., Fraga L.M., Reis N.J., Betiollo L.M., 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America? Brazilian Journal of Geology, 43: 601–606.

Nance R.D., Murphy J.B., 2018. Supercontinents and the Case for Pannotia. Geological Society Special Publications, 470: 65–86.

Narbonne G.M., 2005, The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33: 421–442.

Nemchin A., Timms N., Pidgeon R., Geisler T., Meyer C., 2009. Timing of crystallization of the lunar magma ocean by the oldest zircon. Nature Geoscience, 2: 133–136.

Norman M.D., 2009. The lunar cataclysm: reality or myth conception? Elements, 5: 23–28.

Norman M.D., Jourdan F., Hui S.S.M., 2019. Impact history and regolith evolution on the Moon: geochemistry and ages of glasses from the Apollo 16 site. Journal of Geophysical Research: Planets, 124: 3167–3180.

Nutman A.P., McGregor V.R., Friend C.R.L., Bennett V.C., Kinny P.D.,1996. The Itsaq gneiss complex of southernWest Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution. Precambrian Research, 78: 1–39.

Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennett V.C., 2002. Evidence for 3650-3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss complex, Greenland: implications for early Archean tectonics. Tectonics, 21: 5-1–5-5.

Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R.L., Hidaka H., Yi K., Lee S.R., Kamiichi T., 2013. The Itsaq Gneiss Complex of Greenland: Episodic 3900 to 3660 Ma juvenile crust formation and recycling in the 3660 to 3600 Ma Isukasian orogeny. American Journal of Science, 313: 877–911.

Nyquist L.E., Kleine T., Shih C.-Y., Reese Y.D., 2009. The distribution of short-lived radioisotopes in the early solar system and the chronology of asteroid accretion, differentiation, and secondary mineralization. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73: 5115–5136.

O'Brien P.J., Kröner A., Jaeckel P., Hegner E., Żelaźniewicz A., Kryza R., 1997. Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high pressure granulites with a medium pressure overprint, Góry Sowie (Owl) Mts., Polish Sudetes. Journal of Petrology, 38: 433–456.

Oberc J., 1968. Prekambr. Sudety. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1 (red. S. Sokołowski): 63–102. Wydaw. Geol., Warszawa.

Oberc J.,1977. The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) elements in South-Western Poland. *W:* Geology of Poland, vol. IV. Tectonics (red. W. Pożaryski): 99–173. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pacześna J., 2006. Ewolucja późnoneoproterozoicznych-wczesnokambryjskich depocentrów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 9–38.

Pacześna J., 2007. Ewolucja środowisk sedymentacji i sekwencje depozycyjne w późnym ediakarze. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 118: 58–66.

Pacześna J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). Geosciences Journal, 9: 117–127.

Paquette J.L., Barbosa J.S.F., Rohais S., Cruz S.C., Goncalves P., Peucat J.J., Leal A.B.M., Santos-Pinto M., Martin H., 2015. The geological roots of South America: 4.1 Ga and 3.7 Ga zircon crystals discovered in N.E. Brazil and N.W. Argentina. Precambrian Research, 271: 49–55.

Park R.G., 1995. Palaeoproterozoic Laurentia–Baltica relationships: a view from the Lewisian. Geological Society Special Publications, 95: 211–224.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Slama J., Shumlyanskyy L., Srodoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A., 2019. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. Precambrian Research, 331, 105352.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Slama J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamagi S., 2021. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine. Precambrian Research, 362, 106282.

Patterson C.C., 1956. Age of meteorites and the earth. Geochimica et Cosmochimica Acta,10: 230–237.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956–983.

Persson A.I., 1999. Absolute (U–Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden. Precambrian Research, 95: 109–127.

Pesonen L.J., David A.D., Evans D.A.D., Elming S.Å., Veikkolainen T., Salminen J., 2021. Precambrian supercontinents and supercycles – an overview. *W:* Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth (red. L.J. Pesonen i in.): 1–50. Elsevier.

Peters S.E., Gaines R.R., 2012. Formation of the 'Great Unconformity' as a trigger for the Cambrian explosion. Nature, 484: 363–366.

Pierrehumbert R.T., Abbot D.S., Voigt A., Koll D., 2011. Climate of the Neoproterozoic. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 39: 417–460.

Pisarevsky S., Elming S.A., Pesonen L.J., Li Z., 2014. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond. Precambrian Research, 244: 207–225.

Plumb K.A., 1991. New Precambrian time scale. Episodes, 14: 139–140.

Plumb K.A., James H.L., 1986. Subdivision of Precambrian time: Recommendations and suggestions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. Precambrian Research, 32: 65–92.

Poller U., Todt W., 2000. U-Pb single zircon data of granites from the High Tatra Mountains (Slovakia): Implications for the geodynamic evolution. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 91: 235–243.

Powell J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution. Government Printing Office, Washington.

Racki G., Narkiewicz M. (red.), 2006. Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Rämö O.T., Haapala I., 2005. Rapakivi granites. Developments in Precambrian Geology, 14: 533–562.

Literatura

Rämö O.T., Mänttäri I., 2015. Geochronology of the Suomenniemi rapakivi granite complex revisited: Implications of point-specific errors on zircon U-Pb and refined λ_{87} on whole-rock Rb-Sr. Bulletin of the Geological Society of Finland, 87: 25–45.

Rämö O.T., Huhma H., Kirs J., 1996. Radiogenic isotopes of the Estonian and Latvian rapakivi granite suites: new data from the concealed Precambrian of the East European Craton. Precambrian Research, 79: 209–226.

Reddy S.M., Evans D.A.D., 2009. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. Geological Society Special Publications, 323: 1–26.

Ripa M., Stephens M., 2020. Magmatism (1.6–1.4 Ga) and Mesoproterozoic sedimentation related to intracratonic rifting coeval with distal accretionary orogenesis. Geological Society Memoirs, 50: 269–288.

Roberts N.M.W., van Kranendonk M., Parman S., Shirey S., Clift P.D., 2015. Continent formation through time. Geological Society Special Publications, 389: 1–16.

Rogers J.J.W., Santosh M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5: 5–22.

Rogers J.J.W., Santosh M., 2003. Supercontinents in Earth history. Gondwana Research, 6: 357–368.

Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A., 2015. A cryogenian chronology: two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. Geology, 43: 459–462.

Ryka W.,1964. O budowie i stratygrafii krystaliniku północno-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 8: 42–57.

Salin E., Sundblad K., Woodard J., O'Brien H., 2019. The extension of the Transscandinavian Igneous Belt into the Baltic Sea region. Precambrian Research, 328: 287–308.

Salin E., Woodard J., Sundblad K., 2021. Tracing the SW border of the Svecofennian Domain in the Baltic Sea region: evidence from petrology and geochronology from a granodioritic migmatite. International Journal of Earth Sciences, 110: 1027–1047.

Salminen J., Pesonen L.J., 2007. Palaeomagnetic and rock magnetic study of the Mesoproterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia. Precambrian Research, 159: 212–230.

Salminen M.J., Pehrsson S., Evans D.A.D., Wang Ch., 2021a. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. *W:* Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth (red. L.J. Pesonen i in.): 465–498. Elsevier.

Salminen J., Elming S.Å., Mertanen S., Wang C., Almqvist B., Moakhar M.O., 2021b. Paleomagnetic studies of rapakivi complexes in the Fennoscandian shield–Implications to the origin of Proterozoic massif-type anorthosite magmatism. Precambrian Research, 365, 106406.

Satkoski A.M., Lowe D.R., Beard B.L., Coleman M.L., Johnson C.M., 2016. A high continental weathering flux into Paleoarchean seawater revealed by strontium isotope analysis of 3.26 Ga barite. Earth and Planetary Science Letters, 454: 28–35.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina V.M., Bazikov N.S., 2017. The Sarmatia Megablock as a Fragment of the Vaalbara Supercontinent: Correlation of Geological Events at the Archean–Paleoproterozoic Transition. Stratigraphy and Geological Correlation, 25: 123–145.

Schmitz M.D., 2012. Radiogenic Isotope Geochronology. *W:* The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 115–126. Elsevier.

Semenenko N.P. (red.), 1968. Ryfeyskiy vulkanizm i metallonostnost zapadnoy chasti Ukrainskogo shchita. Naukova Dumka, Kiev (po rosyjsku).

Shields-Zhou G., Porter S.A., Halverson G.P., 2016. A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma). Episodes, 39: 3–9.

Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., de Alvarenga C.J., Banerjee D.M., Bekker A., Bleeker W., Brasier A., Chakraborty P.P., Collins A.S., Condie K., Das K., Evans D.A.D., Ernst R., Fallick A.E., Frimmel H., Fuck R., Hoffman P.F., Kamber B.S., Kuznetsov A.B., Mitchell R.N., Poiré D.G., Poulton S.W., Riding R., Sharma M., Storey C., Stueeken E., Tostevin R., Turner E., Xiao S., Zhang S., Zhou Y., Zhu M., 2022. A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian timescale. Journal of the Geological Society, 179: 1–22.

Shumlyanskyy L., Billström K., Hawkesworth C., Elming S.A., 2012. U-Pb age and Hf isotope compositions of zircons from the north-western region of the Ukrainian shield: Mantle melting in response to post-collision extension.Terra Nova, 24: 373–379.

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C., 2015. $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: Crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic. Precambrian Research, 260: 39–54.

Shumlyanskyy L., Ernst R., Söderlund U., Billström K., Mitrokhin O., Tsymbal S., 2016. New U–Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. GFF, 138: 79–85.

Shumlyanskyy L., Bekker A., Billström K., Claesson S., Romer R., Albekov A., Rudenko K., 2017. Geochronology and geodynamic setting of Rhyacian (2.25–2.03 Ga) orogenic zones in Sarmatia (SW Baltica). *W:* Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting. Mineral resources to discover: 1–4.

Shumlyanskyy L.V., Stepanyuk L.M., Claesson S., Rudenko K.V., Bekker A.Yu., 2018. Uran-svintseva za tsirkonom ta monatsitom geokhrologiya granitoidiv zhitomirskogo ta sheremetivskogo kompleksiv, Pivnichno-Zakhidnyy rayon Ukrainskogo shchita. Mineralogichnyy zhurnal, 40: 63–85 (po ukraińsku).

Shumlyanskyy L., Bekker A., Tarasko I., Francovschi I., Wilde S.A., Melnychuk V., 2023. Detrital Zircon Geochronology of the Volyn-Orsha Sedimentary Basin in Western Ukraine: Implications for the Meso-Neoproterozoic History of Baltica and Possible Link to Amazonia and the Grenvillian – Sveconorwegian – Sunsas Orogenic Belts. Geosciences, 13, 152.

Skridlaite G., Wiszniewska J., Duchesne J.C., 2003. Ferro-potassic A-type granites and related rocks in NE Poland and S Lithuania: west of the East European Craton. Precambrian Research, 124: 305–326.

Skridlaite G., Baginski B., Whitehouse M., 2008. Significance of c. 1.5 Ga zircon and monazite ages from charnockites in southern Lithuania and NE Poland. Gondwana Research, 14: 663– 674.

Skridlaite G., Siliauskas L., Whitehouse M.J., Johansson Å., Rimsa A., 2021. On the origin and evolution of the 1.86–1.76 Ga Mid-Baltic Belt in the western East European Craton. Precambrian Research, 367, 106403.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Cherkulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S., 2006. The Archean nucleus of Fennoscandian (Baltic) Shield. Geological Society Memoirs, 32: 627–644.

Söderlund U., Elming S.-Å., Ernst R.E., Schissel D., 2006. The Central Scandinavian Dolerite Group – Protracted hotspot activity or back-arc magmatism? Constraints from U-Pb baddeleyite geochronology and Hf isotopic data. Precambrian Research, 150: 136–152.

Sokołowski S. (red.), 1968. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Spencer C.J., 2020. Continuous continental growth as constrained by the sedimentary record. American Journal of Science, 320: 373–401.

Stern R., Bleeker W., 1998. Age of the World's Oldest Rocks Refined Using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada. Geoscience Canada, 25: 27–31.

Stewart G.R., 2000. Outstanding questions for the giant impact hypothesis. *W:* Origin of the Earth and Moon (red. R.M. Canup, K. Righter): 217–223. University of Arizona Press, Tucson.

Strachan R., Murphy J.B., Darling J., Storey C., Shields G.A., 2020. Precambrian (4.56–1.0 Ga). *W:* The Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 481–493. Elsevier.

Su Q., Goldberg S.A., Fullagar P.D., 1994. Precise U-Pb zircon ages of Neoproterozoic plutons in the southern Appalachian Blue Ridge and their implications for the initial rifting of Laurentia. Precambrian Research, 68: 81–95.

Sundblad K., Mansfeld J., Motuza G., Ahl M., Claesson S., 1994. Geology, geochemistry and age of a Cu-Mo-bearing granite at Kabeliai, Southern Lithuania. Mineralogy and Petrology, 50: 43–57.

Środoń J., Gerdes A., Kramers J., Bojanowski M., 2022. Age constraints of the Sturtian glaciation on western Baltica based on U-Pb and Ar-Ar dating of the Lapichi Svita. Precambrian Research, 371, 106595.

Šiliauskas L., 2019. Proterozojaus magminių uolienų kompleksų Pietų Lietuvoje sąsaja su Varėnos geležies rūdos telkiniu. Vilnius Universitetas, Vilniaus [rozpr. doktor.].

Tabaud A.S., Štípská P., Mazur S., Schulmann K., Míková J., Wong J., Sun M., 2021. Evolution of a Cambro-Ordovician active margin in northern Gondwana: Geochemical and zircon geochronological evidence from the Góry Sowie metasedimentary rocks, Poland. Gondwana Research, 90: 1–26.

Taran L., 2005. Gabbro-diorite-granodiorite-granite assemblage in Precambrian of NW Belarus. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 26: 85–88.

Teixeira J.B.G., Misi A., da Silva M.G., 2007. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. Gondwana Research, 11: 346–361.

Turner S., Wilde S., Wörner G., Schaefer B., Lai Y.-J., Blakier S., 2020. An andesitic source for Jack Hills zircon supports onset of plate tectonics in the Hadean. Nature Communications, 11, 1241.

Vaasjoki M., 1996. The Laitila rapakivi batholith revisited: new, more precise radiometric ages. *W:* The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (red. I. Haapala i in.): 82. University Press, Helsinki.

Van Breemen O., Bowes D.R., Aftalion M., Żelaźniewicz A., 1988. Devonian tectonothermal activity in the Góry Sowie gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 3–19.

Van Kranendonk M.J., Altermann W., Beard B.L., Hoffman P.F., Johnson C.M., Kasting J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papineau D., Pirajno F., 2012. A Chronostratigraphic Division of the Precambrian. *W:* The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 299–392. Elsevier.

Van Kranendonk M., Bennett V., Hoffmann E., 2018. Earth's Oldest Rocks (2nd Edition). Elsevier.

Van Kranendonk M.J., Baumgartner R., Djokic T., Ota T., Steller L., Garbe U., 2021. Elements for the origin of life on land: A deep-time perspective from the Pilbara Craton of Western Australia. Astrobiology, 21: 39–59.

Vermeesch P., 2016. Multi-sample comparison of detrital age distributions. Chemical Geology, 341: 140–146.

Vėjelytė I., 2011. Telšųir Drūkšių-Polocko Deformacijos Zonos: Petrografija ir U/Pb Geochronolgija. Daktaro Disertacijos Santrauka. Fiziniai, Mokslai, Geologija (05 P), Vilniaus Universitetas, Gamtos Tyrimų Centro Geologijos ir Geografijos Institutas, Vilnius.

Walton C.R., Shorttle O., Hu S., Rae A.S.P., Jianglong J., Černok A., Williams H., Liu Y., Tang G., Li Q., Anand M., 2022. Ancient and recent collisions revealed by phosphate minerals in the Chelyabinsk meteorite.Communications Earth & Environment, 3, 40.

Wang H., Chen L., Sun Y., Liu X., Xu X., Chen J., Zhang H., Diwu C., 2007. ~4.1 Ga xenocrystal zircon from Ordovician volcanic rocks in western part of North Qinling Orogenic Belt. Chinese Science Bulletin, 52: 3002–3010.

Wichrowska M., 1992. Ryfej na obszarze platformy polskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 94–99.

Literatura

Williams H., Hoffman P.H., Lewry J.F., Monger J.W.H., Rivers T., 1991. Anatomy of North America: Thematic Geologic Portrayals of the Continents. Tectonophysics, 187: 117–134.

Williams I.S., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. An extension of the Svecofennian orogenic province into NE Poland: evidence from geochemistry and detrital zircon from Paleoproterozoic paragneisses. Precambrian Research, 172: 234–254.

Wiszniewska J., 2002. Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących w suwalskim masywie anortozytowym (północno-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 401.

Wiszniewska J., Krzemińska E., 2021. Advances in geochronology in the Suwałki anorthosite massif and subsequent granite veins, northeastern Poland. Precambrian Research, 361, 106265.

Wiszniewska J., Petecki Z., 2014. Mezoproterozoiczne złoże rud tytanomagnetytowych w suwalskim masywie anortozytowym i jego środowisko geologiczne. Górnictwo Odkrywkowe, 55: 44–51.

Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J., Duchesne J.C., 2002. The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation. Terra Nova, 14: 451–461.

Wiszniewska J., Krzemińska E., Dörr W., 2007. Evidence of arc-related Svecofennian magmatic activity in the southwestern margin of the East European Craton in Poland. Gondwana Research, 12: 268–278.

Xing G., Wang X., Wan Y., Chen Z., Yang J., Jitajima K., Ushikubo T., Gopon P., 2014. Diversity in early crustal evolution: 4100 Ma zircons in the Cathaysia Block of southern China. Scientific Reports, 4, 5143.

Xing L., Luo T., Huang Z., Qian Z., Zhou M., He H., 2018. U–Pb zircon age of the base of the Ediacaran System at the southern margin of the Qinling Orogen. Acta Geochimica, 37: 414–421.

Yao Z., Mungall J.E., Jenkins M.C., 2021. The Rustenburg Layered Suite formed as a stack of mush with transient magma chambers. Nature Communications, 12, 505.

Zaitseva T.S., Kuzmenkova O.F., Kuznetsov A.B., Laptsevich A.G., Adamskaya E.V., 2021. U-Th-Pb LA-ICP-MS dating of detrital zircons from the Riphean deposits of the Volyn-Orsha paleobasin (drill hole Kormyanskaya, Belarus). *W:* Stratigraphy of the upper Precambrian. Abstract vol. of the VII Russian conference: 71–74.

Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J., 2012. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. Earth and Planetary Science Letters, 353–354: 145–155.

Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga collisional orogens and accreted cratons: a pre-Rodinia supercontinent? Earth-Science Reviews, 59: 125–162.

Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews, 67: 91–123.

Zhou Q., Yin Q-Z., Young E.D.Li. X-H., Wu F-Y., Li Q-L., Liu Y., Tang G-Q., 2013. SIMS Pb–Pb and U–Pb age determination of eucrite zircons at <5 μm scale and the first 50 Ma of the thermal history of Vesta. Geochimica et Cosmochimica Acta, 110: 152–175.

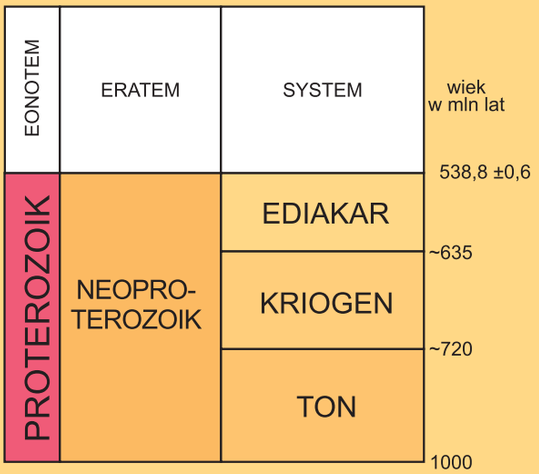
Znosko J., 1960. Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 4: 281–290.

Żelaźniewicz A., Fanning C.M., 2020. Neoarchean to Paleoproterozoic fragments in the Brunovistulia terrane, S Poland: a component of the Columbia Supercontinent? Geological Quarterly, 64: 120–129.

Żelaźniewicz A., Jastrzębski M., 2021. Evolution of Neoarchean-Paleoproterozoic basement in the Brunovistulia terrane, S Poland: geological, P-T and geochemical records. Geological Quarterly, 65, 20.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 55–86. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.5586



EDIAKAR

Jolanta Pacześna, Ryszard Habryn,
Monika Jachowicz-Zdanowska, Ewa Krzemińska

Wstęp

Jolanta Pacześna

Ediakar jest jedynym systemem eonotemu proterozoicznego, którego dolną granicę wyznacza kopalny zapis zdarzenia geologicznego w postaci warstwy węglanowej (wapienia lub dolomitu), tworzącej czapę, przykrywającą utwory glacjalne kriogeńskiego zlodowcenia marino. Wskazuje ona na nagłą zmianę klimatu, spowodowaną deglacjacją lądolodu marinoańskiego (Knoll i in., 2006).

Zgodnie z procedurami ustalonymi przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną dolna granica systemu ediakarskiego jest wyznaczona w spągu formacji z Nuccaleena, reprezentującej czapę węglanową (dolomit z Nuccaleena), rozwiniętą bezpośrednio ponad diamiktytami z Elatina, w profilu Enorama Creek w Górach Flindersa w południowej Australii (Gradstein i in., 2020). Spąg dolomitu z Nuccaleena jest znakomitym horyzontem dla globalnych korelacji lito- i chemostratygraficznych dolnej granicy ediakaru w profilach zawierających czapy węglanowe. Górna granica ediakaru jest tożsama z profilem stratotypowym dolnej granicy systemu kambryjskiego, wyznaczonym na przylądku Fortune Head na półwyspie Burin w SE Nowej Fundlandii (Kanada), na podstawie pierwszego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* (Seilacher) (np. Peng, Babcock, 2011 i literatura tam cytowana). Granica ediakaru i kriogenu jest określana geochronologicznie na 635 mln lat (Cohen i in., 2025). Wspomniana data jest w przybliżeniu uśrednionym wynikiem datowań radiometrycznych wykonanych w tufach zalegających bezpośrednio nad czapami węglanowymi, występującymi w: północnej Namibii – 635,21 ±0,59 mln lat (Prave i in., 2016), na Tasmanii – <636,41 ±0,45 mln lat (Calver i in., 2013) oraz w formacji z Nantuo w SW Chinach – 634,57 ±0,88 mln lat (Condon i in., 2005).

Ediakar – jako termin chronostratygraficzny – został wprowadzony do międzynarodowej tabeli stratygraficznej w 2004 r., zastępując w niej kolejno, w ujęciu historycznym, terminy: eokambr, sinian, wend i neoproterozoik III. Terminy wend i sinian są do dziś stosowane odpowiednio w Rosji i w Chinach. W polskiej terminologii stratygraficznej termin ediakar istnieje od 2004 r., zastępując terminy: sinian (np. Znosko, 1965) i powszechnie stosowany – do 2004 r. – wend (np. Areń, 1982; Pacześna, 1996; Jaworowski, 1997).

Erę neoproterozoiczną określa się na przedział czasowy od 1 mld do 538,8 ±0,6 mln lat temu (Cohen i in., 2025). Zaznaczyła się ona w historii Ziemi przełomowymi i globalnymi zdarzeniami geotektonicznymi, fizycznymi, geochemicznymi i biologicznymi. Jednym z najważniejszych zdarzeń geotektonicznych było formowanie się superkontynentu Rodinii, będącego macierzystym kontynentem dla wielu późniejszych, mniejszych bloków kontynentalnych. Rozpoczęło się ono w późnym mezoproterozoiku, ok. 1,3–0,9 mld lat temu (Cawood i in., 2007). W tonie, ok. 825 mln lat temu, został zainicjowany – trwający do końca ediakaru – proces defragmentacji Rodinii na mniejsze bloki kontynentalne oraz rozpoczęła się rekonfiguracja superkontynentu w jego sukcesorkę, tj. Pannocję (np. Pease i in., 2008; Murphy i in., 2020) (fig. 1). Rozpadowi Rodinii towarzyszyły intensywne procesy magmatyczne, związane ze spredingiem płyt kontynentalnych, oraz akumulowanie miąższych sukcesji osadowych w ekstensyjnych basenach ryftowych i następnie – od wczesnego kambru – dryfowanie płyt kontynentalnych (Cawood i in., 2007; Elming i in., 2007; Bogdanova i in., 2008; Li i in., 2008; Pesonen i in., 2012).

Tektogeneza basenów sedymentacyjnych, rozwiniętych wzdłuż zachodniej i SW krawędzi paleokontynentu Bałtyki, jest związana z końcowymi etapami ryftowania, które wystąpiły w zachodniej Bałtyce w późnym neoproterozoiku, ok. 580–547 mln lat temu (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020 i literatura tam cytowana; Krzemińska i in., 2022). Zapis ediakarskich procesów ryftowych, którym towarzyszyły silne procesy magmatyczne, jest notowany współcześnie na wszystkich kontynentach poza Antarktydą (fig. 2) w postaci dużych prowincji wulkanicznych oraz magmatyzmu maficznego i ultramaficznego.

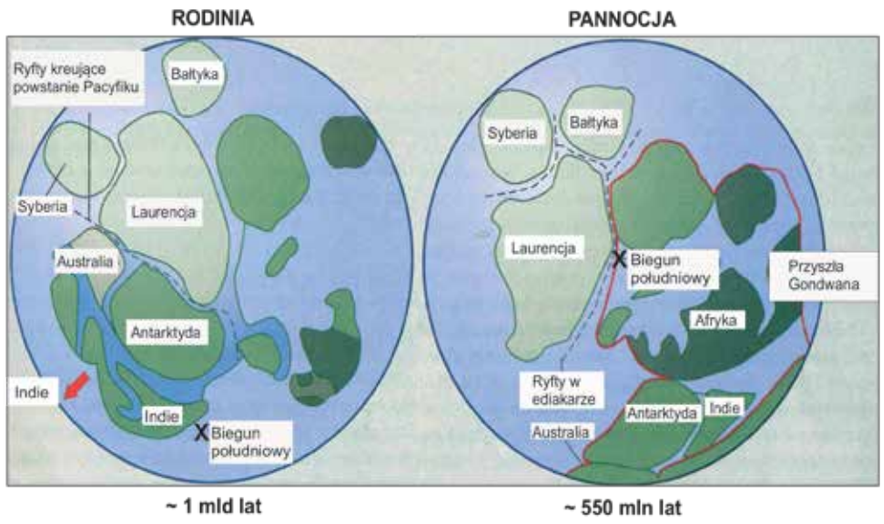


FIG. 1. Rekonstrukcja superkontynentu Rodinii i jej sukcesorki Pannocji, pokazująca pierwsze stadia ich rozpadu (wg Prothero, Dotta, 2004)

Wstęp

Na przełomie późnego ediakaru i wczesnego kambru, na uprzednio tektonicznie i wulkanicznie aktywnych krawędziach płyt kontynentalnych, rozwinęły się pasywne brzegi kontynentalne i osiadające, wychłodzone magmowo baseny termiczne. Ich obecność jest zapisana w profilach geologicznych w środkowej, wschodniej i północnej Europie (np. Poprawa, Pacześna, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Bogdanova i in., 2008), wschodniej i zachodniej Ameryce Północnej, NW Argentynie, na Bliskim Wschodzie (Kominz, 1995) i NW Australii (Bond i in., 1984; Piper, 1985; Husseini, Husseini, 1990). Rozwój pasywnych brzegów kontynentalnych zbiegł się w czasie z inicjalną fazą formowania się Oceanu Japetus i Morza Tornquista (Siedlecka i in., 2004, Nawrocki, Poprawa, 2006; Cawood i in., 2007). Główne fazy tworzenia nowej, ediakarskiej skorupy w trakcie kadomskiej orogenezy kolizyjnej trwały tam od ok. 620 do 520 mln lat temu (Collins, Pisarevsky, 2005; Cawood, Buchan, 2007).

Istotnymi zjawiskami geologicznymi na paleokontynentach, których skutki zapisały się w neoproterozoicznej atmosferze, biosferze i procesach sedymentacyjnych, były globalne zlodowacenia i następujące po nich deglacjacje. Neoproterozoiczne zlodowacenia wystąpiły po głównych fazach rozpadu Rodinii, ok. 750–582 mln lat temu. Dwa pierwsze zlodowacenia neoproterozoiczne: sturt i marino miały miejsce w kriogenie, ostatnie z nich, tj. gaskiers, miało lokalny zasięg i wystąpiło we wczesnym ediakarze, ok. 584–582 mln lat temu (np. Bingen i in., 2005; Fairchild, Kennedy, 2007). Deglacjacja lądolodu ediakarskiego skutkowała wzrostem poziomu oceanu światowego. W następstwie tego procesu na większości ediakarskich kontynentów, w tym na Bałtyce, doszło do transgresji morskiej. Ostatnie ze zlodowaceń neoproterozoicznych stało się motorem wielu zmian w atmosferze, hydrosferze i biosferze ziemskiej. Po jego zakończeniu i ociepleniu się klimatu, ok. 570 mln lat temu, w ówczesnych oceanach pojawiły się organizmy wielokomórkowe (Metazoa) nazywane fauną z Ediacara, znaną z wystąpień na prawie wszystkich kontynentach (fig. 2). Termin fauna z Ediacara pochodzi od nazwy wzgórz Ediacara położonych w Górach Flindersa, w południowej Australii. W 1946 r. dokonano tam odkrycia urozmaiconego taksonomicznie zespołu skamieniałości organizmów wielokomórkowych (Sprig, 1947). Były to wyłącznie organizmy bezszkieletowe, prowadzące zarówno planktoniczny, jak i bentosowy tryb życia. Pod koniec ediakaru zaczęło się pierwsze w historii biosfery intensywne zasiedlanie przypowierzchniowych stref osadów dennych, wskazujące na ich dobre natlenienie. Ediakarskie organizmy bezszkieletowe drążyły w osadach dennych bardzo płytkie, horyzontalne i morfologicznie nieskomplikowane jamki żerowiskowo-mieszkalne, które odnaleziono między innymi w utworach ediakaru SE Polski (Pacześna, 1986, 1996). Morza ediakarskie zamieszkiwały też liczne, fotosyntetyzujące sinice z rodzaju *Vendotaenia,* których plechy tworzą m.in. masowe nagromadzenia w drobnolaminowanych utworach mieszanych pływowych równi ediakarskiego estuarium w basenie lubelsko-podlaskim SE Polski (Pacześna, 2010; por. fig. 12).

Zróżnicowanie klimatu ediakarskiego i jego zmiany wynikające ze zlodowacenia gaskiers i następującej po nim deglacjacji, spowodowały wystąpienie perturbacji cykli geochemicznych, rejestrowanych w synchronicznych, czytelnych na wszystkich ediakarskich kontynentach, wahaniach krzywej izotopowej węgla organicznego, strontu, molibdenu i siarki (np. Kirshvink, 1992; Strauss i in., 1997; Mcdonald i in., 2013). W okresie glacjalnym krzywa izotopowa węgla organicznego wychyla się w kierunku minimalnych wartości $\delta^{13}C_{org}$, wskazując na gwałtowne zmniejszenie się ilości materii organicznej zakumulowanej w osadach i – tym samym – mniejsze dostawy węgla organicznego do jego naturalnego obiegu w przyrodzie. W momencie ocieplenia, krzywa izotopowa przesuwa się w kierunku wartości dodatnich. Jest to zapis zwiększenia się dostaw do osadów biomasy pochodzącej z organizmów, które bujniej rozwijały się w cieplejszym klimacie. Maksymalne, dodatnie wartości $\delta^{13}C_{org}$ pojawiają się w późnym ediakarze i wczesnym kambrze w momencie wystąpienia na Ziemi wysokiej produktywności „żyznych oceanów" w wyniku rozkwitu akritarch, pierwszego, masowego wystąpienia Metazoa oraz początków wielkiej radiacji fauny na przełomie ediakaru i kambru (Kaufman i in., 1993). Zapis wahań krzywej izotopowej $\delta^{13}C_{org}$ jest podobny w całym ediakarskim oceanie światowym i wskazuje na izochroniczność ówczesnych biozdarzeń. Fakt ten umożliwia jego zastosowanie zarówno do regionalnej korelacji chemostratygraficznej w obrębie jednego basenu, jak i do korelacji międzykontynentalnych (Knoll, Walter, 1992).

W wyżej zaprezentowany scenariusz zdarzeń geologicznych dobrze wpisuje się spektrum czynników geotektonicznych, fizycznych, geochemicznych i biologicznych, które zostawiły zapis zarówno w ediakarskich utworach silikoklastycznych, jak również w rozwoju procesów magmowych na paleokontynencie Bałtyki, widoczny m.in. w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Ediakarski zapis

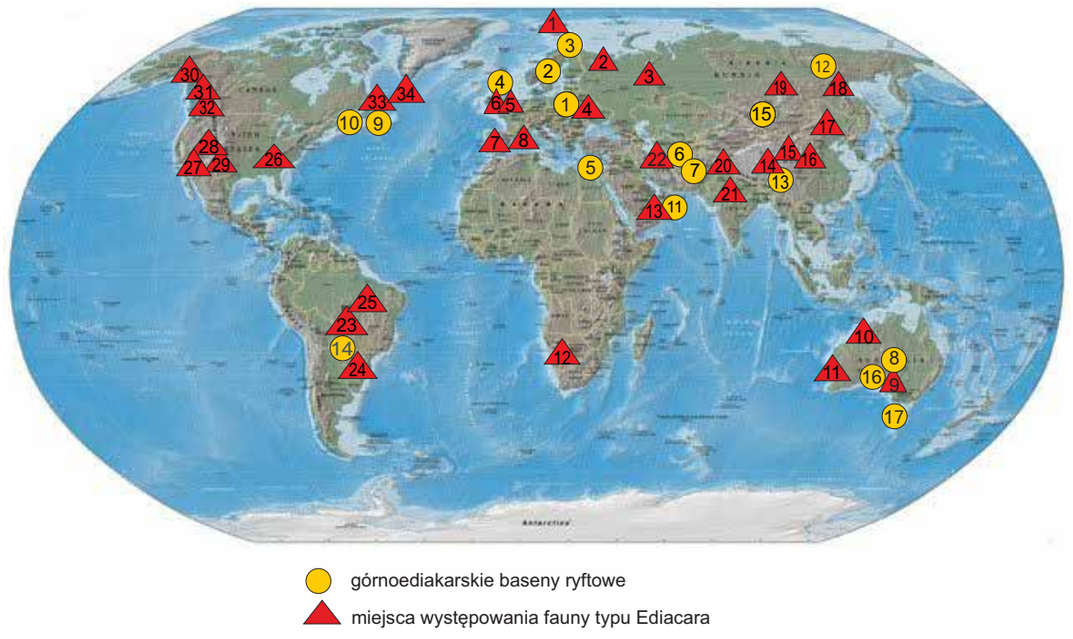


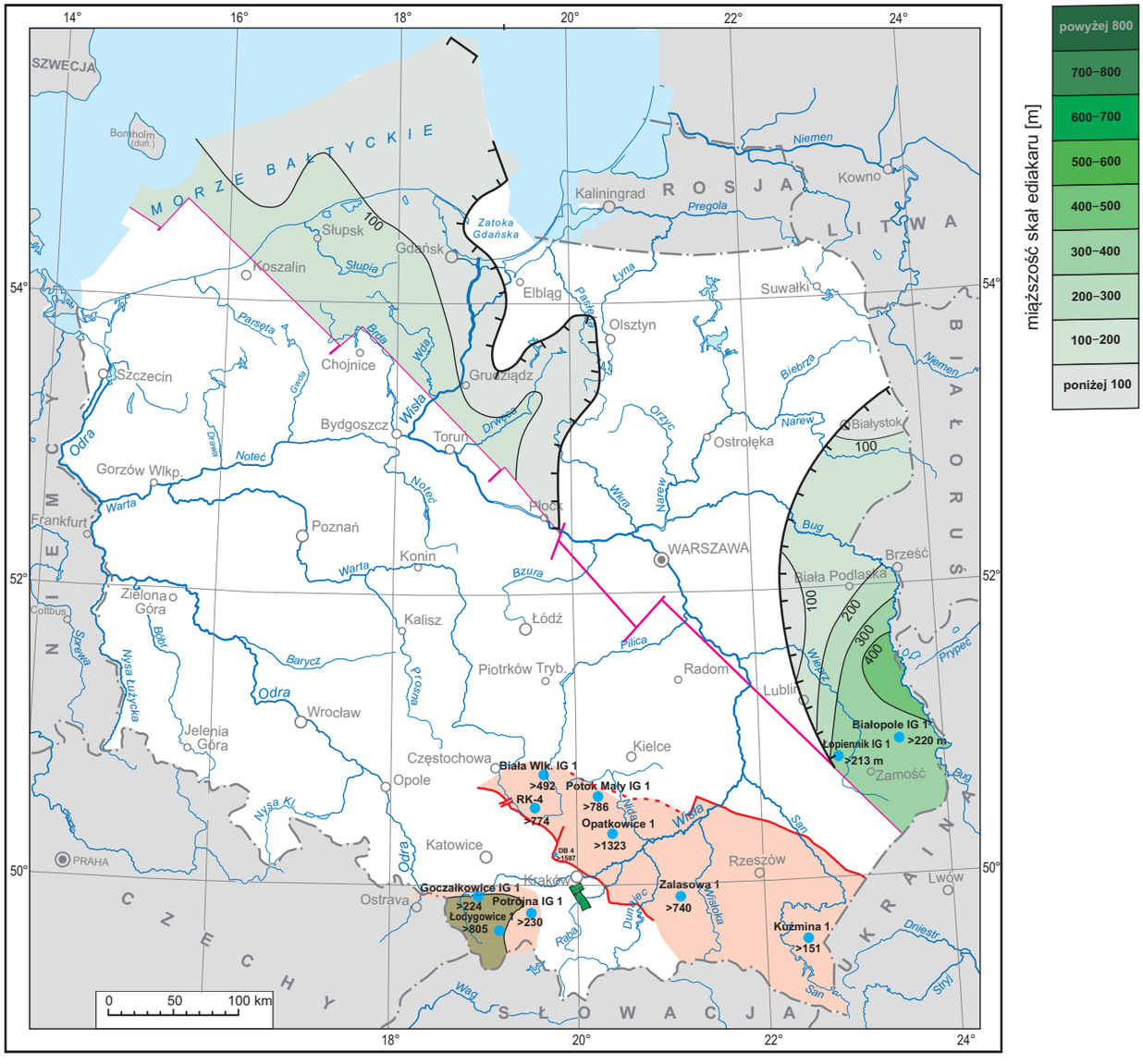
FIG. 2. Globalne wystąpienia najważniejszych, górnoediakarskich zdarzeń geotektonicznych i paleobiologicznych (wg Pacześnej, 2010, zmieniono)
Późnoediakarskie baseny ryftowe: 1 – basen lubelsko-podlaski, Polska, Wołyń i Podole, Ukraina; 2 – basen Muhos, Szwecja; 3 – rów Vättern, Norwegia; 4 – północna Szkocja, Wielka Brytania; 5 – półwysep Synaj, Egipt; 6 – centralny Iran; 7 – góry Salt Range, Pakistan; 8 – centralny superbasen (basen Georgina, basen Amadeus, basen Officer), Australia; 9 – SE Nowa Fundlandia, Kanada; 10 – Nowy Brunszwik, Kanada; 11 – południowy Oman; 12 – prowincja Lena, Rosja; 13 – południowe Chiny; 14 – NE Argentyna; 15 – basen Zavkhan, SW Mongolia; 16 – kompleks ryftu Adelaide, południowa Australia; 17 – zachodnia Tasmania, Australia.
Wystąpienia fauny Metazoa typu Ediacara: 1 – grupa Scotia, Prins Karls Foreland, Svalbard; 2 – Zimne Wybrzeże, Morze Białe, Rosja; 3 – Ural, Rosja; 4 – Podole, Ukraina; 5 – Charnwood Forest, Wielka Brytania; 6 – południowa Walia, Wielka Brytania; 7 – Galicja i centralna Hiszpania; 8 – Sardynia; 9 – południowa Australia, wzgórza Ediacara, Góry Flindersa; 10 – Terytorium Północne, basen Amadeus, Australia; 11 – wzgórza Kimberleys i Stirling, Australia; 12 – Namibia; 13 – Huqf Group, południowy Oman; 14 – Wengan, południowe Chiny; 15 – Huainan, Chiny; 16 – przełom rzeki Yangtze, Chiny; 17 – Liaodong, wschodnie Chiny; 18 – Jixi, wschodnie Chiny; 19 – SW Mongolia; 20 – formacja z Knoll, Małe Himalaje, Indie; 21 – grupa Bhander, supergrupa Vindhyan, Indie; 22 – północny Iran; 23 – NW Argentyna; 24 – formacja Yerbal, grupa Arroyo del Soldado, Urugwaj; 25 – basen rzeki Paragwaj, Brazylia; 26 – północna Karolina; 27 – Kalifornia: Salt Spring – południowa Dolina Śmierci, Góry Kelso – pustynia Mojave; Białe Góry – wschodnia Kalifornia, USA; 28 – południowa Newada; 29 – formacja z Clemente, Meksyk; 30 – Terytorium Północno-Zachodnie, Kanada; 31 – Góry Mackenzie, Jukon, Kanada; 32 – Góry Skaliste, Kolumbia Brytyjska, Kanada; 33 – Mistaken Point, półwysep Avalon, Nowa Fundlandia, Kanada; 34 – zatoka Spaniard's, półwysep Avalon, Nowa Fundlandia

orogenezy kadomskiej, głównie w postaci intruzji granitoidowych, diorytowych i gabrowych, jest rejestrowany w Sudetach i na bloku górnośląskim.

Występujące na terytorium Polski proterozoiczne bloki litosferyczne mają wspólną genezę – są produktami rozpadu ich macierzystego superkontynentu Rodinii na mniejsze płyty kontynentalne. Były to: paleokontynent Bałtyki, terran brunowistulikum i zespół armorykańskich terranów Sudetów, które w ediakarze rozpoczęły samodzielny byt geologiczny, a następnie różnokierunkową wędrówkę. Mobilność bloków litosferycznych spowodowała różny przebieg ich ewolucji geologicznej, powodując zróżnicowanie zapisu zdarzeń i procesów geologicznych. W związku z tym poszczególne bloki litosferyczne omówiono oddzielnie.

Utwory ediakaru znane wyłącznie z profili otworów wiertniczych występują w Polsce NE i północnej (w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim) oraz na SE i południu (na bloku górnośląskim i małopolskim) (fig. 3). Wychodnie magmowych, metaosadowych i metawulkanicznych skał ediakaru w Sudetach stanowią fragmenty orogenu kadomskiego, co zostało udokumentowane punktowo na podstawie datowań radiometrycznych. Przybliżony wiek ediakarski przypisuje się występującemu na zachodnich rubieżach Sudetów fragmentowi strefy sakso-turyńskiej, reprezentowanej przez utwory łużyckiej formacji szarogłazowej.

Utwory najmłodszego proterozoiku, występujące w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, od dawna budziły zainteresowanie polskich badaczy. Litologię i rozprzestrzenienie bazaltów wołyńskich w Polsce, w jej granicach sprzed II wojny światowej, omówili w swoich pracach Czarnocki (1926) i Samsonowicz (1939). Podsumowaniem wczesnych badań była monografia „Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i Paleozoik", z rozdziałem poświęconym ediakarowi (wówczas eokambrowi) w NE Polsce (Lendzion, 1968 i literatura tam cytowana). Nowy etap badań nad ediakarem w Polsce rozpoczął się w latach 70. XX w. intensyfikacją rozpoznania pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej z wykorzystaniem głębokich otworów wiertniczych; wyniki badań litologicznych, litostratygraficznych, petrograficznych i geochemicznych skał osadowych i wulkanogenicznych dostępnych w rdzeniach wierceń zostały podsumowane przez Arenia (1974) i Juskowiakową (1971). Pod koniec lat 70. i w latach 80. XX w. głównym problemem badawczym stała się pozycja stratygraficzna granicy ediakar (wend)/kambr na platformie wschodnioeuropejskiej w Polsce i krajach ościennych (zob. Areń, 1978a, b). W następnych dekadach do określenia granicy ediakar (wend)/kambr zastoso-



obszary występowania skał metamorficznych o charakterze fliszowym i nieokreślonej miąższości

obszary występowania skał metamorficznych i magmowych ediakaru o nieokreślonej miąższości

uskoki

zasięg występowania skał osadowych i wulkanogenicznych ediakaru

Zalasowa 1 >740 otwory wiertnicze, w których nie przewiercono spągu skał ediakaru

100 izopachyty utworów ediakaru [m]

FIG. 3. Mapa występowania i miąższości utworów ediakaru na terytorium Polski (wg Pacześnej, Buły, 2017, zmieniono)

Wstęp

wano akritarchy (Moczydłowska, 1991; Vidal, Moczydłowska, 1995; Ebbestadt i in., 2021) oraz skamieniałości śladowe (Pacześna, 1985, 1986, 1989, 1996). Wyniki badań sedymentologicznych utworów ediakaru przedstawili Jaworowski (1997, 2000) i Pacześna (2006, 2010), a wyniki analizy subsydencji i zapisu facjalnego rozwoju ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku – Poprawa, Pacześna (2002). Opracowano również stratygrafię sekwencji (Jaworowski, 2000, 2011; Pacześna, 2010; Jaworowski, Sikorska, 2003). Nielsen, Schovsbo (2011) przedstawili korelację sekwencyjną kilku reprezentatywnych profili skandynawskich z ich odpowiednikami z północnej Polski. Koniec XX w. i pierwsze ćwierćwiecze kolejnego wieku przyniosły znaczny postęp w rozpoznaniu stratygrafii utworów ediakaru na podstawie korelacji chemostratygraficznej (Strauss i in., 1997), badań biostratygraficznych (np. Jachowicz-Zdanowska, 2011, 2023), badań paleomagnetycznych (np. Nawrocki, 2003; Nawrocki, Poprawa, 2006; Dudzisz i in., 2022) i datowań metodą U-Pb SHRIMP (np. Oberc-Dziedzisz i in., 2003; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

1 Polska część platformy wschodnioeuropejskiej

1.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Jolanta Pacześna

Rozwój późnoediakarskich basenów sedymentacyjnych, zlokalizowanych na zachodniej i SW krawędzi paleokontynentu Bałtyki, przypadł na końcowe stadium cyklu superkontynentalnego, reprezentujące rozpad superkontynentu Rodinii. Około 580–547 mln lat temu nastąpiło definitywne rozdzielenie się paleokontynentów Bałtyki, Amazonii i Laurencji, będące końcowym akordem rozpadu superkontynentu Rodinii (Cawood i in., 2007; Bogdanova i in., 2008; Pease i in., 2008). W wyniku procesu podziału płyt kontynentalnych w ediakarze, w zachodniej części Bałtyki rozwinęły się dwa systemy ekstensyjnych basenów sedymentacyjnych o założeniach ryftowych. Do jednego z nich należał system basenów o rozciągłości NW–SE, nazywany ryftem Teisseyre'a-Tornquista (np. Poprawa i in., 1999; Poprawa, Pacześna, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003), zlokalizowany wzdłuż zachodniej i SW krawędzi Bałtyki. Pomimo, że główny etap rozwoju basenu ryftowego przypadł na późny neoproterozoik, prawdopodobnie miał on starsze, kriogeńskie założenia (Bogdanova i in., 2008 i literatura tam cytowana). Drugi z wymienionych basenów był reprezentowany przez aulakogen Orsza-Wołyń (nazywany także aulakogenem wołyńsko-centralno-rosyjskim; Elming i in., 2007 i literatura tam cytowana) i stanowił zarzuconą, nieaktywną część systemu ryftowego (Pożaryski, Kotański, 1979; Poprawa, Pacześna, 2002). Przebiegał ukośnie z NE na SW do zachodniej krawędzi Bałtyki i stanowił jeden z elementów złożonego systemu basenów ryftowych usytuowanych w centralnej części kratonu wschodnioeuropejskiego od jego krawędzi wschodniej do zachodniej (fig. 4). Basen lubelsko-podlaski w późnym ediakarze był położony w strefie krzyżowania się dwóch wyżej wspomnianych basenów ryftowych na złączu potrójnym, w miejscu elewacji pióropusza płaszcza Ziemi (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020 i literatura tam cytowana) (fig. 4). Zachodnia część ediakarskiego kompleksu osadowo-wulkanicznego basenu lubelsko-podlaskiego jest pogrążona na dużej głębokości, przekraczającej współczesne, techniczne możliwości nawiercenia tych utworów. Wyniki głębokich sondowań sejsmicznych udokumentowały istnienie przy zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego wielkiego półrowu o możliwej genezie ryftowej, wypełnionego utworami osadowo-wulkanicznymi o miąższości przekraczającej 5 km (Krzywiec i in., 2018). Podobne półrowy ekstensyjne zostały zidentyfikowane na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej w obrębie zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, na obszarze duńskiego szelfu basenu bałtyckiego (Lassen i in., 2001). Inną, przeciwną do ryftowej koncepcję rozwoju zachodniej krawędzi paleokontynentu Bałtyki przedstawili: Żelaźniewicz i in. (1997) oraz Malinowski i in. (2005). Bazując na danych geofizycznych i geologicznych otrzymanych z badań dotkniętego orogenezą kadomską terranu brunowistulikum i bloku małopolskiego, przyjęli dla zachodniej krawędzi Bałtyki późnoneoproterozoiczną konwergencję i kolizję.



FIG. 4. Późnopaleoproterozoiczne i neoproterozoiczne bloki tektoniczne, budujące Bałtykę, z rozwiniętym wzdłuż jej zachodniej krawędzi ryftem oraz ukośnie do niego przebiegającym aulakogenem Orsza-Wołyń. W miejscu ich skrzyżowania rozwinęło się złącze potrójne i lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny (wg Bogdanovej i in., 2008; Poprawy, Pacześnej, 2002; Poprawy i in., 2020, zaktualizowano i zmieniono)

W północnej części Bałtyki, późnoneopoterozoiczne, datowane na ok. 653 mln lat (Sturt i in., 1975) założenia ryftowe ma basen sedymentacyjny w rejonie Tanafjorden–Varangerfjorden na półwyspie Varanger (NE Norwegia). Ze zdarzeniami ryftowymi podobnego wieku są związane baseny: obniżenia Ładogi, aulakogenu timańskiego, obniżenia Morza Białego, północnych wybrzeży półwyspu Kola oraz półwyspów Srednij i Rybackij wspomnianego wcześniej ryftu z aulakogenem Orsza-Wołyń w NW Rosji (Vidal, Moczydłowska, 1995 i literatura tam cytowana; Pease i in., 2008). Ediakarski basen aulakogenu Orsza-Wołyń był założony na dawnych strukturach ryftowych, datowanych na 1,6–0,8 mld lat (Bogdanova i in., 2008 i literatura tam cytowana).

Na zachodniej krawędzi Bałtyki, w ryfcie Teisseyre'a-Tornquista o orientacji NE–SW oraz w regionie krzyżowania się wymienionego wcześniej ryftu i aulakogenu Orsza-Wołyń rozwinął się bałtycki i lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny, wypełniony osadami, które były produktami intensywnych procesów tektono-sedymentacyjnych.

1.1.1. Basen bałtycki

Na północy strefy ryftowej Teisseyre'a-Tornquista rozwinął się w ediakarze basen bałtycki, w którym były deponowane kontynentalne utwory formacji żarnowieckiej. Charakter depozycji wskazuje na jej silne uzależnienie od ryftowych procesów tektonicznych zachodzących w basenie i jego rozwój na złączu potrójnym. Dwa z aktywnych ramion złącza potrójnego były zorientowane odpowiednio na WNW–ESE i NW–SE, tj. równolegle do zachodniej krawędzi Bałtyki. Po zlodowaceniu gaskiers, ok. 580 mln lat temu, oba wspomniane wcześniej ramiona ryftu przekształciły się w ryft śródoceaniczny i doszło w ich strefie do uformowania się skorupy oceanicznej oceanu Japetus. Trzecie ramię trójzłącza wnikało w głąb Bałtyki w kierunku SW–NE, stając się wewnątrzkontynentalnym, nieaktywnym ramieniem ryftu (Jaworowski, Sikorska, 2003). Główny uskok graniczny, ograniczający wielki półrów bał-

tycki, znajdował się na SE od zachodniej krawędzi Bałtyki i rozciągał się równolegle do ryftu Teisseyre'a-Tornquista (Jaworowski, Sikorska, 2003). System ryftowy w basenie bałtyckim był asymetryczny, gdyż rozwinął się między główną masą lądową kontynentu i peryferyczną, wyniesioną jego częścią, zwaną żebrem kontynentalnym *sensu* Lister i in. (1986). Fragment skorupy kontynentalnej (żebra kontynentalnego) Rodinii prawdopodobnie znajduje się współcześnie na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista i jest pogrążony w podłożu paleozoicznej platformy europejskiej (Jaworowski, Sikorska, 2003).

1.1.2. Basen lubelsko-podlaski

W SE strefie ryftu rozwiniętego wzdłuż zachodniej krawędzi Bałtyki na jego skrzyżowaniu z aulakogenem Orsza-Wołyń rozwijał się ryftowy basen lubelsko-podlaski z wyraźnie zaznaczającym się komponentem wulkanogenicznym (fig. 5), związanym z istnieniem i oddziaływaniem pióropusza płaszcza Ziemi na złączu potrójnym (fig. 4) (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

Zróżnicowane rozmieszczenie depocentrów w basenie lubelsko-podlaskim oraz zmiany facjalnego wykształcenia tych depocentrów w czasie pozwoliły na wyróżnienie pięciu etapów fazy synryftowej tektoniczno-sedymentacyjnego rozwoju basenu (Pacześna, 2006). Odpowiadają one stadiom tektoniczno-sedymentacyjnej ewolucji wypełnienia basenów ryftowych, zaproponowanym przez Gawthorpa, Leedera (2000) oraz Ledesma-Vazqueza i Johnsona (2001). W przedryftowym, inicjalnym stadium rozwoju basenu ryftowego, w obrębie półrowów w zrzuconych skrzydłach uskoków, powstały dwa niewielkie, hydrologicznie zamknięte depocentra, zlokalizowane w NE i centralnej części basenu (fig. 6A). Ich geneza jest wiązana z inicjalną, słabo oddziaływującą ekstensją w początkowych fazach ryftowania (Pacześna, 2006). Depocentrum Terespol–Kaplonosy charakteryzuje się dominacją depozycji w piaskodennych rzekach roztokowych, tworzących drenaż osiowy dolin ryftowych. W depocentrum Rajsk–Skupowo rozwinął się drenaż poprzeczny na stożkach aluwialnych rozbudowujących się u podnóża skarp uskokowych. Utwory wypełniające oba depocentra zalegają z niezgodnością kątową na paleo–mezoproterozoicznym podłożu krystalicznym. W etapie synryftowego wypełnienia basenu ryftowego, w miarę rozwoju procesów spredingu, postępowała propagacja uskoków ograniczających półrowy (Pacześna, 2006), co ułatwiło rozwinięcie się w basenie pokryw bazaltów trapowych poprzez udrożnienie dróg migracji magmy ku powierzchni i powstanie szeroko rozprzestrzenionej prowincji wulkanicznej, nazywanej wołyńską prowincją wulkaniczną. W kolejnym etapie ewolucji tektonicznej basenu, powstanie seryjnie ułożonych półrowów z depocentrami rozwijającymi się w ich skrzydłach zrzuconych doprowadziło do zwiększenia subsydencji regionalnej w SE części basenu lubelsko-podlaskiego. Skutkowało to zakończeniem aktywności ryftowej w rejonie północnym i NE części podlaskiej basenu lubelsko-podlaskiego i zanikiem depocentrum Iwanki Rohozy–Krzyże na przełomie ediakaru i kambru. Jednocześnie, w związku z otwarciem hydrologicznym depocentrów, w kierunku SE rozpoczęła się ekspansja depocentrów Białopole–Terebin i Kaplonosy–Terebin, wypełnionych klastycznymi utworami aluwialnymi w części podlaskiej basenu i estuariowymi osadami w SE części lubelskiej (fig. 6B). Utwory wypełniające te depocentra zalegają z poryftową niezgodnością erozyjną na utworach synryftowych, reprezentowanych przez utwory wulkanogeniczne, wylewne oraz piro- i epiwulkanoklastyczne, wypełniające depocentrum Biała Podlaska–Terebin. Geneza wspomnianych wyżej klastycznych utworów wypełniających kolejne depocentra jest związana z poryftową fazą rozwoju basenu, a następnie z rozwojem pasywnego brzegu na zachodniej krawędzi Bałtyki. Ekspansja wypełnionych utworami estuariowymi depocentrów Kaplonosy–Terebin i Białopole–Terebin została wywołana rozwojem drenażu osiowego rzek roztokowych w niwelowanych morfologicznie dawnych dolinach synryftowych zasypywanych nanoszonym przez rzeki materiałem detrytycznym. Ostatnim, bardzo słabym przejawem ryftowej aktywności w basenie lubelsko-podlaskim było powstanie niewielkiego depocentrum Radzyń–Parczew w północnym rejonie lubelskiej strefy basenu, od końca ediakaru do początków kambru (Pacześna, 2006; fig. 6C).

1.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

W tonie, w wyniku procesu rozpadu superkontynentu Rodinii i jego rekonfiguracji w sukcesorski kontynent Pannocja, powstało kilka mniejszych płyt kontynentalnych, wśród nich paleokontynenty Laurencja, Gondwana i Bałtyka (np. Bogdanova i in., 2008). Proces oddzielania się Bałtyki od Laurencji rozpoczął się ok. 580–550 mln temu, w momencie rozpoczęcia procesu spredingu i formowania się północnej części oceanu Japetus. Bałtyka oddzieliła się od kontynentu Laurencji wzdłuż neoproterozoicznego ryftu, rozciągającego się przy zachodniej krawędzi Bałtyki wzdłuż przyszłej strefy Teisseyre'a-Tornquista o kierunku NW–SE. W późnym ediakarze, ok. 555 mln lat temu, na aktywnej tektonicznie, zachodniej krawędzi Bałtyki w jej bezpośrednim sąsiedztwie był zlokalizowany zespół terranów Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; fig. 9A). Stanowiły go znacznie mniejsze od Bałtyki bloki litosferyczne, reprezentowane przez terrany: brunowistulikum, dobrudżański, mezyjski i małopolski. Na przełomie ediakaru i kambru w wyniku procesów ryftowych od Gondwany oddzieliła się południowa część Bałtyki, powodując uformowanie się między Bałtyką a Gondwaną wąskiego oceanu Ran (Nawrocki i in., 2004a; Nawrocki, Poprawa, 2006; fig. 8B). Według Dudzisz i in. (2022) zdefiniowanie położenia paleogeograficznego Bałtyki w ediakarze jest niemożliwe ze względu na dużą zmienność pola magnetycznego Ziemi w tym przedziale czasowym.

1.3. LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA

Jolanta Pacześna

Profil ediakaru na obszarze basenu lubelsko-podlaskiego cechuje wyraźna regionalizacja i trójdzielność wykształcenia litologicznego, odzwierciedlająca kolejne etapy jego historii geologicznej (fig. 7). Niższą część ediakaru budują grubokruchowe skały klastyczne – zlepieńce i gruboziarniste piaskowce (fig. 8), charakterystycznie zabarwione na czerwono-brązowo. Środkową część sukcesji stanowi miąższy kompleks skał wulkanogenicznych – wylewnych, piroklastycznych i epiwulkanoklastycznych (fig. 8, 9). Ponad nim zalegają utwory klastyczne, reprezentowane przez piaskowce drobno-, średnio- i gruboziarniste oraz – rzadziej – zlepieńce oraz iłowce i mułowce (fig. 8, 9). W SE części basenu lubelsko-podlaskiego występują drobnolaminowane heterolity iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe (fig. 9). Charakterystykę jednostek litostratygraficznych basenu lubelsko-podlaskiego podano w tabeli 1.

Spektrum litologiczne basenu bałtyckiego jest uboższe, z gruboziarnistymi, rzadziej drobnoziarnistymi piaskowcami oraz zlepieńcami, sporadycznie mułowcami i iłowcami. W basenie bałtyckim ediakarski wiek przypisuje się dolnej części formacji żarnowieckiej, zbudowanej z utworów gruboziarnistych, głównie piaskowców, w mniejszym stopniu zlepieńców polimiktycznych (tab. 1).

1.4. SEKWENCJE DEPOZYCYJNE W SUKCESJI EDIAKARSKO-KAMBRYJSKIEJ

Jolanta Pacześna

W sukcesji ediakarsko-kambryjskiej basenu bałtyckiego wyróżniono dwie sekwencje depozycyjne II rzędu (Jaworowski, 2000, 2011). Pierwsza z nich obejmuje nierozdzielone chronostratygraficznie utwory od ediakaru do najniższej części miaolingu. W jej dolnej części występują utwory kontynentalne (formacja żarnowiecka), zdeponowane w czasie trwania pierwszego ciągu systemów depozycyjnych niskiego stanu WPM (fig. 10).

Profil ediakarsko-kambryjski lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego cechuje obecność dwóch sekwencji depozycyjnych II rzędu (Pacześna, Poprawa, 2005a, b; Pacześna, 2010). W kolejności stratygraficznej silikoklastyczna sekwencja A niezgodnie kątowo zalega na prekambryjskim podłożu krystalicznym, a jej górna granica jest równoznaczna z dolną granicą kolejnej sekwencji B. Obie sekwencje rozdziela przedryftowa niezgodność kątowa. Sekwencja depozycyjna B obejmuje utwory górnego ediakaru i kambru (do dolnego miaolingu). Sekwencja depozycyjna B zawiera w najniższej części ciąg LST, który obejmuje podwulkaniczny kompleks grubookruchowych skał klastycznych, kompleks skał wulkanogenicznych oraz dwa ciągi TST, z których niższy (TST I) występuje w górnym ediakarze (fig. 11), górny (TST II) w oddziale 2 kambru, a także dwa ciągi HST (w kambrze). Rozwój TST I był związany z regionalnymi procesami tektonicznymi i wzrostem dostaw materiału klastycznego do basenu. Powiększenie przestrzeni akomodacyjnej w basenie spowodowało szybki wzrost względnego poziomu morza i gwałtowną transgresję.

1.5. CHEMOSTRATYGRAFIA

Jolanta Pacześna

Bardzo dobry stan zachowania materii organicznej w klastycznych utworach interwału granicznego między ediakarem a kambrem na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (profile otworów wiertniczych Białopole IG 1 i Łopiennik IG 1)

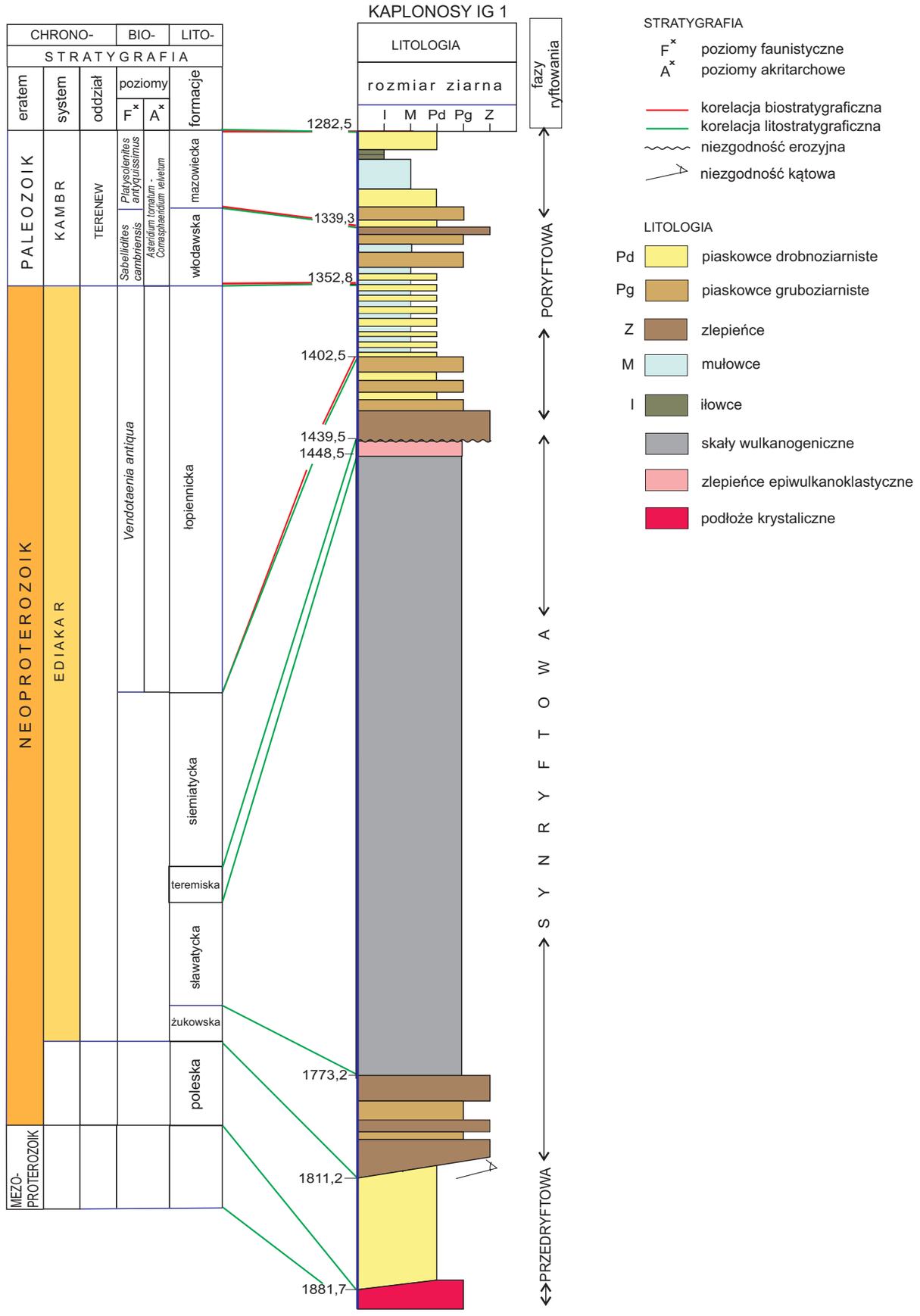
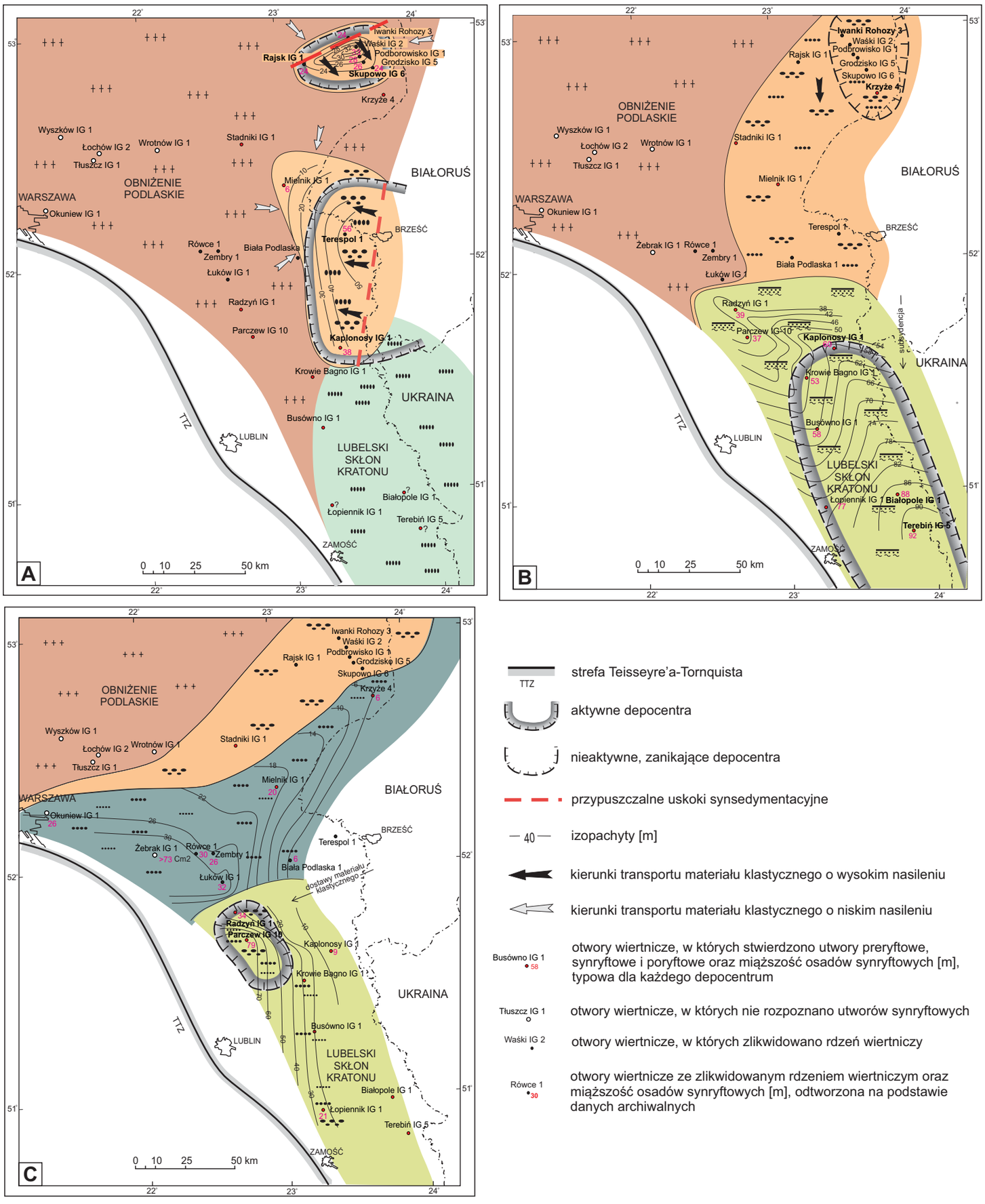


FIG. 5. Profil litologiczno-stratygraficzny sukcesji ediakaru i terenewu w otworze wiertniczym Kaplonosy IG 1, zawierający kompleks wulkaniczny oraz fazy późnoediakarskiego ryftowania w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wg Pacześnej, 2006, zmieniono)



strefa Teisseyre'a-Tornquista

aktywne depocentra

nieaktywne, zanikające depocentra

przypuszczalne uskoki synsedymentacyjne

— 40 — izopachyty [m]

kierunki transportu materiału klastycznego o wysokim nasileniu

kierunki transportu materiału klastycznego o niskim nasileniu

Busówno IG 1 • 58 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono utwory preryftowe, synryftowe i poryftowe oraz miąższość osadów synryftowych [m], typowa dla każdego depocentrum

Tłuszcz IG 1 ○ — otwory wiertnicze, w których nie rozpoznano utworów synryftowych

Waśki IG 2 • — otwory wiertnicze, w których zlikwidowano rdzeń wiertniczy

Równe 1 • 30 — otwory wiertnicze ze zlikwidowanym rdzeniem wiertniczym oraz miąższość osadów synryftowych [m], odtworzona na podstawie danych archiwalnych

FIG. 6. Mapy facjalno-miąższościowe z rozmieszczeniem ediakarskich depocentrów w basenie lubelsko-podlaskim: **A** – dla inicjalnego stadium fazy synryftowej z dwoma izolowanymi depocentrami Rajsk–Skupowo oraz Terespol–Kaplonosy; **B** – dla przełomu fazy synryftowej i poryftowej z ekspansją depocentrum Kaplonosy–Terebin, wypełnionego utworami estuariowymi; **C** – dla fazy poryftowej ze schyłkowym depocentrum Radzyń–Parczew (wg Pacześnej, 2006)

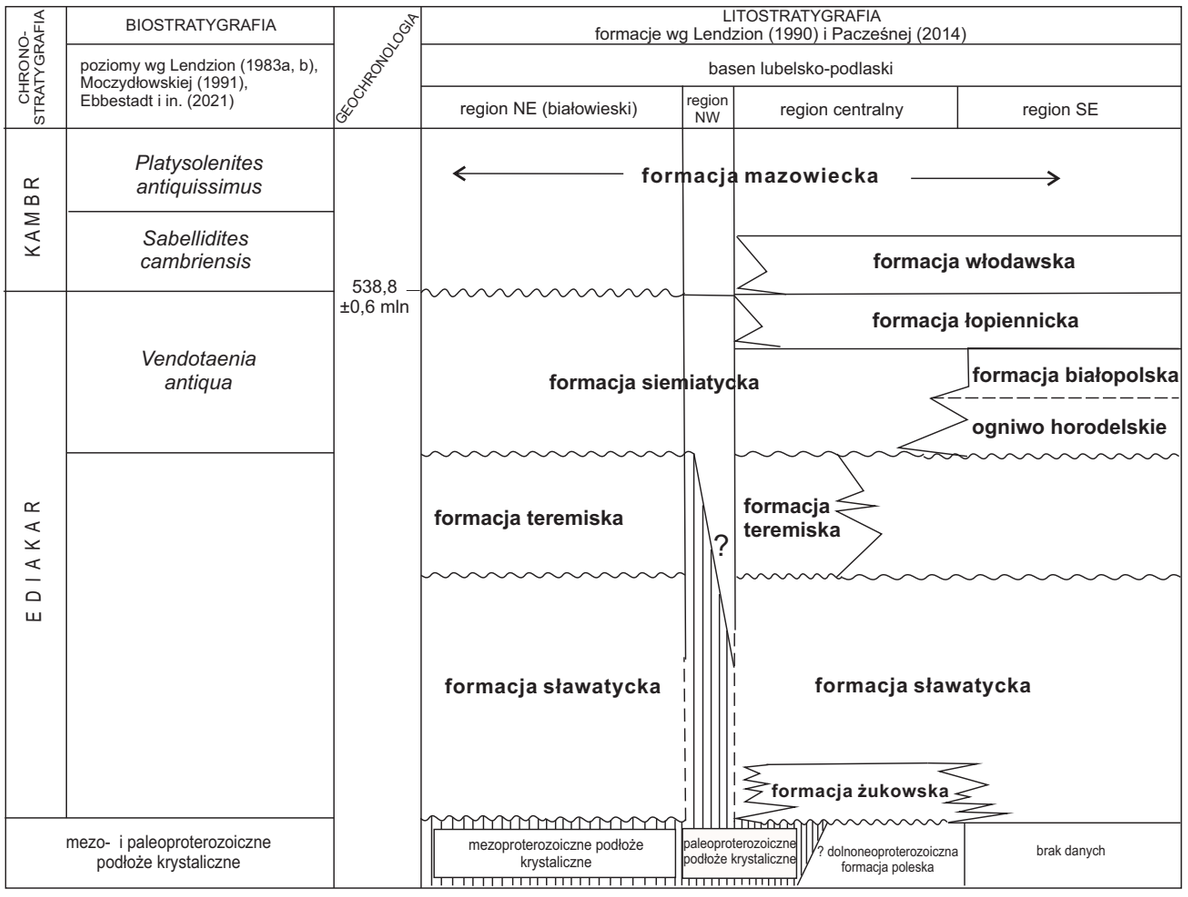


FIG. 7. Schemat podziału litostratygraficznego utworów ediakaru w basenie lubelsko-podlaskim (wg Pacześnej, 2014, zaktualizowano i zmieniono; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b)

umożliwił przeprowadzenie badań składu izotopowego zawartego w niej węgla organicznego C_{org} (Strauss i in., 1997). Krzywa wahań $\delta^{13}C_{org}$ wykazała trzy minima jego wartości, występujące w obrębie ediakarskiego fragmentu profilu, po których – w jego dolnokambryjskiej części – wystąpiła maksymalna jego wartość (Strauss i in., 1997; fig. 3, 4). Identyczny zapis wahań krzywej izotopowej stwierdzono w równowiekowych węglanowych utworach Syberii (Strauss i in., 1997; fig. 5), co umożliwiło korelację między paleokontynentami Bałtyki i Syberii. Podobny zapis wahań krzywej izotopowej $\delta^{13}C_{org}$ w ediakarze i najniższym kambrze jest notowany w wielu równowiekowych profilach na świecie (np. Topper i in., 2022 i literatura tam cytowana).

1.6. BIOSTRATYGRAFIA

Jolanta Pacześna

Jedynym wydzieleniem biostratygraficznym w utworach ediakaru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jest poziom *Vendotaenia antiqua* z przewodnim gatunkiem sinic *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya, który został zdefiniowany i wydzielony przez Lendzion (1983b) w najwyższej części profili ediakaru w rejonie lubelskim. Przenosząc do górnego ediakaru poziom *Sabellidites cambriensis*, tradycyjnie definiowany jako dolnokambryjski (Lendzion, 1983a, b), Moczydłowska (1991) utworzyła poziom zespołowy *Sabellidites-Vendotaenia* charakterystyczny dla górnego ediakaru. Taka pozycja stratygraficzna poziomu *Sabellidites-Vendotaenia* była stosowana przez większość badaczy do momentu stwierdzenia współwystępowania gatunku *Sabellidites cambriensis* z ichnogatunkiem *Treptichnus pedum* w profilach terenewu (najniższego kambru) półwyspu Digermul w północnej Norwegii, czyli (przyjmując ediakarski układ paleogeograficzny) – w NE części Bałtyki. Korelacja profilu północnonorweskiego ze stratotypowym profilem dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy ediakar/kambr na półwyspie Burin w SE Nowej Fundlandii oraz z innymi profilami na Bałtyce, w tym z polskim profilem w otworze wiertniczym Łopiennik IG 1 z rejonu lubelskiego, potwierdziła przynależność wcześniej wyróżnianego poziomu *Sabellidites cambriensis* do najniższego terenewu (najniższego kambru) (Ebbestadt i in., 2021 i literatura tam cytowana; fig. 11). Działania powyższe umożliwiły reinterpretację pozycji stratygraficznej poziomu *Sabellidites cambriensis* i jego powtórne zaliczenie do najniższego kambru, przywracając tym samym klasyczną interpretację jego pozycji stratygraficznej (Lendzion, 1983a, b i literatura tam cytowana).

Plechy sinic *Vendotaenia antiqua* tworzą charakterystyczne, masowe nagromadzenia w warstewkach czarnych iłowców i mułowców, w drobnolaminowanych (miąższość warstewek nie przekracza 1 mm) heterolitach iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych, zdeponowanych w strefie mieszanych równi pływowych, w estuariowych osadach formacji łopiennickiej basenu lubelsko-podlaskiego (fig. 12; Pacześna, 2010). Ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych utwory ediakaru w basenie bałtyckim pozostają chronostratygraficznie nierozdzielone od nadległych utworów kambru (fig. 10; np. Lendzion,1983a, b; Jaworowski, 1997).

1.7. MAGMATYZM

Ewa Krzemińska

Przejawy aktywności magmowej w ediakarze są notowane w co najmniej kilku lokalizacjach po obu stronach strefy Teisseyre'a-Tornquista, reprezentujących różne genetycznie jednostki geologiczno-strukturalne: brzeg platformy wschodnioeuropejskiej i platforma zachodnioeuropejska z terranem brunowistulikum. Mimo podobnego interwału czasu są związane z różnymi etapami ewolucji swoich macierzystych bloków litosferycznych. Procesy generowania magm były spowodowane: 1) końcową fazą ryftowania na brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego i ostatecznym rozpadem superkontynentów Rodinii/Pannocji przez otwarcie oceanu Japetus i Morza Tornquista (np. Bingen i in., 1998; Cawood, Pisarevsky, 2006, Pisarevsky i in., 2008), oraz 2) dwuetapowym tworzeniem superkontynentu Gondwany z głównymi fazami (apogeum) zdarzeń orogenicznych budujących nową skorupę (Collins, Pisarevsky, 2005; Cawood, Buchan, 2007; Cawood i in., 2021).

Defragmentacja Rodinii była procesem długotrwałym, trwającym od 780 do 541 mln lat temu (Meert, Torsvik, 2003; Li i in., 2008). Jednak na obszarze wschodniej Polski stadium ryftowe zaznaczyło się dopiero w późnym neoproterozoiku, przybierając formę wzmożonej aktywności wulkanicznej o cechach geochemicznych bazaltów kontynentalnych (Bakun-Czubarow i in., 2000; Białowolska, Bakun-

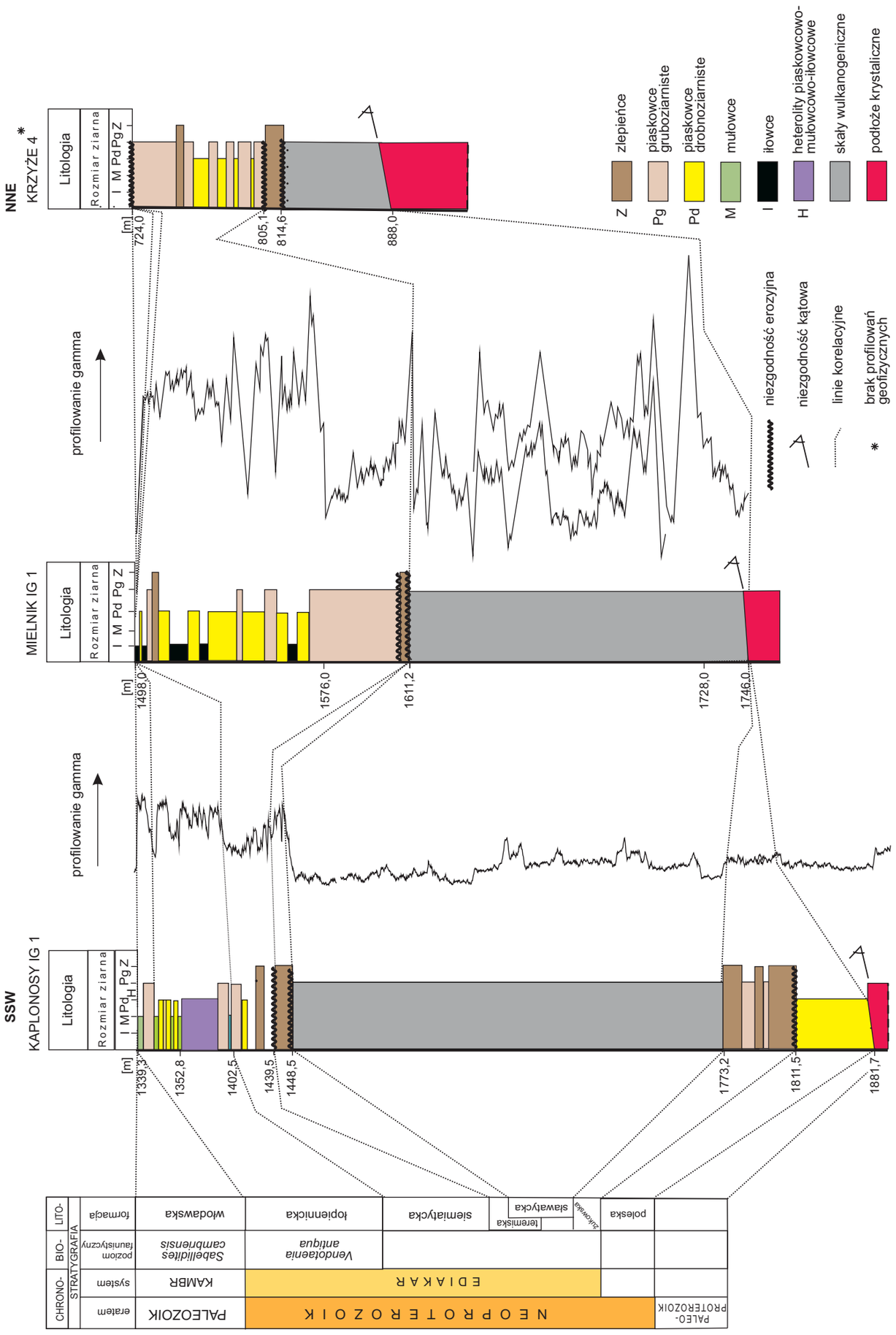


FIG. 8. Korelacja jednostek litostratygraficznych ediakaru w NE i wschodniej części basenu lubelsko-podlaskiego (wg Pacześnej, 2014, zaktualizowano i zmieniono; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b)

1 Polska część platformy wschodnio-europejskiej

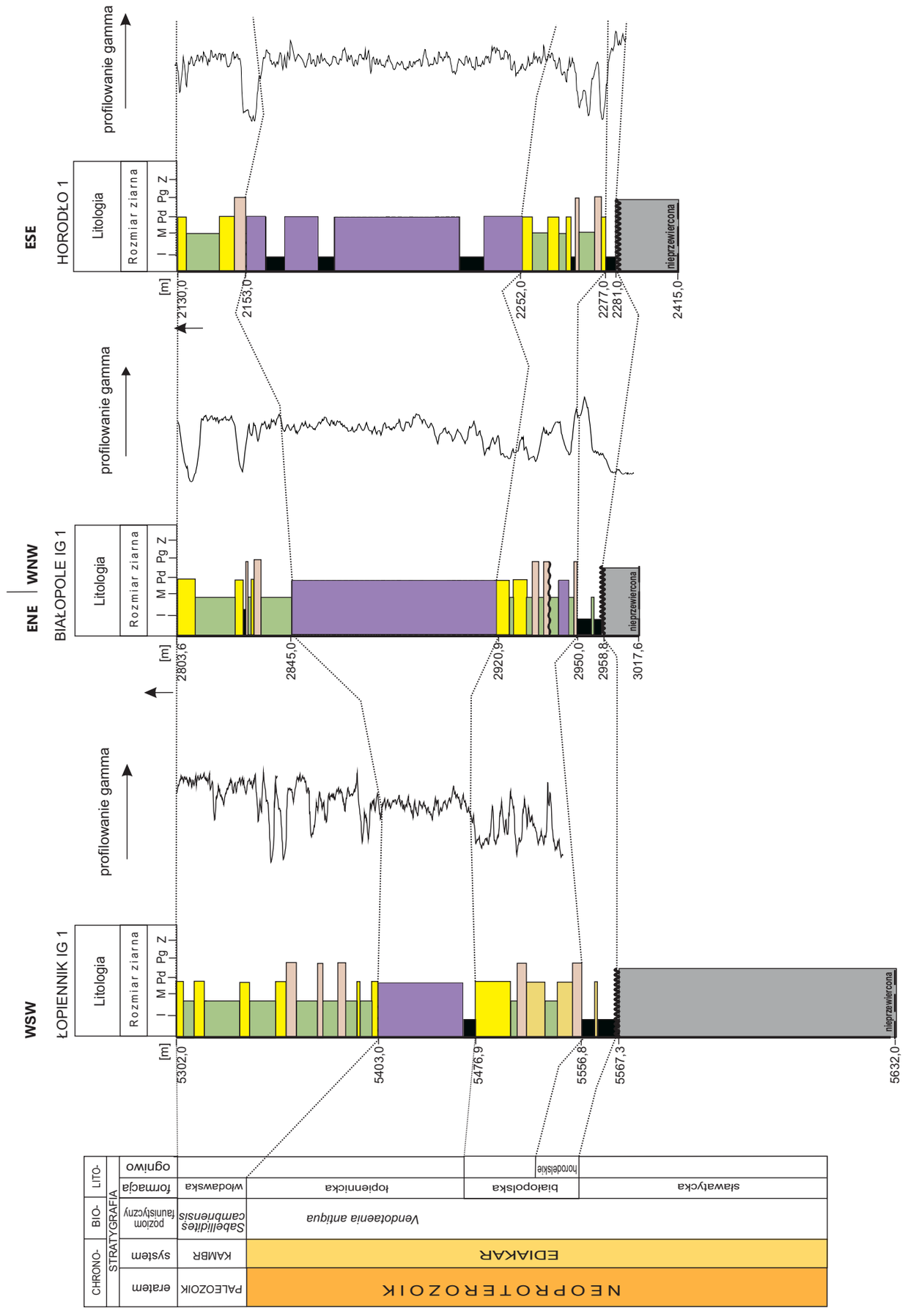


FIG. 9. Korelacja jednostek litostratygraficznych ediakaru w SE części basenu lubelsko-podlaskiego (wg Pacześnej, 2014, zaktualizowano i zmieniono; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); objaśnienia jak na figurze 8

TAB. 1. Jednostki litostratygraficzne ediakaru w basenie lubelsko-podlaskim

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia / facje i dalszy podział	Uwagi
Formacja żukowska	20,0–58,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie, wołyńska prowincja wulkaniczna	badania litostratygraficzne: Znosko (1965); seria żukowska – Areń (1978a, b; Areń i in., 1979); nieformalny termin seria żukowska – Areń (1982); procedura formalizacyjna: Pacześna (2014); petrograficzne: Juskowiakowa (1971); tektonodepozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002), Pacześna (2006); stratygraficzno-sekwencyjne: Pacześna, Poprawa, (2005a, b); sedymentologiczne: Pacześna (2010)	profil otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1: głęb. 1773,2–1811,1 m (wg próbek rdzeniowych; wg pomiarów geofizycznych: 1775,2–1814,2 m)	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	centralna część lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego – zlepieńce polimiktyczne, SE część wspomnianego basenu – zlepieńce monomiktyczne, zbudowane z klastów skał podłoża krystalicznego, piaskowce gruboziarniste o zabarwieniu brunatnym, podrzędnie występują brunatne mułowce. Depozycja lądowa, w korytach żwirodennych rzek roztokowych	–
Formacja sławatycka	19,0–317,2	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie, wołyńska prowincja wulkaniczna	badania litologiczno-stratygraficzne: Znosko (1965); seria sławatycka – Lendzion (1962, 1968); petrograficzno-geochemiczne: Juskowiakowa (1971); Szczepanowski (1974); Bakun-Czubarow i in. (2000); Krzemińska (2005); stratygraficzne: Areń (1978a, b; Areń i in., 1979); Vidal, Moczydłowska (1995); tektonodepozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002), Pacześna (2006); stratygraficzno-sekwencyjne: Pacześna, Poprawa (2005a, b); litostratygraficzne – procedura formalizacyjna: Pacześna (2014); geochronologiczne: Compston i in. (1995); Poprawa i in. (2020); Krzemińska i in. (2022)	profil otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1: głęb. 1456,0–1773,2 m (wg próbek rdzeniowych; wg pomiarów geofizycznych: 1458,0–1775,2 m)	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	skały wylewne – bazalty, sporadycznie melafiry (fig. 13B) i porfiry; skały piroklastyczne – szarozielone tufy lapillowe, grubopopiołowe i drobnopopiołowe (fig. 13C, D); skały epiwulkanoklastyczne – brekcje bazaltowe (fig. 13A), zlepieńce tufitowe, gruboziarniste piaskowce tufitowe; bazalty reprezentują wewnątrzpłytowe, kontynentalne środowisko erupcji law. Utwory piroklastyczne zostały zdeponowane w wyniku erupcji typu fal piroklastycznych oraz erupcji typu opad. Utwory epiwulkanoklastyczne to osady rzek i strumieni roztokowych	datowania izotopowe metodą U-Pb na cyrkonach, w kolejności stratygraficznej: 580 ±10 mln[2]; 564 mln [2]; 562 mln[2]; 564 mln[2]; 550 mln[1]; 547 ±6 mln[3]
Formacja teremiska	9,5–10,6	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, wołyńska prowincja wulkaniczna	formacja wykreowana i sformalizowana przez Pacześną (2014); badania petrograficzne: Juskowiakowa (1971); tektonodepozycyjne: Pacześna (2006); sedymentologiczne: Pacześna (2014), geochronologiczne: Poprawa i in. (2020); Krzemińska i in. (2022); geochemiczne (Środoń i in., 2023)	profil otworu wiertniczego Krzyże 4: głęb. 805,1–814,6 m (wg próbek rdzeniowych)	występuje lokalnie w NE części regionu podlaskiego i E części regionu lubelskiego	polimiktyczne, gruboklastyczne zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym, składające się z dobrze obtoczonych i wydłużonych lub owalnych klastów skał podłoża krystalicznego, bazaltów (fig. 13E) i tufów tkwiących w spoiwie żelazisto-ilastym. W profilu Kaplonosy IG 1 w obrębie warstwy zlepieńców występują warstwy drobnopopiołowych i lapillowych tufów. Jajowaty i dyskoidalny kształt dobrze obtoczonych (fig. 13F) klastów w zlepieńcach wskazuje na transport i depozycję w korytach rzek roztokowych, zasilanych w materiał skał wulkanicznych, pochodzących z obszaru wulkanicznej prowincji wołyńskiej. Tufy w formacji teremiskiej są związane z erupcją piroklastyczną w końcowej fazie późnoediakarskiej działalności wulkanicznej na paleokontynencie Bałtyki (Pacześna, 2014; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Inną interpretację genezy zlepieńców formacji teremiskiej podali Środoń i in. (2023), definiując je jako paleoglebę	–
Formacja siemiatycka	21,0–111,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego, obniżenie podlaskie	formacja sformalizowana przez Pacześną (2014); badania litologiczno-stratygraficzne: seria kruszyniańska – Lendzion (1963, 1970); Areń (1978a, b; 1982; Areń i in., 1979); paleontologiczne i biostratygraficzne: Moczydłowska (1991), chemostratygraficzne: Strauss i in. (1997); sedymentologiczne: Pacześna (2006, 2010)	profil otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1: głęb. 1400,0–1445,4 m (wg próbek rdzeniowych; wg pomiarów geofizycznych: 1401,4–446,4 m)	SE i E część regionu lubelskiego oraz NE i E część regionu podlaskiego	NE część lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego (rejon Białowieży) – bardzo gruboziarniste, pstre i brunatne piaskowce, podrzędnie zlepieńce polimiktyczne (fig. 17A), osadzone na stożkach aluwialnych; centralna część basenu – dominacja średnio- i drobnoziarnistych piaskowców (fig. 17B) oraz rejon skrajnie południowego występowania formacji – piaskowce drobnoziarniste z dużym udziałem mułowców, stanowiące produkt sedymentacji w korytach rzek anastomozujących (fig. 17C,D); E część basenu w regionie lubelskim – piaskowcowe osady rzek i strumieni roztokowych (Pacześna, 2010)	–
Formacja białopolska ogniwo horodelskie	29,0–90,4	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego	formacja sformalizowana przez Pacześną (2014); ogniwo horodelskie wykreowane i sformalizowane przez Pacześną (2014); Litostratygraficzne: Lendzion (1960, 1963); Areń (1978a, b; 1982, 1984; Areń i in., 1979); paleontologiczne i biostratygraficzne: Moczydłowska (1991); Vidal, Moczydłowska (1995); stratygraficzno-sekwencyjne: Pacześna, Poprawa (2005a, b); chemostratygraficzne: Strauss i in., 1997; sedymentologiczne: Pacześna (2006, 2010)	profil otworu wiertniczego Białopole IG 1: formacja białopolska – głęb. 2920,9–2958,8 m (wg pomiarów geofizycznych: 2918,0–2960,0 m); ogniwo horodelskie – głęb. 2950,0–2958,8 m (wg próbek rdzeniowych)	występuje tylko w SE części regionu lubelskiego	jasno- i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste oraz mułowce i iłowce; w warstwach piaskowców wyraźne powierzchnie erozyjne w spągu oraz liczne klasty iłowców, które wraz z niskokątowym, bimodalnym warstwowaniem przekątnym, przekątną laminacją riplemarkową, laminacją smużystą, falistą i soczewkową oraz diapirami mułowymi i wskazują, że osady formacji były deponowane w kanałach pływowych strefy niżej-pływowej (Pacześna, 2010a); czarne i ciemnoszare iłowce ogniwa horodelskiego były deponowane w zatoce centralnej estuarium	występowanie akritarch: *Leiosphaeridia* sp.; sinice *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya. Poziom *Vendotaenia* (Lendzion, 1983a,b); poziom *Sabellidites-Vendotaenia* (Moczydłowska, 1991); poziom *Vendotaenia antiqua* (Ebbestadt i in., 2021)
Formacja łopiennicka	20,8–100,0	wschodnia i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnio-europejskiego	badania litostratygraficzne: seria lubelska: Lendzion (1963, 1970); Areń (1978a, b; 1982; Areń i in., 1979); Pacześna (2014) wprowadziła nową nazwę – formacja łopiennicka i przeprowadziła procedurę formalizacji; paleontologiczne i biostratygraficzne: Pacześna (1985, 1986, 1989); Moczydłowska (1991); Vidal, Moczydłowska (1995); ichnologiczne: Pacześna: (1996); sedymentologiczne: Pacześna (2006, 2010); tektonodepozycyjne: Poprawa, Pacześna (2002); Pacześna (2006); stratygraficzno-sekwencyjne: Pacześna, Poprawa (2005a, b); chemostratygraficzne: Strauss i in. (1997)	profil otworu wiertniczego Łopiennik IG 1: głęb. 5403,0–5476,9 m (wg próbek rdzeniowych; wg pomiarów geofizycznych: 5405,5–5479,0 m)	występuje w centralnej i SE części regionu lubelskiego	bardzo drobnolaminowane (miąższość lamin nie przekracza 1 mm) heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe; w strefie północnego zasięgu formacji łopiennickiej – profile Parczew IG 10, Radzyń IG 1 i Kaplonosy IG 1, w kompleksie heterolitów wzrasta udział przewarstwień piaskowców o miąższości do 25 cm; ku SW heterolity tworzą monolitologiczny kompleks skalny – heterolity reprezentują pakiety rytmitów pływowych, będących zapisem pływowych cykli syzygijno-kwadraturowych (fig. 18A–E); rytmity pływowe były deponowane na pływowych równiach mieszanych, piaszczystych i rzadziej mułowych (Pacześna, 2010a)	występowanie akritarch: *Leiosphaeridia* sp.; sinice: *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya (fig. 12A,B); skamieniałości śladowe: *Planolites montanus* Richter, *Torrowangea rosei* Webby, *Helminthopsis irregularis* (Schäfhautl), *Palaeopascichnus delicatus* Palij, *Gordia* sp., *Cochlichnus* sp. Poziom *Vendotaenia* (Lendzion, 1983a,b); poziom *Sabellidites-Vendotaenia* (Moczydłowska, 1991); poziom *Vendotaenia antiqua* (Ebbestadt i in., 2021)
Formacja żarnowiecka	150,0	północna Polska, obniżenie bałtyckie na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego	badania litologiczne i sedymentologiczne: Jaworowski (1979, 1997, 2011), Jaworowski, Sikorska (2003); litostratygraficzne: opisana pod nazwą formacja smołdzińska przez Bednarczyka, Tumau-Morawską (1975); Lendzion (1978, 1983a, b; Lendzion w Mens i in., 1990); stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); petrograficzne: Sikorska (1988, 1998, 2000a)	profil otworu wiertniczego Żarnowiec IG 1, głęb. 3201,1–3236,5 m (Lendzion w Mens i in., 1990)	N Polska, Pobrzeże Kaszubskie	piaskowce gruboziarniste i średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste, kwarcowe, częste zlepieńce polimiktyczne, rzadkie, cienkie warstwy mułowców i iłowców; utwory formacji żarnowieckiej były deponowane w środowiskach kontynentalnych, na stożkach aluwialnych i równiach aluwialnych (Jaworowski, 1979, 1997; Jaworowski, Sikorska, 2003)	Chronostratygrafia: ediakar–kambr, terenew (kambr dolny); ze względu na brak wskaźników biostratygraficznych utwory formacji żarnowieckiej pozostają nierozdzielone chronostratygraficznie (fig. 10) od zalegającej wyżej formacji klukowskiej umownie zaliczanej do terenewu (dolnego kambru) (Jaworowski, 2011); góma część formacji żamowieckiej reprezentowanej przez utwory przejściowe, lądowo-morskie, przechodzi w sposób ciągły w nadległą formację klukowską, która osadziła się w środowisku morskim, na co wskazują pionowe norki mieszkalne *Monocraterion* isp., *Skolithos linearis*, *Diplocraterion parallelum* morskich filtratorów

Ediakar – geochronologia wg: [1] Compstona i in. (1995); [2] Poprawy i in. (2020); [3] Krzemińskiej i in. (2022)

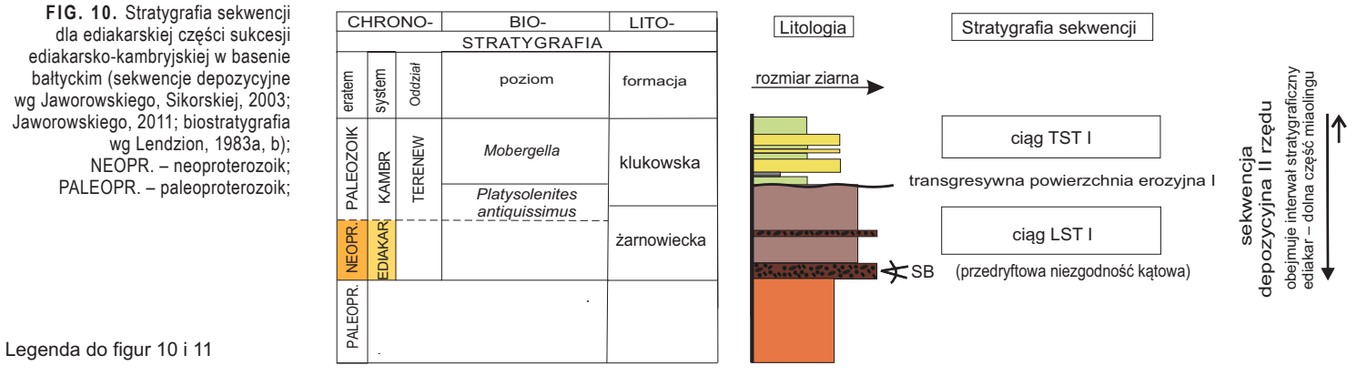


FIG. 10. Stratygrafia sekwencji dla ediakarskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie bałtyckim (sekwencje depozycyjne wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2003; Jaworowskiego, 2011; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); NEOPR. – neoproterozoik; PALEOPR. – paleoproterozoik;

Legenda do figur 10 i 11

- arkozy
- piaskowce drobnoziarniste
- mułowce
- iłowce
- skały wulkanogeniczne
- podłoże krystaliczne
- zlepieńce

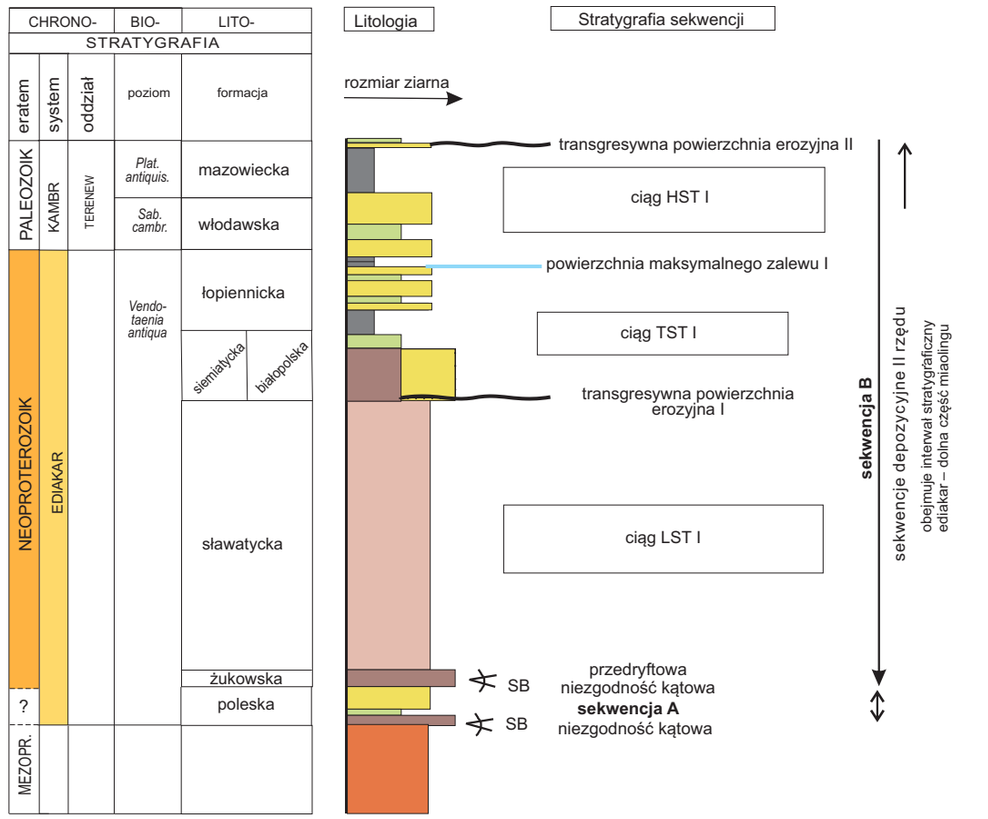


FIG. 11. Stratygrafia sekwencji dla ediakarskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie lubelsko-podlaskim (wg Pacześnej, Poprawy, 2005; Pacześnej, 2010, biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b); MEZOPR. – mezoproterozoik; *Sab. cambr.* – *Sabellidites cambriensis* *Plat. antiquis.* – *Platysolenites antiquis*

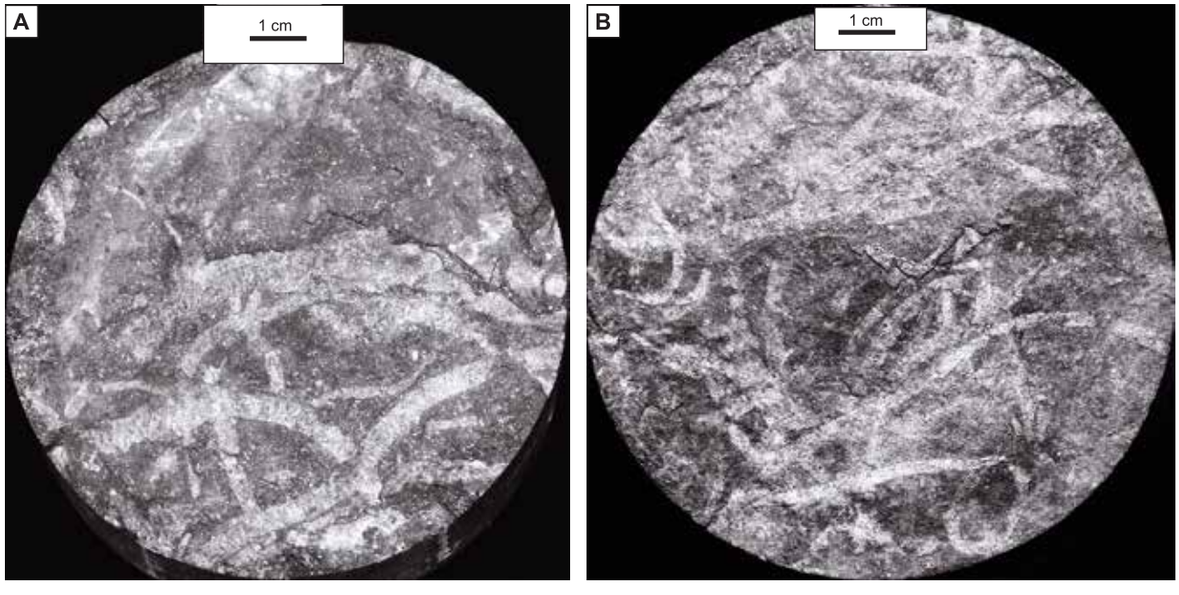


FIG. 12. Charakterystyczne, masowe nagromadzenia plech sinic *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya w czarnych iłowcach estuarium lubelskiego w basenie lubelsko-podlaskim, górny ediakar, formacja białopolska, ogniwo horodelskie, otwór Łopiennik IG 1:
A – *Vendotaenia antiqua* forma *quarta* Gnilovskaya, głęb. 5558,8 m;
B – *Vendotaenia antiqua* forma *tertia* Gnilovskaya, głęb. 5551,6 m

Czubarow, 2002; Emetz i in., 2004; Krzemińska, 2005; Shumlyanskyy i in., 2007; Shumlyanskyy, 2012). Magmatyzm ryftowy zapisał się w postaci licznych pokryw bazaltowych i pikrytowych (maficznych, bogatych w magnez) oraz poziomów piroklastycznych, tefr, tufów (głównie proksymalnych) oraz aglomeratów tufowo-lawowych (Juskowiakowa, 1971; Poprawa i in., 2020) (fig. 13). Skały te są notowane wzdłuż SW brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego oraz w niestabilnej strefie granicznej pomiędzy Fennoskandią a Sarmacją, w obrębie zamarłego ryftu (aulakogenu Orsza-Wołyń), który przebiega ukośnie do zachodniej krawędzi kratonu. Strefa aktywna wulkanicznie objęła basen lubelsko-podlaski we wschodniej Polsce, a także SE Białoruś, NW Ukrainę (Wołyń) do północnej Mołdawii, łącznie tworząc wołyńską prowincję pokryw bazaltowych, nazywaną również wołyńską prowincją wulkaniczną, która ze względu na duży obszar oraz względnie krótki interwał aktywności wulkanicznej jest zaliczana do kategorii dużych prowincji magmowych (Shumlyanskyy i in., 2007, 2016; Nosova i in., 2008).

W basenie lubelsko-podlaskim skały wulkanogeniczne są dostępne jedynie w otworach wiertniczych. Występują one na głęb. ok. 410 m – w rejonie otworów Kruszyniany 1–6, 880 m – w otworze Krzyże 4, natomiast w południowej części basenu pojawiają się na głęb. ok. 3017 m – w otworze Białopole IG 1 oraz 5630 m – w otworze Łopiennik IG 1. Na Ukrainie i Białorusi głębokość zalegania skał wulkanogenicznych jest mniejsza. Pokrywy lawowe są też obecne w naturalnych odsłonięciach na obszarze Ukrainy, na Wołyniu, np. w Janowej Dolinie (Bakun-Czubarow i in., 2002). W skali całej prowincji miąższość utworów wulkanogenicznych jest zmienna i wynosi od 70 m na północy do 350 m lub więcej na południu, na obszarze Ukrainy. W rejonie Wołyń–Dniestr miąższość wulkanitów dochodzi do 500 m (Shumlyanskyy i in., 2016). W Polsce w wulkanogenicznej formacji sławatyckiej w basenie lubelsko-podlaskim, oprócz skał wylewnych w postaci pokryw bazaltowych, wyróżniono piroklastyki: tufy, tufity (fig. 14, 15) oraz skały epiwulkanoklastyczne z przewarstwieniami tufów, zawierające okruchy zniszczonych już bazaltów (Juskowiakowa, 1971).

Czas aktywności wulkanicznej został wyznaczony głównie na podstawie datowania izotopowego metodą U-Pb na cyrkonach. Wyniki (tab. 2) obejmują próbki tufów z obszaru Polski (Compston i in., 1995; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022), bazaltów i tufów Białorusi oraz bazaltów, tufów i bentonitów Ukrainy i Mołdawii (Shumlyanskyy i in., 2007, 2016; Kuzmienkova i in., 2011; Paszkowski i in., 2019; Środoń i in., 2023). Datowane wulkanity pochodzą z różnych miejsc w obrębie basenu i różnych odcinków sukcesji wulkanogenicznej. Rejonem o największej miąższości (350 m) i frekwencji potoków lawowych, łącznie z pokrywą lawy pikrytowej w spągu i warstwami proksymalnych piroklastyków, wydają się być okolice Kaplonosów (otwór wiertniczy Kaplonosy IG 1). Największe i najbardziej kompletne nagromadzenie skał wulkanogenicznych wskazuje, że w pobliżu tego wiercenia było rozwinięte jedno z ediakarskich centrów wulkanicznych.

Do badań wieku bezwzględnego wybrano warstwy tufu (w większości nieredeponowane), które reprezentują stratygraficznie odpowiednio najniższy i najwyższy pakiet piroklastyków (Krzemińska i in., 2022). Wiek depozycji oznaczony na podstawie najmłodszych ziaren cyrkonu został określony w pięciu próbkach z interwału głęb. 1450–1720 m w otworze wiertniczym Kaplonosy IG 1 oraz w próbkach z trzech innych otworów, zlokalizowanych na północ od otworu Kaplonosy IG 1 (tab. 2). Wiek fazy początkowej oszacowano na podstawie najstarszej populacji antekryształów, które pozostały jako relikty z początku aktywności magmowej. Wiek fazy końcowej jest rejestrowany w każdej próbce tufu przez najmłodsze kryształy cyrkonu piroklastycznego, które wykrystalizowały bezpośrednio z magmy tuż przed erupcją.

Pierwsze wylewy law w zachodniej części prowincji miały miejsce prawdopodobnie ok. 580 ±10 mln lat temu (Krzemińska i in., 2022), natomiast końcowe epizody efuzywne datowano na 547 ±6 mln lat. W ten sposób ramy czasowe wulkanizmu formacji sławatyckiej obejmują ok. 33 mln lat.

W Kaplonosach IG 1 wiek warstw tufu z kolejnych głębokości (tab. 2), w interwale o łącznej miąższości 270 m, wskazuje na czas kolejnych erupcji między 562 (głęb. 1587,6 m) a 550 mln lat temu (głęb. 1455 m). Wyjątkiem jest tu ostatnia próbka (głębokość powyżej 1450 m), pobrana z epiwulkanolastycznych, polimiktycznych zlepieńców formacji teremiskiej, stanowiących utwory rzek roztokowych (Pacześna, 2014) lub paleogleby (Środoń i in., 2023). Materiał do badań wieku nie pochodził zatem bezpośrednio z tufu (*in situ*), lecz ze zlepieńca o mieszanym materiale (otoczaki tufowo-lawowe) o spoiwie tufowo-epiwulkanoklastycznym. Jest bardzo prawdopodobne, że w takim wypadku wiek najmłodszych ziaren raczej odzwierciedla najliczniejszą lokalnie populację cyrkonów piroklastycznych, czyli geologicznie czas najbardziej intensywnej aktywności efuzywnej. Właśnie te najliczniejsze cyrkony o wieku 569–560 mln lat są obecne w tufach dystalnych i stanowią dominującą grupę wśród materiału piroklastycznego na Białorusi (Środoń i in., 2023).

Badania wieku poziomów tufowych w profilu o mniejszej miąższości (profil Krzyże 4) rejestrują depozycję zaledwie 14,4 m w ciągu 12 mln lat, pomiędzy 564 a 556 mln lat temu (Poprawa i in., 2020), mieszcząc się w ramach czasowych określonych na podstawie profilu Kaplonosy IG 1.

Kompilacja danych geochemicznych pierwiastków śladowych z tufów i law obszaru Polski, Białorusi i Ukrainy (Krzemińska i in., 2022) ujawniła stopniową ewolucję magm w całej wołyńskiej prowincji wulkanicznej. Skały zachowują jednak ogólną charakterystykę typową dla kontynentalnych pokryw bazaltowych. Występują

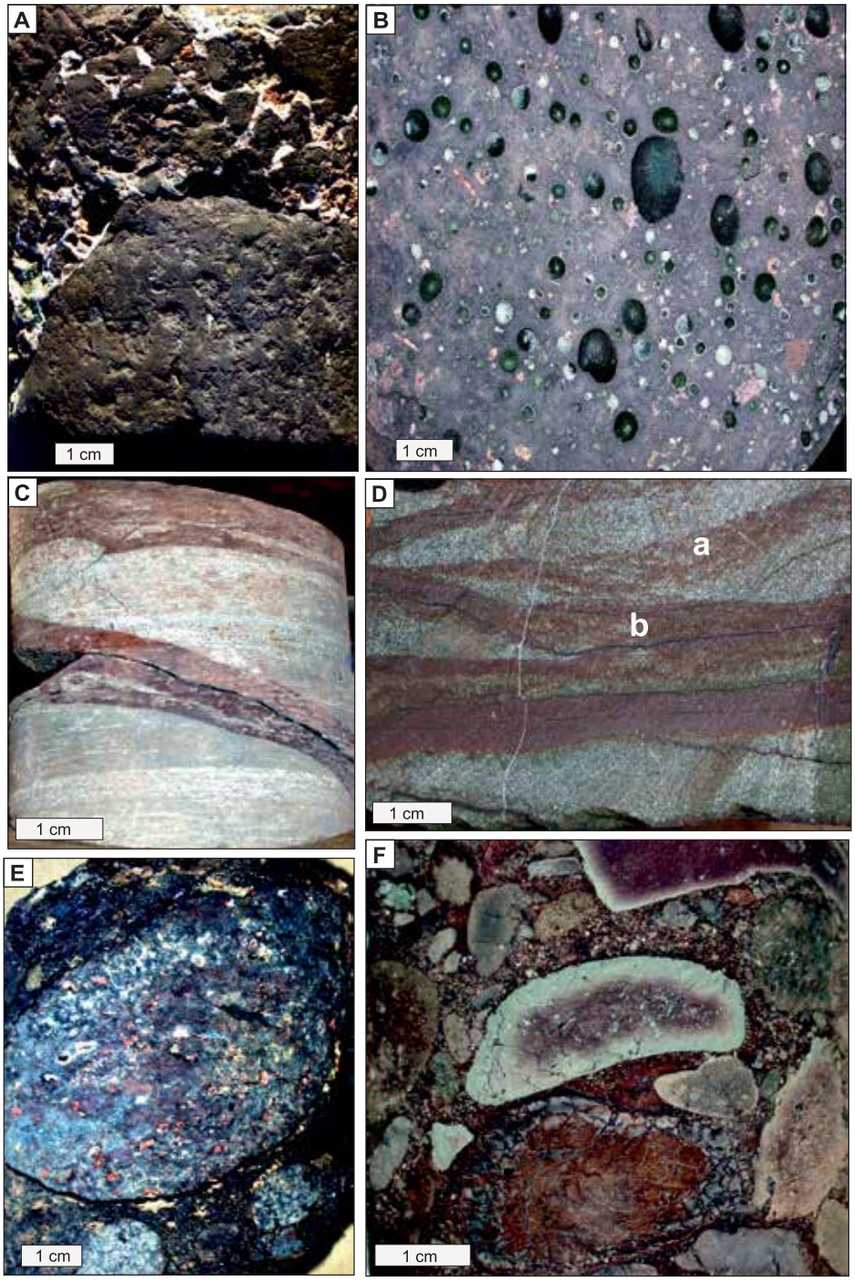


FIG. 13. Przykłady ediakarskich wulkanicznych skał wylewnych (A, B), piroklastycznych (C, D) i epiwulkanoklastycznych (E, F) z polskiej części wołyńskiej prowincji wulkanicznej:
A – brekcja bazaltowa spojona kalcytem, powierzchnia boczna rdzenia, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1530,0 m;
B – melafir, powierzchnia pozioma rdzenia, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1667,8 m;
C – wielkoskalowe warstwowanie przekątne w tufie drobnopopiołowym, powierzchnia boczna rdzenia, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1618,4 m;
D – przekątna laminacja riplemarkowa (a) i laminacja soczewkowa (b) w tufie drobnopopiołowym, przekrój pionowy rdzenia, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1625,4 m;
E – zlepieniec polimiktyczny z dużymi otoczakami skał wylewnych, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1454,9 m;
F – zlepieniec polimiktyczny, boczna powierzchnia rdzenia, otwór Krzyże 4, głęb. 813,5 m

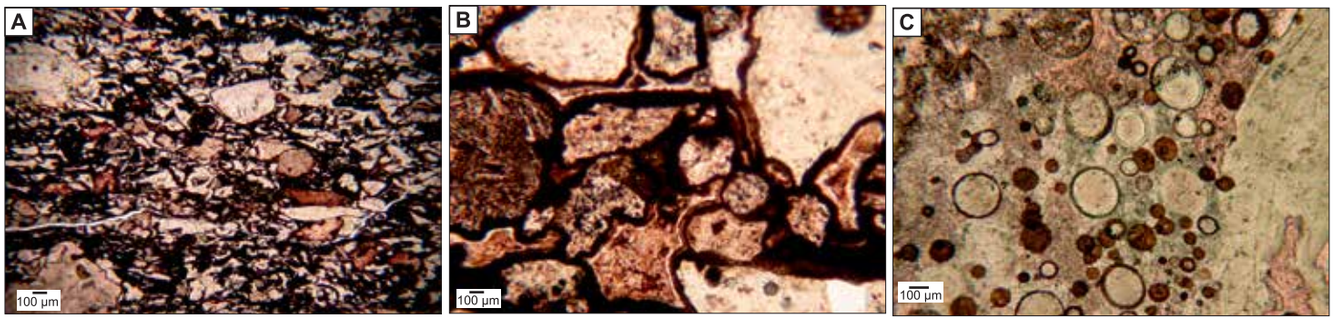


FIG. 14. Typy osadów wulkanoklastycznych (nieredeponowanych) z górnego ediakaru (570–547 mln lat temu) basenu lubelsko-podlaskiego (mikrofotografie, mikroskop optyczny, polaryzatory równoległe):
A – tuf średniopopiołowy, witro-litoklastyczny, widoczne przemiany szkliwa prowadzące do powstania brązowego lub żółto-pomarańczowego palagonitu, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5570,1 m;
B – tuf grubopopiołowy, litoklastyczny, słabo wysortowany, z ostrokrawędzistymi litoklastami, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1660 m;
C – tuf bogaty w pęcherzyki gazowe (pumeks), częściowo zrekrystalizowane i wypełnione (promieniście) włóknistym i masywnym zeolitem, otwór Krzyże IG 4, głęb. 868 m

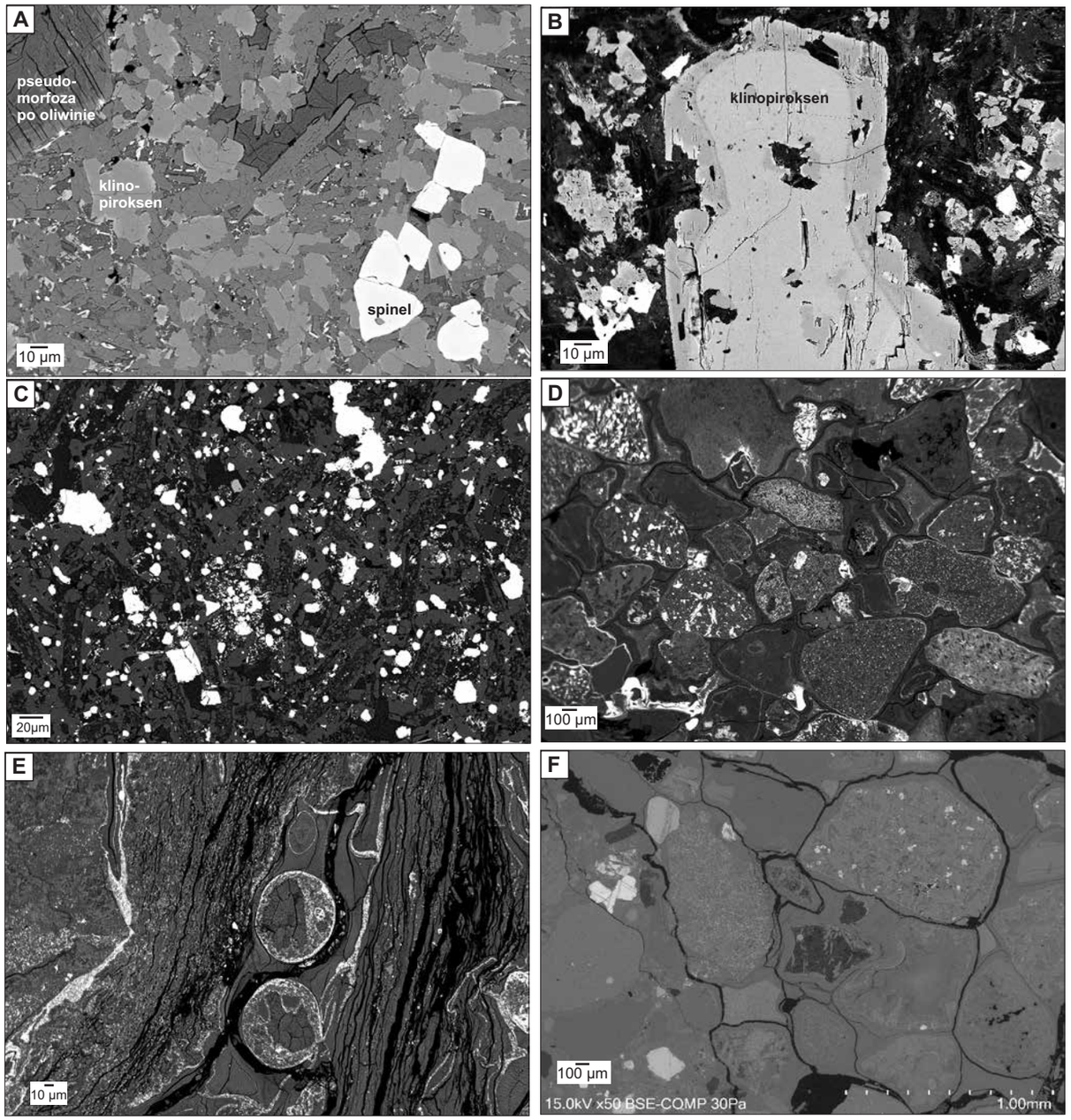


FIG. 15. Przykłady zróżnicowania i ewolucji górnoediakarskich skał wulkanogenicznych (formacja sławatycka) o cechach geochemicznych kontynentalnych bazaltów typu CFB: A–C – pokrywy lawowe; D–E – tufy proksymalne oraz F – spoiwo ze zlepieńca tufowo-epiklastycznego (formacja teremiska):
A – fenokryształy spotykane w bazaltach: oliwiny (tu: pseudomorfozy po oliwinie) w pikrytach, w tle złożonym z klinopiroksenów z Cr, pigeonitów, plagioklazów o składzie labradoru, spineli z Cr; otwór Wisznice IG 1, głęb. 413 m;
B – klinopiroksen o budowie pasowej w subalkalicznym bazalcie; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1695 m;
C – afanitowa tekstura w subalkalicznym bazalcie; otwór Krzyże IG 4, głęb. 897 m;
D – średnioziarnisty tuf litoklastyczny o składzie bazaltu andezytowego; otwór Mielnik IG 1, głęb. 1625 m;
E – drobnoziarnisty tuf o składzie riolitu z ostatniej warstwy z profilu otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1450 m (próbka datowana na wiek 546 ±5 mln lat);
F – spoiwo typowe dla zlepieńców formacji teremiskiej z widocznym redeponowanym materiałem piroklastycznym i epiklastycznym; otwór Zabłudów IG 1, głęb. 746 m. Mikrofotografie, mikroskop elektronowy, BSE

TAB. 2. Zestawienie danych geochronologicznych obejmujące polską, białoruską i ukraińską część wołyńskiej prowincji wulkanicznej

Lp.	Lokalizacja próbki	Głębokość [m]	Nazwa i typ skały wg Winchestera, Floyda (1977)	Faza wulkanizmu	Wiek U-Pb [mln lat]	Odchylenie standardowe ważone (MSWD)	Liczba autokryształów
Basen lubelsko-podlaski (Polska)			tufy				
1	Kaplonosy IG 1 [4]	>1450,0	gleba	–	569,9 ±0,2	0,21	4/13
2	Kaplonosy IG 1 [1]	1450,0	riolit	finalna	546 ±5	0,114	7/47
3	Kaplonosy IG 1 [1]	1455,0	riolit	finalna	550 ±5	0,87	8/47
4	Kaplonosy IG 1 [2]	1455,5	–	finalna	551 ±4	0,77	22
5	Kaplonosy IG 1 [3]	1558,0	subalkaliczny bazalt	główna	553 ±15	0,5	9/27
6	Kaplonosy IG 1 [3]	1587,6	subalkaliczny bazalt	główna	562 ±11	4,2	5
7	Kaplonosy IG 1 [1]	1720,0	andezyt	inicjalna	570 ±6	1,3	6/15
8	Krzyże IG 4 [3]	868,6	subalkaliczny bazalt	główna	556 ±17	0,007	7/12
9	Krzyże IG 4 [3]	869,6	subalkaliczny bazalt	główna	561 ±5	0,079	9/24
10	Krzyże IG 4 [3]	879,3	andesite	główna	563 ±7	0,15	5/19
11	Krzyże IG 4 [3]	881,8	subalkaliczny bazalt	główna	567 ±19	1,7	6/45
12	Krzyże IG 4 [3]	883,0	subalkaliczny bazalt	główna	567 ±5	0,098	12/19
13	Mielnik IG 1 [3]	1664,8	andezyt/bazalt	główna	563 ±11	–	9/39
14	Wisznice IG 1 [3]	<402,0	–	główna	556 ±11	4,3	6/8
Białoruś			nazwy skał zgodnie z cytowaniem				
15	Kob-34A- Kobryn [7]	517	tufit	warstwy górne	545 ±4	3,7	3
16	Kob-34B- Kobryn [7]		tufit/arkoza	warstwy górne	550 ±4	0,045	5
17	Kob-27A- Kobryn [7]	598	tufit	warstwy górne	560 ±5	2,3	3
18	Kob-32A- Kobryn [7]	598	arkoza/waka	warstwy górne	567 ±4	0,102	3
19	Kob-26 [4]	ok. 630	tuf	dolna	569,36 ±0,29	0,05	3
20	Kob-25 [4]	ok. 660	tuf	dolna	569,4 ±0,12	1,35	8
21	Kob-10 [4]	747	piaskowiec	dolna	569 ±4	0,72	3
22	Pińsk 45A [4]		piaskowiec	dolna	579 ±4	0,18	4
23	Pińsk 46A [4]		piaskowiec	dolna	579 ±4	2,2	3
			lawy				
24	Belarus [8]		riodacyt		557 ±9	1,14	5
25	5881/51.5-53 [6]		bazalt	dolna	571 ±13		3/8
26	Skveriki [6]		dacyt riolitowy	dolna	573 ±13	0,06	3/13
Ukraina			nazwy skał zgodnie z cytowaniem				
27	Ratne [5]		toleit	górna	549 ±29	0,68	4/8
28	Ratne [5]		riodacyt	górna	554 ±16	1,49	4/8
29	4529-3 [4]		gleba		566,74 ±0,12	2,24	9
30	Tashky-20 [4]		tuf		569,6 ±0,05	2,06	8
31	Dam-18LA [4]		bentonit		556,27 ±0,13	1,26	4
32	Dam-11 [4]		mułowiec		557,12 ±0,41	2,62	2
33	Dam-25 [4]		bentonit		555,98 ±0,15	1	5
34	Struha-5A/6A [4]		bentonit		556,62 ±0,26	1,82	3
35	Moh-1 [4]		bentonit		555,13 ±0,31	2,56	3
Mołdawia							
36	Otaci-1 [4]		bentonit		554,5 ±0,26	0,82	3

Dane U-Pb z basenu lubelsko-podlaskiego: [1] Krzemińska i in. (2022); [2] Compston i in. (1995); [3] Poprawa i in. (2020); dane U-Pb z Białorusi, Ukrainy i Mołdawii: [4] Środoń i in. (2023); [5] Shumlyanskyy i in. (2007); [6] Shumlyanskyy i in. (2016); [7] Paszkowski i in. (2019); [8] Kuzmienkova i in. (2011)

tu trzy możliwe do zidentyfikowania fazy magmatyzmu: początkowa, główna i końcowa (Krzemińska i in., 2022).

Początkowa faza była związana z wylewem bogatych w magnez law pikrytowych o małej objętości, po której pojawiła się erupcja tufu, z depozycją ok. 580 mln lat temu. Najstarsze pokrywy lawowe mają wyjątkowo niskie stężenie Zr i TiO_2 oraz podwyższoną zawartość Cr i Ni, ale geochemicznie odzwierciedlają raczej zmodyfikowane interakcje między górną skorupą a płaszczem litosferycznym (Krzemińska i in., 2022). Faza główna (ok. 567–551 mln lat temu) była najbardziej rozpowszechnionym, obfitym i dynamicznym przejawem działalności wulkanicznej. Ta faza rejestruje obecność licznych pokryw law i warstw tufu. Cechy geochemiczne świadczą o obecności subalkalicznych bazaltów do andezytu, z podwyższoną zawartością pierwiastków śladowych. Erupcje fazy końcowej (ok. 547 mln lat temu), reprezentowane przez najwyższą w profilu warstwę tufu zalegającą powyżej tufów datowanych uprzednio przez Compstona i in. (1995), były najmniej rozprzestrzenione. Fakt ten wskazuje na stopniowe wyczerpywanie się zasobów magmy w komorach magmowych i wygasanie aktywności wulkanicznej w polskiej części wołyńskiej prowincji wulkanicznej.

Podobnie badania ewolucji aktywności wulkanicznej w części wschodniej wołyńskiej prowincji wulkanicznej, tj. na Białorusi, w Ukrainie i Mołdawii, potwierdzają, że ta aktywność miała dwa etapy (Środoń i in., 2023). Pierwsza faza magmatyzmu maficznego i felzytowego charakteryzowała się erupcjami licznych potoków lawy bazaltowej i trwała od ok. 580 do 567 mln lat temu; druga faza piroklastycznego, felzytowego magmatyzmu, bez law, trwała od 567 do ok. 545 mln temu.

Geochemicznie magma wykazuje kontaminację, w tym wzbogacenie w krzemionkę oraz cyrkon. Powszechna kontaminacja magm, w tym pikrytowych, została wykazana (Shumlyanskyy i in., 2018) na podstawie składu izotopowego tlenu w pikrytach z profilu utworów wulkanogenicznych z otworu Kaplonosy IG 1. Uzyskano wartości $\delta^{18}O$ (7,6–7,8‰), tj. o ok. 2–2,5‰ wyższe niż spodziewano się w magmach pochodzących z płaszcza.

Tufy zwykle wykazują zbliżony trend zawartości pierwiastków śladowych do próbek lawy, potwierdzając ich pokrewieństwo genetyczne. Główne czynniki wpływające na ostateczną charakterystykę geochemiczną identyfikowane przez projekcję Th/Nb-Ti/Yb (Pearce i in., 2021) dokumentują dużą dyspersję składu magm.

W pokrywach lawowych i warstwach tufów jest widoczny wpływ kontaminacji materiałem skorupowym i przemiany hydrotermalne, w tym wczesnohydrotermalna mineralizacja miedziowa (miedź rodzima), występująca na Ukrainie oraz w profilu Kaplonosy IG 1 (Juskowiakowa, 1971; Emetz i in., 2004). Późniejszy etap przemian hydrotermalnych przebiegał już w paleozoiku. Zidentyfikowano dwa nakładające się na siebie procesy zmian: ediakarską przemianę hydrotermalną, wywołaną przez cyrkulację podgrzanych wód meteorycznych i ich cyrkulację w stygnących bazaltach, oraz niskotemperaturowe przemiany potasowe przebiegające w zbliżonym czasie do aktywności kaledońskiej lub waryscyjskiej (Środoń i in., 2019).

1.8. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

1.8.1. Basen bałtycki

Spektrum sedymentacyjne basenu tworzą osady stożków aluwialnych powstałe zarówno w ich proksymalnych, jak i dystalnych częściach oraz na aluwialnych równiach roztokowych i zalewowo-warstwowych, zaliczone do formacji żarnowieckiej. Utwory formacji powstały w środowiskach lądowych, w klimacie półsuchym, z okresowymi nawalnymi opadami. Były deponowane w warunkach intensywnych, synsedymentacyjnych ruchów wynoszących obszary alimentacyjne, z których materiał okruchowy był znoszony na stożki aluwialne i równie roztokowe, usytuowane na przedpolu aktywnych, silnie erodowanych skarp uskokowych na obszarze wielkiego półrowu, stanowiącego północny fragment ryftu Teisseyre'a-Tornquista.

Skład mineralny materiału klastycznego i jego analiza chemiczna wskazują na kratoniczne źródła materiału klastycznego, pochodzącego z pasywnego brzegu kontynentu (Sikorska, 2000). Obszary alimentacyjne znajdowały się na zachód od basenu, na zewnątrz od współcześnie rozumianej zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, lub na wschód od basenu, w strefach marginalnych. Innym obszarem, zasilającym półrów bałtycki w materiał klastyczny, był – wynoszony i silnie erodowany, zlokalizowany na północ od rowu – rejon tarczy bałtyckiej.

Wzdłuż zachodniego ramienia ryftu, spoza kratonicznych obszarów ryftowych, materiał klastyczny był dostarczany do rozbudowujących się tam stożków aluwialnych. Na wschodzie, u podnóża przeciwległych skarp uskokowych, powstały stożki: ciechanowski, olsztyński i bałtycki (fig. 16). Wzdłuż północnych krawędzi uskokowych, z materiału znoszonego przez rzeki i strumienie roztokowe, były deponowane aluwialne stożki, obecnie stwierdzane wierceniami pod dnem Bałtyku (Jaworowski, Sikorska, 2003, 2010; fig. 16).

1.8.2. Basen lubelsko-podlaski

Po zakończeniu aktywności wulkanicznej w basenie lubelsko-podlaskim, w wyniku otwarcia hydrologicznego depocentrów, rozprzestrzenił się osiowy drenaż piaskodennych rzek i strumieni roztokowych (Pacześna, 2006). Trwał on w północnych i NE rejonach podlaskiej części basenu aż do początków wczesnego kambru. W tym samym czasie, na południe i SE od rejonów objętych aluwialnym systemem depozycyjnym, w wyniku postępującej z południa i SE transgresji morskiej zaczął się rozwijać estuariowy system depozycyjny, który również trwał w tym rejonie do początków kambru. Opisany wyżej rozwój sedymentacji w późnoediakarskim lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym skutkował powstaniem przestrzennie zregionalizowanej, obocznej, lateralnej zmienności facji (Pacześna, 2010).

Do grupy proksymalnych, najbardziej gruboziarnistych (z dominacją zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych) profili położonych w pobliżu obszarów alimentacyjnych należą profile otworów: Krzyże IG 4, Kaplonosy IG 1 oraz Parczew IG 1 (fig. 17A–B). Zlewnię roztok, płynących w rejonie wyżej wymienionych profili, zasilały intensywnie wietrzejące wyniesione obszary paleoproterozoicznych i mezoproterozoicznych skał magmowych i metamorficznych. W przypadku otworu Krzyże IG 4 było to wyniesienie mazursko-białoruskie, otworu Parczew IG 10 – wyniesienie Parczewa, a otworu Kaplonosy IG 1 – wyniesienie Kaplonosów. Dla profili fluwialnych wymienionych wyżej rejonów jest charakterystyczna obecność zarówno jednopiętrowych koryt, jak i zwiększona częstotliwość występowania wielopiętrowych koryt roztokowych. Dystalne koryta roztokowe zostały stwierdzone w profilach otworów: Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1. Cechuje je wyraźna przewaga piaskowcowych facji drobnoziarnistych, obecność jednopiętrowych koryt roztokowych i relatywnie dobrze wykształcone równie zalewowe. Pośrednią pozycję pod względem obecności facji grubo- i drobnoziarnistych zajmują profile otworów Mielnik IG 1 i Radzyń IG 1. Typowe są dla nich zbliżone proporcje udziału facji grubo- i drobnoziarnistych oraz silnie rozwinięte równie zalewowe. Relatywnie niewielka miąższość osadów równi zalewowych w stosunku do miąższości osadów koryt we wszystkich trzech regionach wskazują na ich wąski zakres rozprzestrzenienia w systemie roztokowym. Większość sekwencji równi zalewowych reprezentuje równie proksymalne, położone w pobliżu koryta głównego lub koryt bocznych; obecność dystalnych równi zalewowych stwierdzono jedynie we wschodnich rejonach basenu, w profilu otworu Mielnik IG 1. W końcowych stadiach ewolucji basenu aluwialnego wyrównanie topografii ryftowej i wzrost tempa subsydencji w SE części basenu spowodowały rozwój systemu rzek anastomozujących. Profile facjalne, obrazujące depozycję rzek anastomozujących, charakteryzuje przewaga depozycji piaskowców drobnoziarnistych (fig. 17C, D) w korytach rzek oraz obecność jednopiętrowych koryt rzecznych. Inną cechą są bardzo dobrze rozwinięte równie zalewowe z rozległą siecią koryt krewasowych. Rzeczne koryta anastomozujące cechuje pionowa akrecja facji piaskowców drobnoziarnistych z bardzo wysoką frekwencją niskokątowych warstwowań przekątnych. Zmiana reżimu hydrologicznego rzek roztokowych z efemerycznego przepływu na przepływ ciągły oraz rozwój równi zalewowych rzek anastomozujących z dobrze rozwiniętą siecią koryt krewasowych wskazują na zmianę klimatu z suchego, pustynnego na bardziej ciepły i wilgotny (Pacześna, 2010).
Górnoediakarska sukcesja silikoklastyczna basenu lubelsko-podlaskiego jest zapisem transgresywnego etapu ewolucji estuarium (Pacześna, 2010). W wyniku stopniowego wzrostu względnego poziomu morza, stymulowanego lokalnymi czynnikami tektonicznymi i postępującej w jego wyniku transgresji morskiej (Pacześna, Poprawa, 2005a, b), estuarium zaczęło wypełniać się utworami o dwoja-

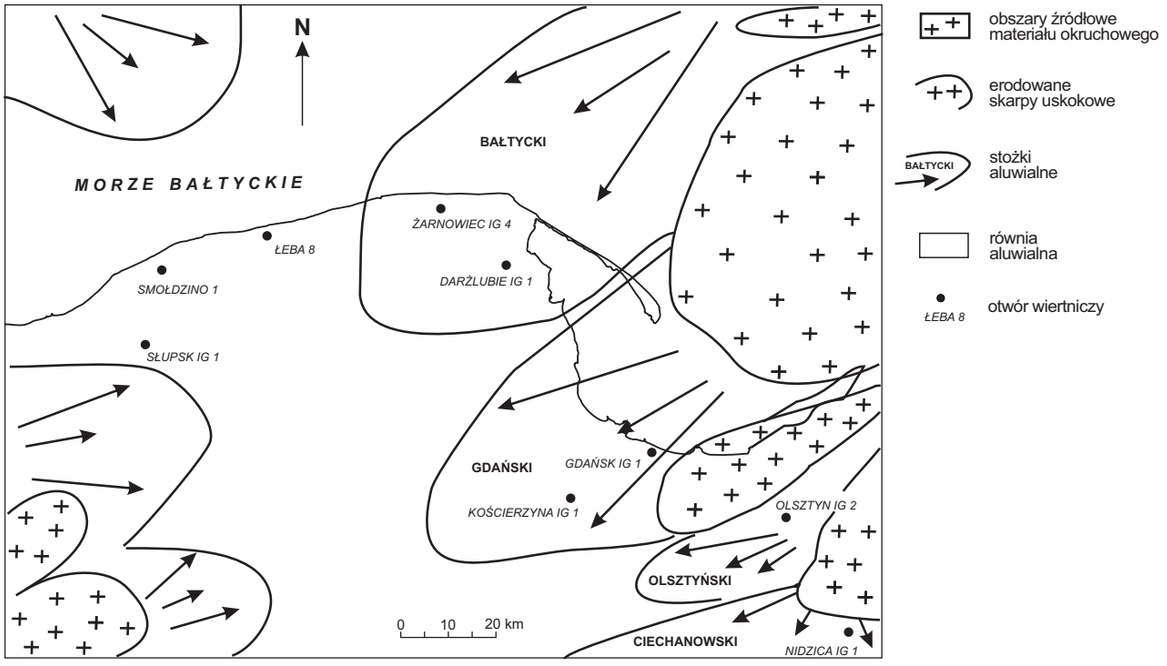


FIG. 16. Szkic paleogeograficzny dla okresu depozycji ediakarsko-kambryjskiej formacji żarnowieckiej w basenie bałtyckim (wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2010, zmieniono)

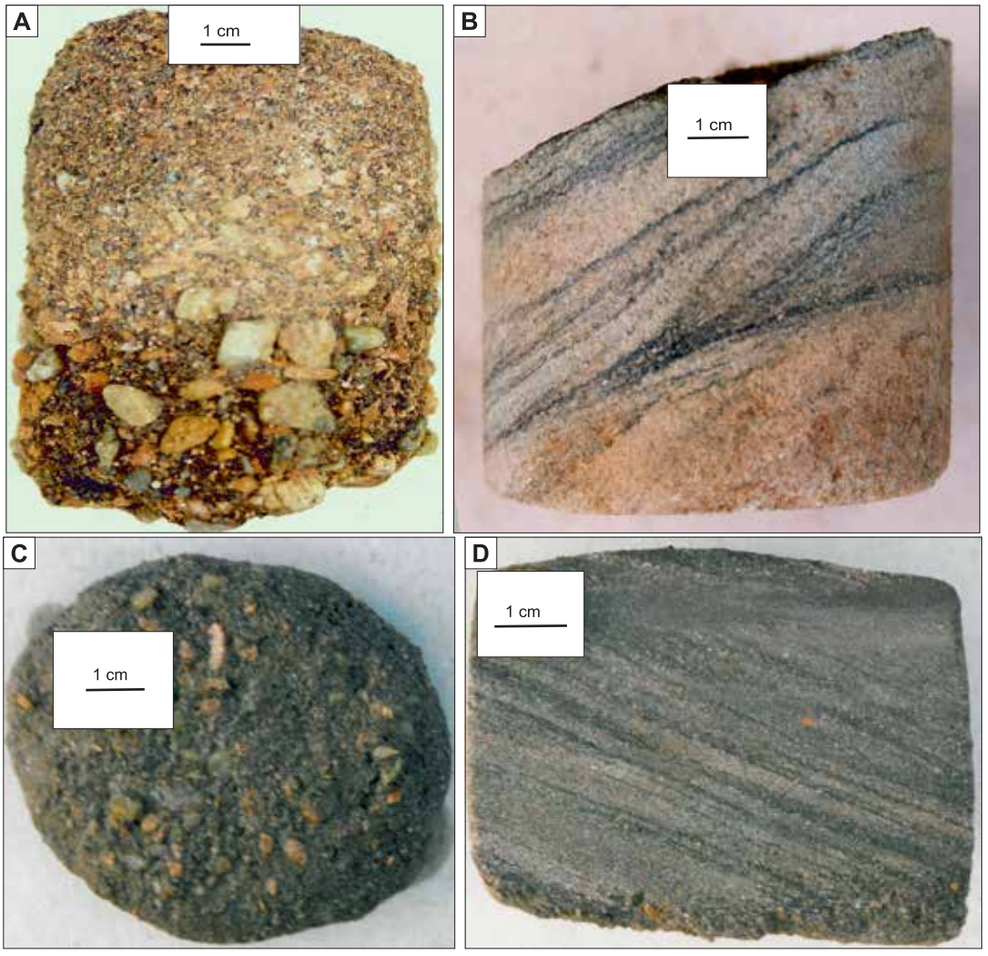


FIG. 17. Górnoediakarskie, fluwialne osady korytowe rzek roztokowych (A, B) i anastomozujących (C, D):
A – polimiktyczny zlepieniec w spągu próbki rdzeniowej przechodzący ku górze w bardzo gruboziarnisty piaskowiec arkozowy, otwór Krzyże IG 4, głęb. 762 m;
B – warstwowanie przekątne dużej skali w piaskowcu drobnoziarnistym, otwór Kaplonosy IG 1, głęb. 1412 m;
C – zlepieniec polimiktyczny z dużymi klastami kwarcu i skaleni, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1592 m;
D – piaskowiec drobnoziarnisty niskokątowo przekątnie warstwowany z klastami kwarcu i skaleni w spągu próbki rdzeniowej, otwór Mielnik IG 1, głęb. 1600 m
(wg Pacześnej, 2010)

kim pochodzeniu. Z północy był do niego dostarczany rzekami materiał lądowy, w południowej części estuarium dominowała dostawa materiału transportowanego przez pływy morskie. W basenie estuarium lubelskiego wyraźnie rysuje się trójstrefowość w przestrzennym zapisie lateralnego rozmieszczenia facji. Są to strefy górnego, środkowego i dolnego estuarium (Pacześna, 2010a).
Strefa górnego estuarium była zlokalizowana w północnej części basenu (rejon otworów: Radzyń IG 1, Parczew IG 10, Podedwórze IG 2 i Kaplonosy IG 1). Bezpośrednio nad sukcesją aluwialną występuje tam kilkunastometrowy pakiet osadów, w którym sukcesja asocjacji facjalnych wskazuje na przenikanie się koryt roztokowych i kanałów pływowych oraz obecność słabo wykształconych osadów równi mieszanych. Frekwencja wskaźników pływowych jest na równiach mieszanych bardzo niska. Są one reprezentowane przez bardzo cienkie diapiry mułowe i słabo rozprzestrzenione cykliczne rytmity pływowe, wskazujące na źle zaznaczającą się obecność wiązek pływowych. Sieć rozwiniętych w tej strefie kanałów pływowych miała najprawdopodobniej plan roztokowy. Odwzorowywał on charakter sieci rzecznej, zasilającej północną część basenu w materiał klastyczny, świadcząc o strefie jeszcze silnie oddziaływujących wpływów rzecznych i znacznie słabiej zaznaczających się pływów morskich.
W rejonie północnym basenu lubelsko-podlaskiego, w pobliżu otworów Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1, wyróżnia się wyraźnie strefa dominacji osadów o najdrobniejszej frakcji. Inną, specyficzną cechą jest tutaj znaczący wzrost frekwencji wskaźników pływów ku SE; szczególnie wzrost ten dotyczy diapirów mułowych. Zdominowanie sukcesji pływowej przez osady równi mieszanych z doskonale wykształconymi cyklicznymi rytmitami pływowymi (fig. 18A, C, E) świadczy o w pełni wykształconym, pływowym charakterze sukcesji. W profilu równi mieszanej występują bardzo charakterystyczne skamieniałości śladowe o nieskomplikowanej morfologii i niewielkich rozmiarach, zwłaszcza średnicy kanałów (fig. 18B, D). W SE części basenu (rejon profili Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Horodło 1 i Białopole IG 1) występują miąższe pakiety równi piaszczystych z zapisem sedymentologicznym reżimu górnego przepływu. Wskazuje on na lokalizację w tej strefie basenu maksimum pływowego, tj. strefy największych prędkości prądów pływowych, osiąganej na równiach piaszczystych w pobliżu ujścia estuarium. Obecność wymienionych specyficznych stref depozycji pływowej definiuje obszar basenu, rozciągający się między linią profili Busówno IG 1, Niwa 1 i Święcica 1 a linią profili Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Horodło 1 i Białopole IG 1 jako strefę środkowego estuarium.
W SE części basenu, w strefie dolnego estuarium, występują elementy depozycyjne strefy niżejpływowej, do których należy doskonale wykształcony kompleks amalgamowanych kanałów niżejpływowych oraz słabo rozwinięte pływowe grzbiety piaszczyste z zapisem bimodalnego warstwowania przekątnego. Strefa dolnego estuarium pozostawała w całości w zasięgu silnych wpływów morskich.

Paleogeografia. System aluwialny w północnej i NE strefie basenu lubelsko-podlaskiego rozwijał się w czasie późnych etapów fazy synryftowej w rowach i półrowach tektonicznych w kolejno rozwijających się depocentrach sedymentacyjnych (Pacześna, 2006). Depozycja odbywała się u podnóża skarp uskokowych na stożkach aluwialnych w zanikających stopniowo – w miarę wygasania procesów ryftowych – depocentrach. Dwuczłonowy aluwialny system depozycyjny występuje w dolnej części profili, bezpośrednio nad skałami wulkanogenicznymi we wschodniej i SE strefie basenu lub bezpośrednio na prekambryjskim podłożu krystalicznym w jego części zachodniej. Jego niższy człon stanowią bardzo gruboziarniste, źle obtoczone i niewysegregowane osady stożków aluwialnych. Osady stożków stanowiły element depozycyjny drenażu poprzecznego dolin ryftowych. Depozycja stożków była ograniczona do pojedynczych dolin ryftowych. Rejonem depozycji stożków aluwialnych były również rejony zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie nachylonych zboczy wyniesień podłoża krystalicznego w okolicach profili otworów Parczew IG 10 i Kaplonosy IG 1.
W końcowych etapach fazy synryftowej w basenie aluwialnym, w wyniku wyrównania topografii basenu ryftowego, otwarcia hydrologicznego depocentrów oraz wzrostu tempa subsydencji regionalnej w części SE basenu, nastąpiła ekspansja osiowego drenażu rzek i strumieni roztokowych. Spływały one zgodnie z przebiegiem podłużnej osi basenu, z północy na południe. Osady roztok stanowiły wyższy człon aluwialnego systemu depozycyjnego. Paleogeograficzny obraz końcowych stadiów trwania basenu aluwialnego był facjalnie zunifikowany. Na zachodzie i północy rozbudowywały się dystalne części rozległych stożków aluwialnych, które były obszarami źródłowymi dla dużych rzek roztokowych, spływających poprzecznie do osi basenu sedymentacyjnego. Pod koniec depozycji aluwialnej

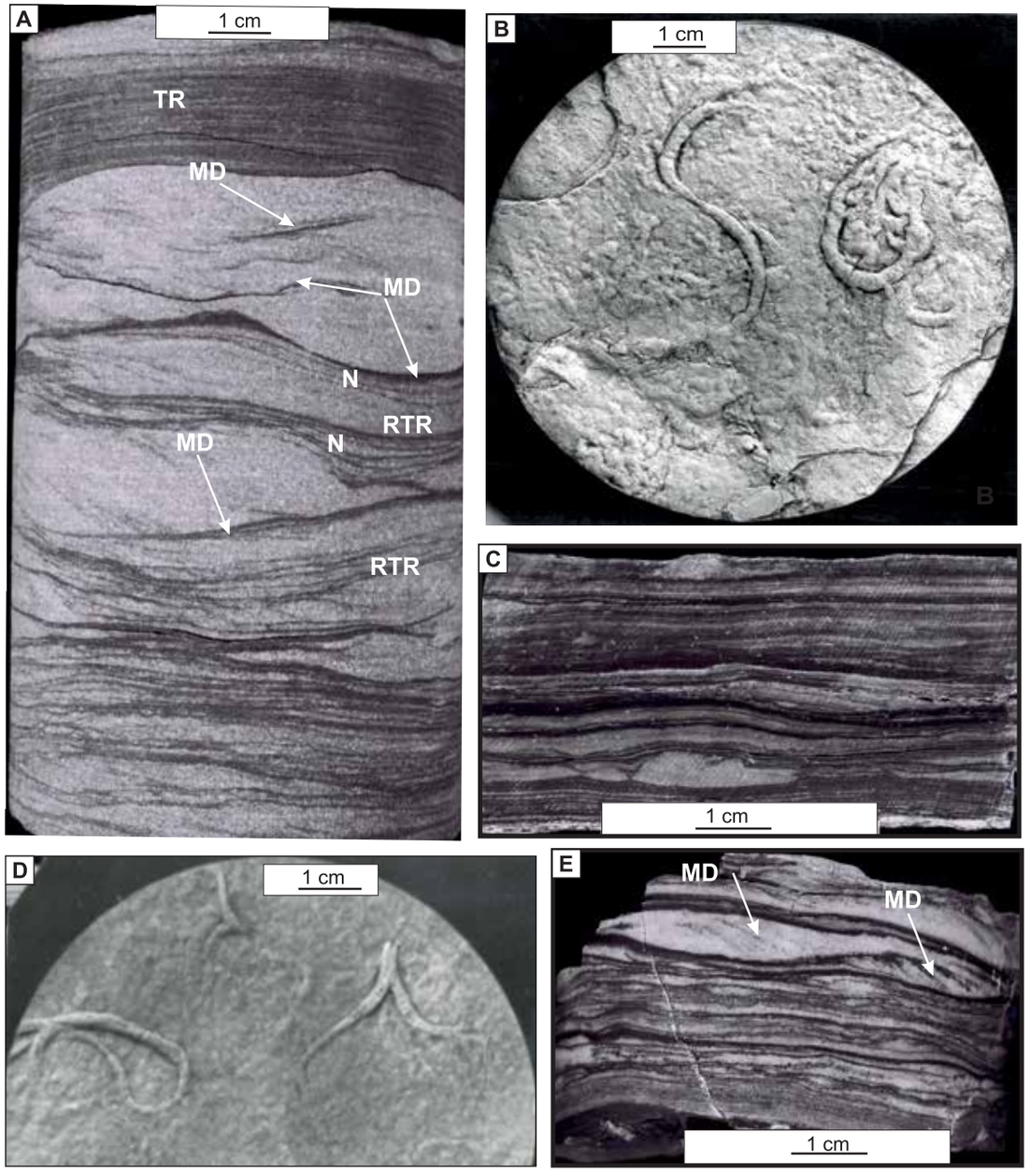


FIG. 18. Osady i skamieniałości śladowe pływowej równi mieszanej, górny ediakar, formacja łopiennicka:
A – w górnej części próbki rdzeniowej warstwa rytmitów pływowych (TR) podścielona przez przekątnie laminowane piaskowce drobnoziarniste. Zauważalne liczne diapiry mułowe (MD) oraz riplemarkowe rytmity pływowe z licznymi, cienkimi wiązkami lamin mułowców (RTR) i (N), reprezentującymi pływowe cykle syzygijno-kwadraturowe, otwór Białopole IG 1, głęb. 2918,2 m;
B – skamieniałość śladowa *Torrowangea rosei* Webby, wypełnienie norki osadożercy w utworach pływowej równi mieszanej, otwór Białopole IG 1, głęb. 2890,0 m;
C – cykliczne, poziome rytmity pływowe, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5442, 2 m;
D – skamieniałość śladowa *Planolites montanus* Richter, wypełnienia norek osadożerców w utworach pływowej równi mieszanej, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5451,2 m;
E – rytmity pływowe z warstwą piaskowca drobnoziarnistego z przekątną laminacją riplemarkową i cienkimi diapirami mułowymi (MD). Zauważalne grube diapiry mułowe (MD) na powierzchni lamin przekątnych, reprezentujących cykle syzygijno-kwadraturowe, otwór Busówno IG 1, głęb. 3637,6 m (wg Pacześnej, 2010)

osiowa część basenu była wypełniona osadami równi aluwialnej, na której rozbudował się system rzek anastomozujących (Pacześna, 2006, 2010).
Górnoediakarska sukcesja silikoklastyczna basenu lubelsko-podlaskiego jest zapisem transgresywnego etapu ewolucji estuarium lubelskiego. Jej przebieg jest odzwierciedlony pięcioma kolejnymi epizodami wzrostu względnego poziomu morza, zapisanymi w parasekwencjach, budujących transgresywny ciąg systemów depozycyjnych (Pacześna, 2010). Parasekwencje w ediakarskim basenie lubelsko-podlaskim są ograniczone przez powierzchnie zalewu, wskazujące na pogłębienie się środowiska sedymentacji. Geneza estuarium była wynikiem stopniowego zatapiania rozległej doliny ryftowej o przebiegu NW–SE, powstałej w końcowym etapie fazy synryftowej późnoneoproterozoicznego ryftu na zachodniej krawędzi paleokontynentu Bałtyki (Pacześna, 2006).
Początki sedymentacji estuariowej mają swój zapis w parasekwencjach PS1 i PS2. W najwcześniejszych etapach rozwoju estuarium lubelskie miało charakter mieszany, falowo-pływowy. Wskazuje na to zróżnicowanie architektury facjalnej najniższej parasekwencji PS1, z osadami centralnej zatoki w dolnym estuarium i brak osadów zatoki czoła delty w jego górnej części, przy jednoczesnej obecności w górnym estuarium osadów pływowych reprezentowanych przez równie piaszczyste i mieszane z cyklicznymi rytmitami pływowymi oraz obecność w górnym estuarium strefy granicznej występowania pływów (Pacześna, 2010: fig. 57A) (fig. 19A). W kolejnym etapie fazy transgresywnej estuarium, odpowiadającym depozycji parasekwencji PS2, nastąpił wzrost znaczenia sedymentacji pływowej. Świadczą o nim dobrze rozwinięte równie mieszane z sedymentacją cyklicznych rytmitów pływowych. Maksymalizacja rozwoju równi mieszanych z doskonale wykształconymi rytmitami pływowymi i wiązkami pływowymi, wykazującymi obecność pływowych cykli syzygijno-kwadraturowych, nastąpiła w czasie depozycji parasekwencji PS3. Największe w sukcesji transgresywnej rozprzestrzenienie cyklicznych rytmitów pływowych, obecność pływowych powierzchni

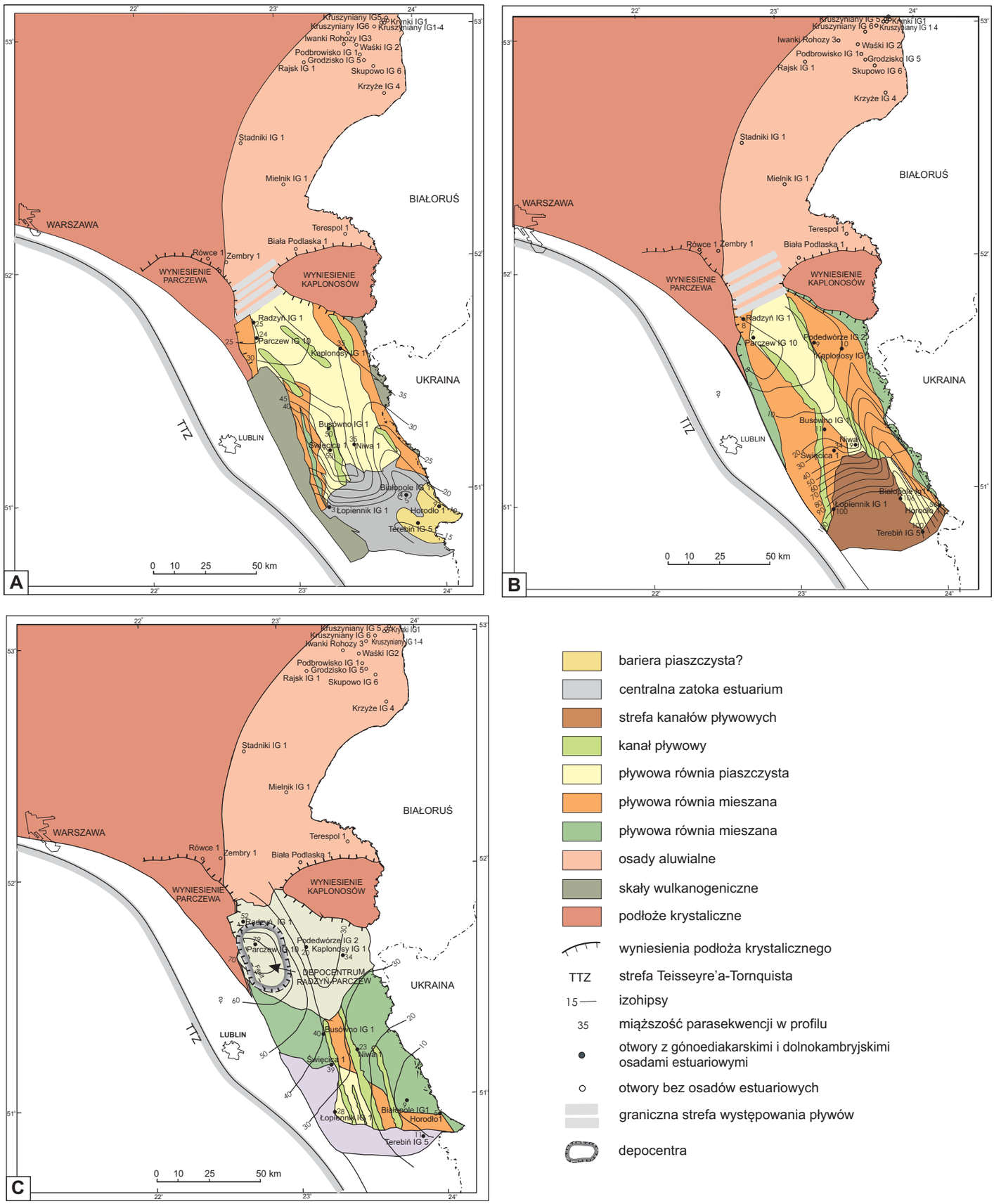


FIG. 19. Mapy facjalno-miąższościowe, pokazujące fazy rozwoju późnoediakarskiego estuarium lubelskiego:
A – faza inicjalna estuarium obrazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS1;
B – faza maksymalnego rozwoju estuarium, obrazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS3;
C – faza końcowa rozwoju estuarium, pokazująca rozmieszczenie środowisk depozycji w czasie trwania parasekwencji PS6. W górnym estuarium zauważalna progradująca delta czołowa estuarium w kierunku południowym i SE, tj. w stronę transgredującego basenu morskiego. W dolnym estuarium zauważalny jednoczesny rozwój morskich środowisk przybrzeża (wg Pacześnej, 2010)

reaktywacyjnych i zwiększającej swoją miąższość ku ujściu estuarium pryzmy pływowej, wskazuje na makropływowy charakter estuarium lubelskiego w czasie depozycji parasekwencji PS3 (fig. 19B).
W fazie maksymalnego rozwoju transgresji w trakcie depozycji parasekwencji PS4 i PS5, w estuarium nastąpił regres równi mieszanych. Wykształcenie się powierzchni maksymalnego zalewu w stropie parasekwencji PS5 oznaczało maksymalny zasięg w kierunku lądu równi mułowych i całkowite zatopienie doliny rzecznej lub równi roztokowej z rozwiniętą na niej siecią rzek roztokowych. Rozwój równi mułowych wskazuje na zakończenie transgresywnego etapu rozwoju estuarium.
Na przełomie ediakaru i kambru rozpoczął się regres estuarium lubelskiego. Jego przebieg jest zapisany w parasekwencjach PS6 i PS7. Regionalne zróżnicowanie spektrum facjalnego parasekwencji PS6 polegało na jednoczesnej obecności w górnym estuarium osadów zatoki czoła delty o relatywnie dużej miąższości i słabo rozprzestrzenionych osadów równi pływowych w środkowym i dolnym estuarium (fig. 19C). Fakt ten wskazuje na zmianę charakteru estuarium z makropływowego w szczytowych etapach rozwoju transgresji, na falowy w początkowych stadiach jego regresu. Wystąpienie trzech powierzchni erozji przybrzeżnej oznacza kolejne epizody znacznego zwiększenia dostaw materiału klastycznego do zbiornika estuarium w stosunku do spowalniającego wzrostu względnego poziomu morza i związaną z nimi progradację linii brzegowej. Wskutek wzrostu dostaw materiału przez sieć rzek i strumieni roztokowych spływających z rejonu podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego do rejonu lubelskiego, basen estuarium uległ stopniowej destrukcji wskutek zasypania.
We wczesnokambryjskiej dobie *Platysolenites antiquissimus* rozpoczęło się przekształcanie estuarium w otwarte wybrzeże morskie ze znaczącym udziałem falowania i być może nieznacznym udziałem pływów, które mogłyby wskazywać na mikropływowy charakter wybrzeża morskiego (Pacześna, 2010).

2 Blok małopolski

2.1. WSTĘP

Monika Jachowicz-Zdanowska

Utwory ediakaru są znane z SE części bloku małopolskiego, obejmującej terytoria Polski i zachodniej Ukrainy, leżącej w strefie transeuropejskiego szwu tektonicznego (TESZ), która to strefa biegnie wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Stanowi ona granicę pomiędzy prekambryjskim kratonem na wschodzie, a skonsolidowaną – w trakcie różnowiekowych procesów diastroficznych – zachodnioeuropejską platformą paleozoiczną (Mizerski, Stupka, 2005). W obszarze tym utwory prekambru i paleozoiku (od kambru po karbon), przykryte pokrywą osadów młodszych, w tym utworów Karpat fliszowych i zapadliska przedkarpackiego, zostały poznane dzięki licznym wierceniom. Rozpoznane w tym rejonie utwory prekambryjskie i paleozoiczne zostały włączone do następujących jednostek tektonicznych: na terenie Polski – bloku małopolskiego i łysogórsko-radomskiego, a na Ukrainie – masywu Leżajska, stref Kochanowa i Rawy Ruskiej (Buła, Habryn, 2011). Jednostki te są najczęściej interpretowane jako fragmenty platformy paleozoicznej Europy (Mizerski, Stupka, 2005). W innym ujęciu blok małopolski, uważany za pasywną część kratonu wschodnioeuropejskiego (Żelaźniewicz i in., 2009), jest łączony z zespołem terranów Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; Żelaźniewicz i in., 2009). Od SW blok małopolski graniczy z blokiem górnośląskim, od którego oddziela go strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (Buła, Habryn, 2011; fig. 20).

Prekambryjski fundament krystaliczny bloku małopolskiego nie został dotychczas rozpoznany wiertniczo. Z przeprowadzonych badań geofizycznych wynika, iż może on zalegać na głębokości znacznie przekraczającej 10 km (Malinowski i in., 2005). Najstarszymi zaliczanymi do ediakaru utworami rozpoznanymi na bloku małopolskim są fliszowe utwory ilasto-mułowcowo-piaszczyste z przewarstwieniami zlepieńców bądź żwirowców piaszczystych. Skały te, o różnym zabarwieniu – od zielono-szarych, szaropopielatych po wiśniowo-brązowe, uległy silnej diagenezie lub słabym przeobrażeniom metamorficznym (anchimetamorfizm). W utworach tych upady warstwowania mierzone w rdzeniach wahają się od kilku do 90°, przy czym zaznacza się przewaga upadów stromych – powyżej 50°. W niektórych rdzeniach widoczne są przeguby fałdów. Odcinkami uległy one fyllityzacji, co dotyczy głównie skał ilasto-mułowcowych. Skały o charakterze fliszowym rozpoznano w ponad 1000 otworach wiertniczych wykonanych w obszarze od Częstochowy po Przemyśl, gdzie występują pod różnowiekowymi utworami, od ordowiku po miocen (Buła, 2000; Buła, Habryn, 2008, 2011).

2.2. BIOSTRATYGRAFIA

Monika Jachowicz-Zdanowska

Na podstawie przeprowadzonych badań palinologicznych udokumentowano późnoediakarski wiek fliszowych kompleksów skalnych na bloku małopolskim. Oznaczalne zespoły mikroskamieniałości organicznych z grupy Acritarcha zostały znalezione w kilkunastu profilach otworów wiertniczych, zlokalizowanych w kilku rejonach tej jednostki tektonicznej (fig. 21) (Jachowicz-Zdanowska, 2011).

Szczegółowe analizy ilościowe i jakościowe uzyskanych zespołów pozwoliły na wyznaczenie dwóch charakterystycznych asocjacji mikroflory, występujących w ediakarze bloku małopolskiego.

Asocjacja pierwsza występuje w otworach wiertniczych Okulice 2 i Cianowice 2 w rejonie Krakowa oraz Zalasowa 1, Stawiska 1 i Radlna 2 na południe od Tarnowa. Asocjacja ta charakteryzuje się dominacją nitkowatych okazów sinic przy bardzo niskim lub praktycznie braku okazów *Leiosphaeridia*; oznaczonym formom towarzyszą licznie niekiedy dość duże fragmenty bezpostaciowej substancji organicznej (fig. 22).

Asocjacja druga została stwierdzona w pozostałych analizowanych profilach. Zespół ten odznacza się wysokim udziałem drobnych okazów reprezentujących *Leiosphaeridia* (fig. 22), którym towarzyszą proste fragmenty sinic oraz pojedyncze formy Synaplomorphitae Diver i Peat, 1979, przy czym cała palinofacja charakteryzuje się niskim udziałem materii organicznej.

Biorąc pod uwagę dużą miąższość analizowanego kompleksu skalnego, zróżnicowane zespoły mikroflory udokumentowane w obszarze bloku małopolskiego mogą reprezentować różne odcinki profilu. Ze względu na zbyt małą ilość danych nie można było na obecnym etapie badań ustalić ich następstwa w profilu pionowym (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Wszystkie dane wskazują na górny ediakar rozpoznanych asocjacji mikroflorystycznych (fig. 23).

2.3. MAGMATYZM

Ewa Krzemińska

Jedyny radiometryczny wynik uzyskany z bloku małopolskiego (Compston i in., 1995) dotyczy warstw tufu z otworu wiertniczego Książ Wielki IG 1. Dotyczy on próbki z interwału 1388–1394,5 m, reprezentującego górną część kambryjskiej formacji Książ Wielki (Moczydłowska, 1991) zdominowanej przez szarogłazy i zawierającej warstwę tufu. Uzyskany w trakcie badań izotopowych wiek najmłodszych cyrkonów wypreparowanych z tufu wskazał wiek 550 ±3 mln lat. Czy depozycja materiału piroklastycznego i aktywność magmowa nastąpiła właśnie ok. 550 mln lat temu pod koniec ediakaru czy później (niż 550 mln lat temu), już w kambrze, zależy od tego, czy datowane ziarna były rzeczywiście kogeniczne z tufem i jako autokryształy pochodziły z ostatniej erupcji, czy były to tylko antekryształy ze starszej erupcji porwane z materiałem piroklastycznym, czy też ksenokryształy lub ziarna detrytyczne odzwierciedlające wiek starszego podłoża.

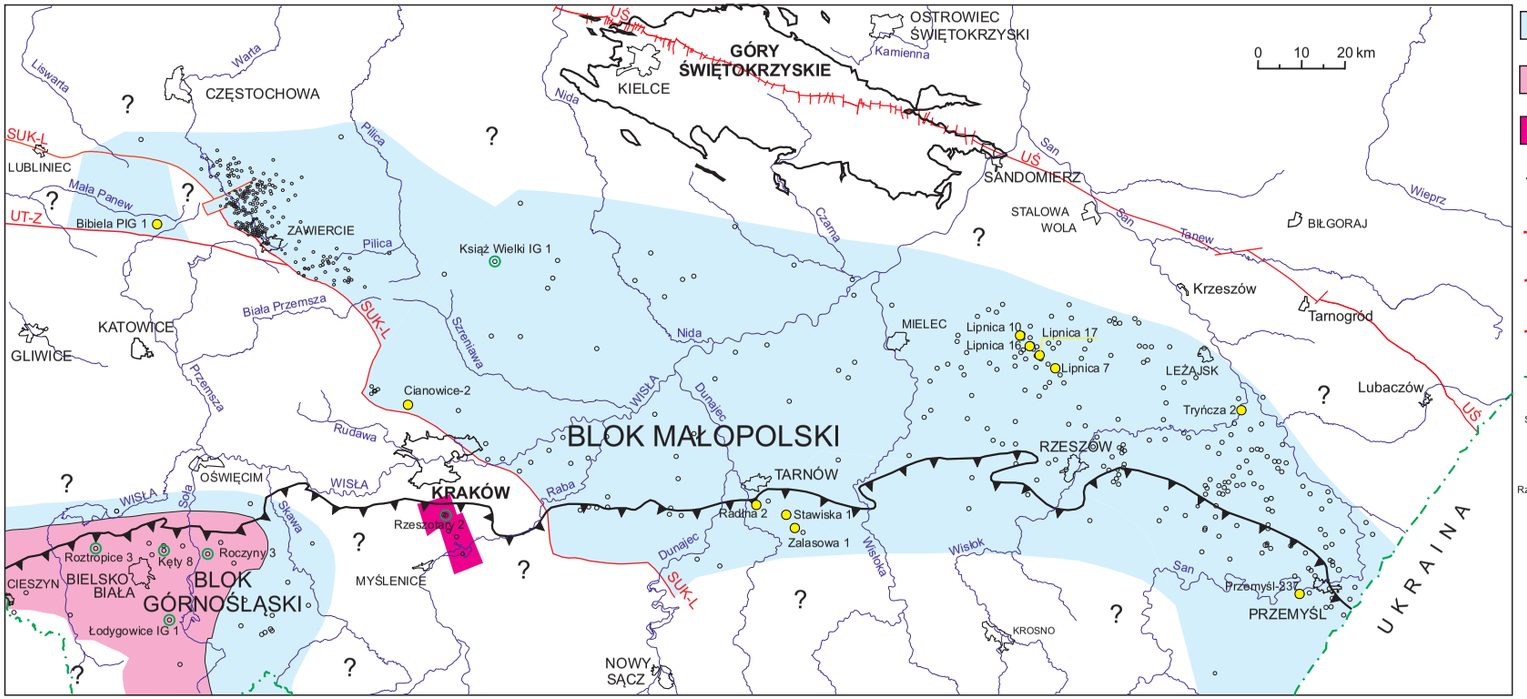


FIG. 20. Lokalizacja otworów wiertniczych z udokumentowanymi palinologicznie utworami ediakaru w obrębie bloku małopolskiego i górnośląskiego. Rozprzestrzenienie utworów ediakaru wg Buły, Żaby (2005).
Opr. komputerowe: R. Habryn, R. Sikora

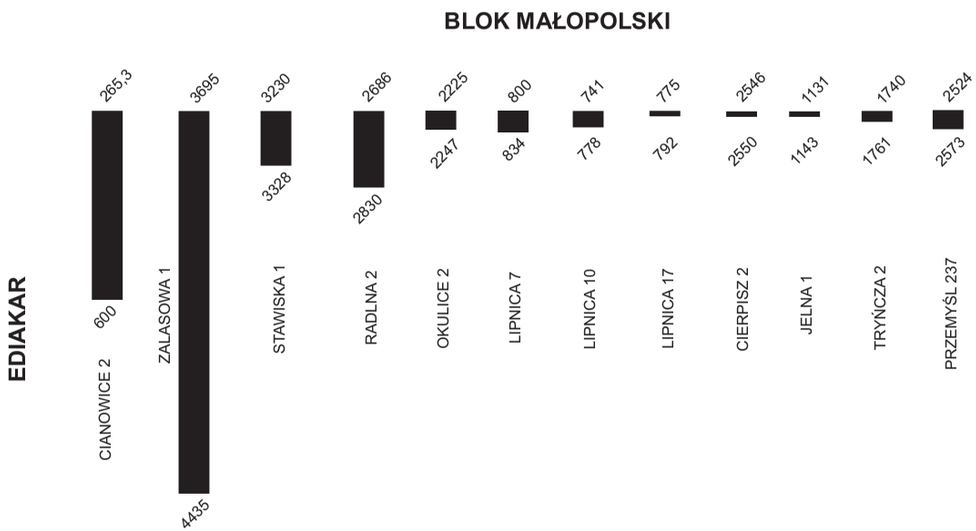


FIG. 21. Miąższość utworów ediakaru udokumentowanych obecnością mikroflory akritarchowej w otworach wiertniczych zlokalizowanych na bloku małopolskim

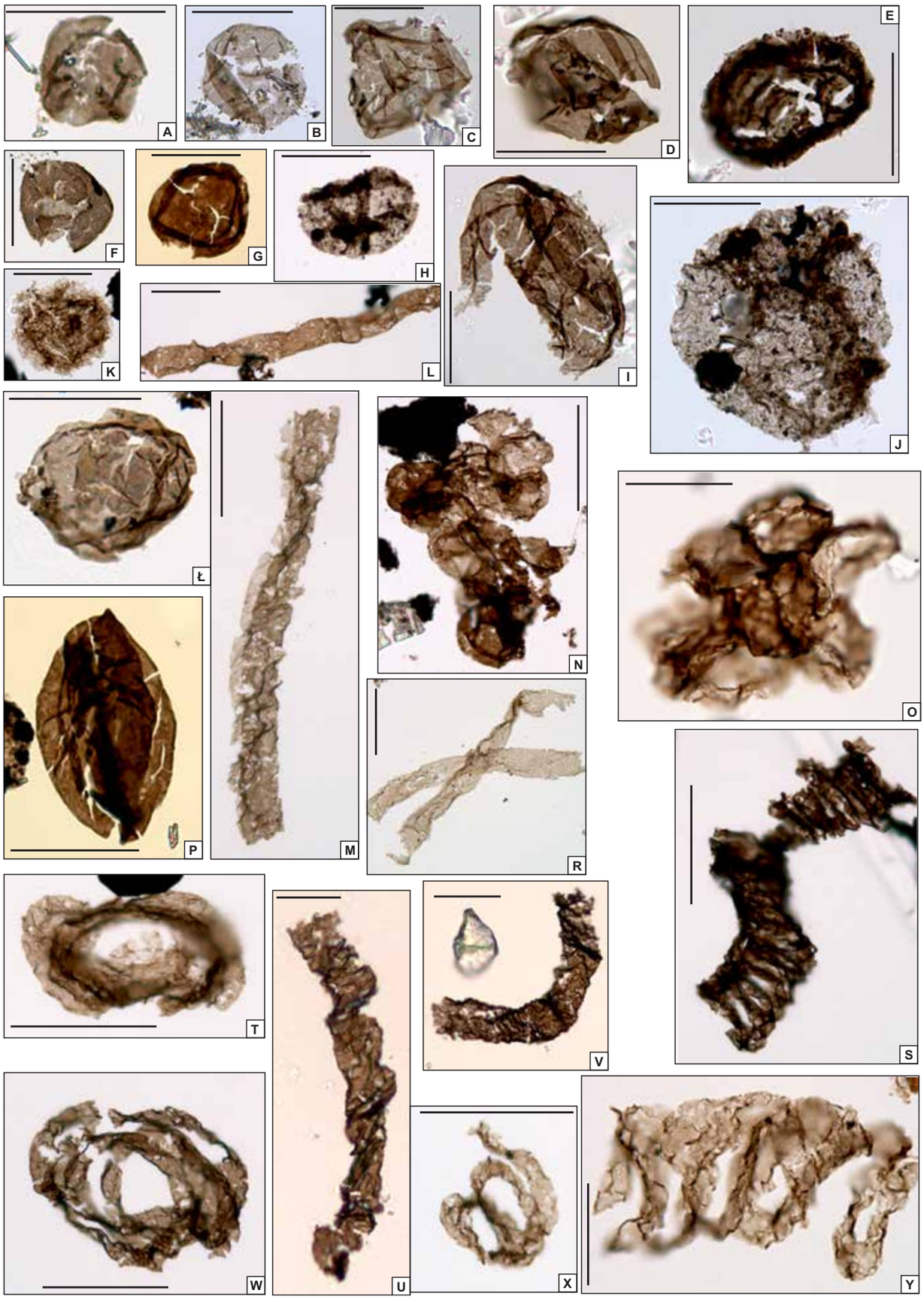


FIG. 22. Przykłady mikroskamieniałości udokumentowanych w utworach ediakaru w SE części bloku małopolskiego: **A, B, F** – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Jelna 1, głęb. 1138-1143 m; **C–E**, **I, J** – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Lipnica 10, głęb. 770 m; **G, Ł, P** – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Przemyśl 237, głęb. 2570–2573 m; **H** – *Leiosphaeridia* sp.; otwór Okulice 2, głęb. 2242,1 m; **K** – *Granomarginata prima* Naumova, 1960; otwór Przemyśl 237, głęb. 2570–2573 m; **L** – *Siphonophycus* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; **M** – *Eoschizotrix* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; **N** – *Eoenthophysalis* sp.; otwór Okulice 2, głęb. 2242,1 m; **O** – *Eoenthophysalis* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; **R** – *Siphonophycus* sp.; otwór Cierpisz 2, głęb. 2546,5 m; **S, T, W–Y** – *Obruchevella* sp.; otwór Radlna 2, głęb. 2758 m; **U, V** – *Siphonophycus* sp.; otwór Bibiela PIG 1, głęb. 901 m. Skala liniowa wynosi 20 µm

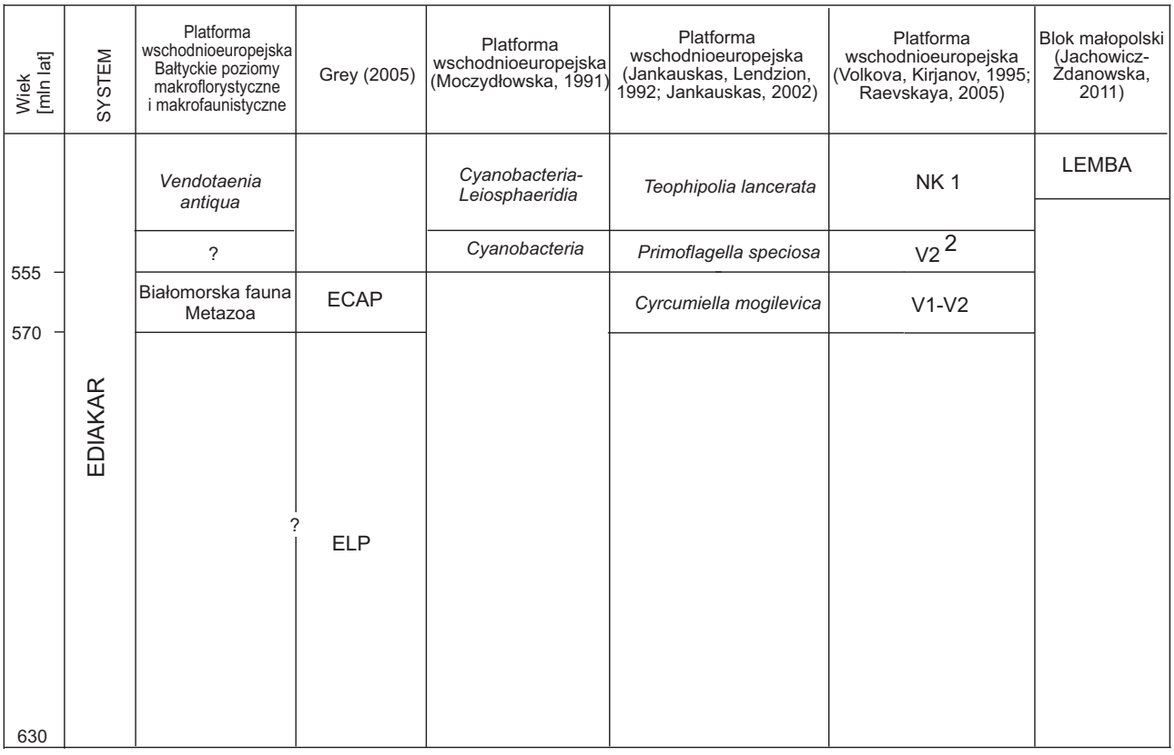


FIG. 23. Zespoły mikroflory z utworów ediakaru w profilach zlokalizowanych na platformie wschodnioeuropejskiej i na bloku małopolskim (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013): ECAP – ediakarski zespół akritarch; ELP – ediakarski zespół leiosfer; LEMBA – późnoediakarskie zespoły bloku małopolskiego

Blok górnośląski

3

3.1. WSTĘP

Monika Jachowicz-Zdanowska, Ryszard Habryn

Blok górnośląski wraz z położonym na SW blokiem Brna tworzą terran znany jako brunowistulikum (Dudek, 1980), który w literaturze określany jest również jako blok/terran brunowistulia lub brunia. Blok Brna, częściowo odsłonięty jako masyw brneński na Morawach, budują głównie granodioryty do tonalitów i diorytów kwarcowych oraz nieco starsze metabazyty, których protolit datowano metodą U-Pb na cyrkonach na 725 ±15 mln lat (Finger i in., 2000).

Terran brunowistulikum, wg Buły i Żaby (2005), stanowi sztywny fragment skorupy litosferycznej, oddzielony od obszarów sąsiednich wyraźnymi nieciągłościami strukturalnymi, reprezentowanymi przez wieloetapowo rozwijające się strefy uskokowe o ponadregionalnym znaczeniu. Jego NE granicę wyznaczają strefy uskokowe Odry oraz Kraków–Lubliniec (fig. 20) (będące fragmentami znacznie większej, transkontynentalnej strefy dyslokacyjnej Hamburg–Kraków), oddzielające brunowistulikum od bloku małopolskiego. Granicę zachodnią wyznacza strefa tektoniczna morawsko-śląska, która oddziela brunowistulilikum od nasuniętych na niego od zachodu kompleksów krystalicznych Sudetów Zachodnich. Od południa jednostka ta graniczy z blokiem Karpat wewnętrznych wzdłuż strefy (dyslokacji) perypienińskiej.

W fundamencie krystalicznym bloku górnośląskiego ediakar reprezentuje kompleks skał anchimetamorficznych oraz kompleks zlepieńców polimiktycznych (Moryc, Heflik, 1998; Żelaźniewicz i in., 2004; Buła, Żaba, 2005; Buła, Habryn, 2008) (fig. 24). Skały anchimetamorficzne, tj. metaiłowce, metamułowce i metapiaskowce z przewarstwieniami zlepieńców, silnie tektonicznie zdeformowane i sfyllityzowane, rozpoznano w wąskim pasie przylegającym od północy i wschodu do wyniesienia Bielska-Białej–Andrychowa (fig. 24), utworzonego z neoproterozoicznych skał krystalicznych (Buła, Żaba, 2005 i literatura tam cytowana). Skały te o nieudokumentowanym wieku, przykryte niezmetamorfizowanymi utworami dolnokambryjskimi, są uznawane za ediakarski flisz (Cebulak, Kotas, 1982; Buła, Żaba, 2005). W NE części bloku górnośląskiego, na obszarze wyniesionej struktury Brudzowic, w otworze wiertniczym Bibiela PIG 1, występują silnie tektonicznie zaangażowane, ale bardzo lekko diagenetycznie zmienione utwory, reprezentowane przez litofacje pyłowcowo-mułowcowo-iłowcowe. Litofacje piaskowcowe i brekcjowe stanowią niewielką część spektrum litologicznego. Innym, prawdopodobnie ediakarskim kompleksem skalnym są zlepieńce polimiktyczne stwierdzone pomiędzy utworami kambru i skałami prekambryjskimi oraz pod utworami jury (Kowalczewski, 1990; Buła, Żaba, 2005). Zlepieńce te Ślączka (1982) określił jako ediakarskie (eokambryjskie) utwory molasowe związane z fazą kadomską („assyntyjską").

3.2. HISTORIA TEKTONODEPOZYCYJNA

Ewa Krzemińska

Główne fazy tworzenia nowej ediakarskiej skorupy miały miejsce w trakcie kolizyjnej orogenezy kadomskiej od ok. 620 do 520 mln lat temu (Collins, Pisarevsky, 2005; Cawood, Buchan, 2007). Wokół brzegów Gondwany zaktywizowała się wówczas seria orogenów peryferyjnych określanych kolejno jako orogen *Terra Australis* (rozciąga się od NE wybrzeża Australii, na południe przez Tasmanię, Nową Zelandię i Półwysep Antarktyczny, przez kraniec południowej Afryki i Amerykę Południową), orogeny awalońsko-kadomskie i północno-indo-australijskie (Cawood, 2005; Cawood, Buchan, 2007). Orogeny te, jako rozproszone bloki kontynentalne, były w różny sposób angażowane w późniejsze wydarzenia geotektoniczne np. w trakcie trwania orogenezy kaledońskiej lub waryscyjskiej. Pierwotne granice każdego z orogenów peryferyjnych aktualnie pozostają słabo eksponowane i są zachowane fragmentarycznie jako relikty skorupy kadomskiej. Do tej grupy należą fragmenty podłoża Sudetów i jego przedpola oraz terran brunowistulikum z wchodzącym w jego skład blokiem górnośląskim.

3.3. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

Terran brunowistulikum to fragment wnętrza orogenu kadomskiego, zlokalizowany w obrębie pasa kadomsko-awalońskiego między północną krawędzią megakontynentu Gondwany a ówczesną południową krawędzią kontynentu Bałtyki (Nawrocki i in., 2004a,

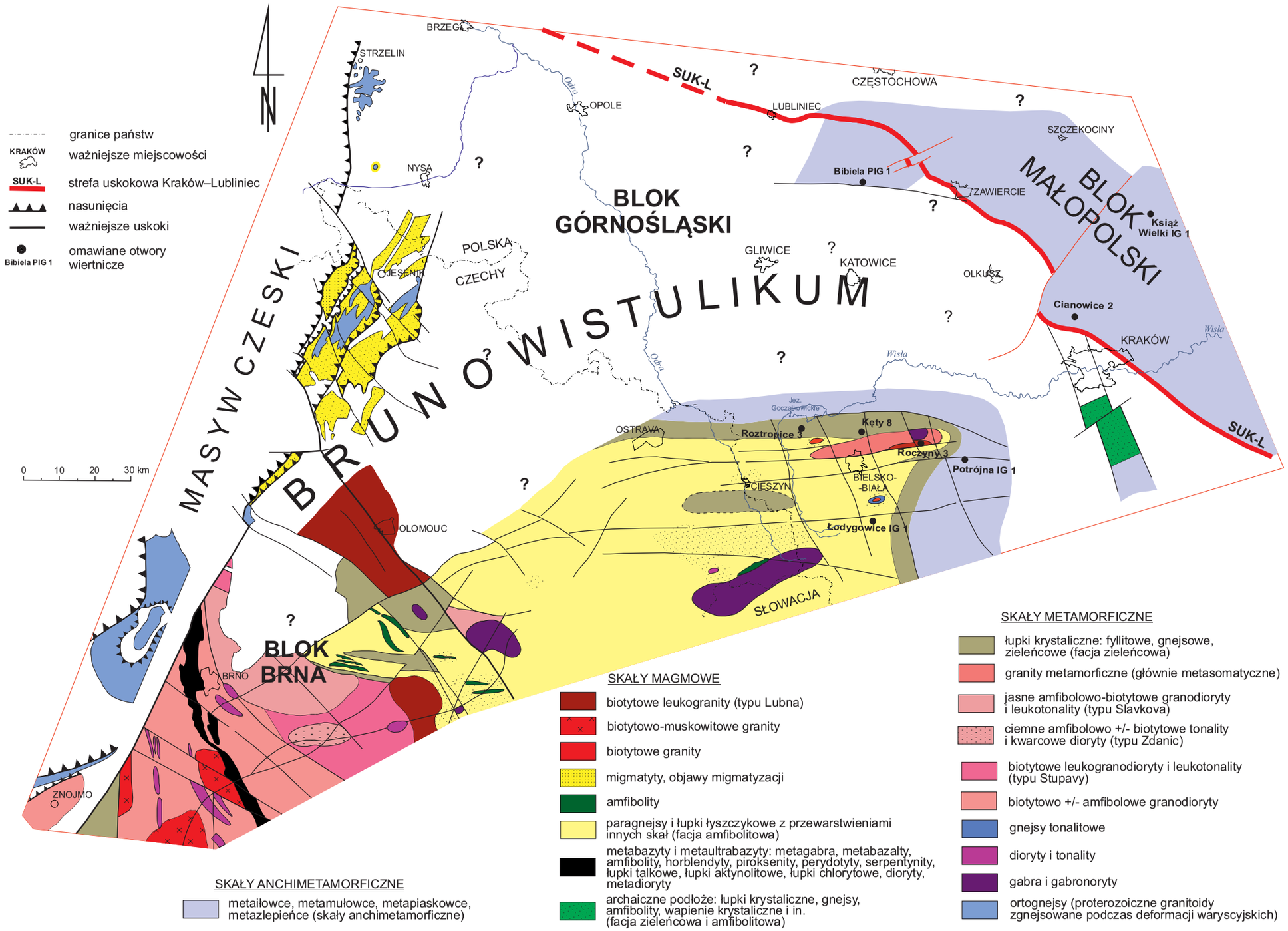


FIG. 24. Budowa prekambryjskiego fundamentu brunowistuliku i bloku małopolskiego (Buła, Żaba, 2005; zmodyfikowano)

2021). W wyniku procesów ryftowych w środkowym ediakarze, które miały miejsce w północnej części (dzisiejsze współrzędne geograficzne) paleokontynentu Gondwany, doszło do oderwania się mniejszych płyt kontynentalnych (terranów) od macierzystego kontynentu i utworzenia przez nie tzw. zespołu terranów Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006). W późnym ediakarze i w początkach kambru, przyłączony do Bałtyki terran brunowistulikum rozpoczął wspólną z nią wędrówkę, nie zmieniając swojego położenia względem niej do dnia dzisiejszego (np. Nawrocki i in., 2021; Nawrocki, 2021). We wczesnym kambrze terran brunowistulikum znajdował się już w pobliżu równika (Nawrocki i in., 2004b).

3.4. LITOSTRATYGRAFIA, BIOSTRATYGRAFIA I DATOWANIA GEOCHRONOLOGICZNE

Monika Jachowicz-Zdanowska

Jedynym wydzieleniem litostratygraficznym w ediakarze bloku górnośląskiego jest formacja zmetamorfizowanych zlepieńców polimiktycznych z Potrójnej, osiągająca miąższość 30,0 m (Kowalczewski, 1990).

W NE części bloku górnośląskiego, w otworze Bibiela PIG 1, na podstawie badań palinologicznych udokumentowano klastyczne skały ediakaru (Jachowicz-Zdanowska, 2023). Występują one na głęb. 711–1650 m, na nich niezgodnie zalegają utwory klastyczne ordowiku, których wiek oznaczono również na podstawie badań palinologicznych (Jachowicz-Zdanowska, 2023). Udokumentowane w profilu tego wiercenia ediakarskie zespoły mikroskamieniałości organicznych charakteryzują się zróżnicowaniem rodzajowymi gatunkowym. W analizowanych preparatach udokumentowano pojedyncze okazy prostych, sferycznych form, reprezentujące rodzaj *Leiosphaeridia*, należący do podgrupy *Sphaeromorphitae*, średnica dokumentowanych okazów nie przekracza 30 µm. Obok nich w uzyskanych asocjacjach występują fragmenty nitkowatych sinic (fig. 25).

W profilu otworu Bibiela PIG 1 na górnoediakarski wiek badanych utworów wskazują badania materiału detrytycznego, przy wykorzystaniu badań geochronologicznych U-Pb detrytycznych cyrkonów w dwóch próbkach skał pobranych z głębokości 792 m (634 ±18 i 545 ±5 mln lat) i 990 m (553 ±4,9 i 546 ±6 mln lat) (Krzemińska, 2023).

3.5. MAGMATYZM

Ewa Krzemińska

W bloku górnośląskim występują skały magmowe, które były generowane w późnym neoproterozoiku. Ich kontynuacją są zespoły skalne w bloku Brna występujące we wschodnich Czechach (Buła i in., 2008) oraz w SE Rumunii, stanowiącej część terranu dobrudżańskiego (Seghedi i in., 2005). Wydaje się, że wszystkie te bloki z reliktami neoproterozoicznej skorupy stanowiły elementy pasma awalońsko-kadomskiego (Żelaźniewicz i in., 2009). Neoproterozoiczne podłoże bloku górnośląskiego jest przykryte pokrywą osadową od paleozoiku do kenozoiku.

Pomiędzy Bielsko-Białą a Brnem występują neoproterozoiczne skały krystaliczne wiązane z kadomskimi (660–540 mln lat temu) procesami orogenicznymi (Buła i in., 2008). Są to m.in. intruzje kilku ciał granitoidowych, diorytowych i gabr, które znajdują się w obrębie serii metaosadowo-wulkanogenicznej. Granitoidy o składzie granodiorytu intrudowały w skały metaosadowe ok. 580 mln lat temu. Lokalnie magma granitowa pojawiła się dopiero ok. 560 mln lat temu (Żelaźniewicz i in., 2009), prawdopodobnie w wąskiej strefie tektonicznej. Deformacje i metamorfizm skał otaczających musiały mieć miejsce przed intruzjami granitowymi, prawdopodobnie ok. 640–620 mln lat temu.

Geochemicznie są to granitoidy (granodioryty – tonality) peraluminowe, wapniowe, nisko i średnio potasowe. Wykazują cechy granitoidów typu S/I (stosunek A/CNK >1,1, SiO_2 >65%). Klasyfikowane są jako granitoidy łuku wulkanicznego lub granitoidy łuku wysp, ze wskazaniem środowiska tektonicznego od syn- do pokolizyjnego. Z jednym wyjątkiem granitoidy górnośląskie są pozbawione foliacji, co świadczy o przypuszczalnie późnym i potektonicznym statusie intruzji. Pod koniec neoproterozoiku, okres deformacji i metamorfizmu ok. 650–615 mln lat temu rozdzielił dwie fazy magmatyzmu łukowego; główna, młodsza faza zakończyła się ok. 615–570 mln lat temu (Żelaźniewicz i in., 2009).

Ogólny scenariusz aktywności magmowej dla całego brunowistulikum zakłada deformacje z metamorfizmem i plutonizmem ok. 640–620 i ok. 590–580 mln lat temu, intruzje granitoidów o cechach łukowych, oraz późny bimodalny magmatyzm ok. 560–550 mln lat temu.

Na obszarze Czech główna cześć brunowistulikum obejmuje oprócz pasma ofiolitowego – o kierunku północ–południe i wieku 725 ±15 mln lat (Finger i in., 1999) – również mniejsze terrany, tj. Thaya i Slavkov (tab. 3), w których skały reprezentują przedłużony magmatyzm związany z subdukcją (Soejono i in., 2017). Ich granitoidowy protolit jest najczęściej datowany między 612,7 ±1,0 mln lat a 590 ±1,0 mln lat (Soejono i in., 2017). Późnoediakarski wiek granitoidów z rejonu Bielska-Białej dobrze wpisuje się w fazy wzmożonej aktywności magmowej brunowistulikum. Ten charakterystyczny wiek mają też bloki egzotyków skał krystalicznych (ortognejsów) znajdowane we fliszu basenu Karpat zewnętrznych (Gawęda i in., 2019; Burda i in., 2019), co sugeruje, że wschodnie przedłużenie brunowistulikum było ich potencjalnym obszarem źródłowym. Wiek krystalizacji wynoszący ok. 617 i ok. 604 mln lat oraz charakter felzytowych skał magmowych (o składzie gabrodiorytu i diorytu) znajdowanych w formie egzotyków i olistolitów (tab. 3) nawiązują do skał udokumentowanych w obrębie brunowistulikum. Badania egzotyków z płaszczowiny śląskiej notują wiek podobny do wspomnianego wyżej. Przykładem są tu bloki: Andrychów o wieku U-Pb: 542 ±21 mln lat, Bugaj o wieku 580 ±6 mln lat (Burda i in., 2019), Orzechówka – 598,6 ±6 mln lat, Kobylec – 603,8 ±6 mln lat czy gnejs Lusina – 609,7 ±6 mln lat (Budzyń i in., 2011).

3.6. HISTORIA SEDYMENTACJI

Jolanta Pacześna

Występujące w NE części bloku górnośląskiego i nawiercone otworem Bibiela PIG 1 utwory ediakaru były deponowane w środowiskach głębokowodnych. Dolna część profilu ediakaru, reprezentująca utwory fliszu dystalnego, jest zbudowana z osadów prądów zawiesinowych i zewnętrznych części stożków podmorskich, rozbudowujących się u wylotu kanionów podmorskich. Ku spągowi profilu ediakaru stopniowo zanikają warstwy piaskowca drobnoziarnistego i dominują przewarstwiające się mułowce i iłowce. Może to wskazywać na głębokowodne, rozciągające się poza zasięgiem stożków podmorskich środowisko równi abysalnej, w którym dominuje sedymentacja mułów pelagicznych.

Osady górnej części profilu ediakarskiego mogły być akumulowane w dolnej części skłonu kontynentalnego. Cechą charakterystyczną tej części profilu jest obecność licznych brekcji sedymentacyjnych (sejsmitów), których geneza wskazuje na aktywność sejsmiczną dna morskiego (Pacześna, 2023; fig. 26A, C, D) oraz występowanie niepełnych członów sekwencji Boumy. Ich obecność może wskazywać na aktywność prądów zawiesinowych o małej gęstości, które przynajmniej częściowo osadziły utwory mułowcowo-iłowcowe spągowej części sukcesji. Wspomniane prądy, spływając powoli, transportowały głównie cząstki frakcji pyłowej i ilastej. Cienkie warstwy czarnego iłowca w stropie każdej z częściowych sekwencji (fig. 26B) są prawdopodobnie związane z krótkimi epizodami sedymentacji mułów pelagicznych, osadzonych w przerwie między kolejnymi spływami prądów zawiesinowych.

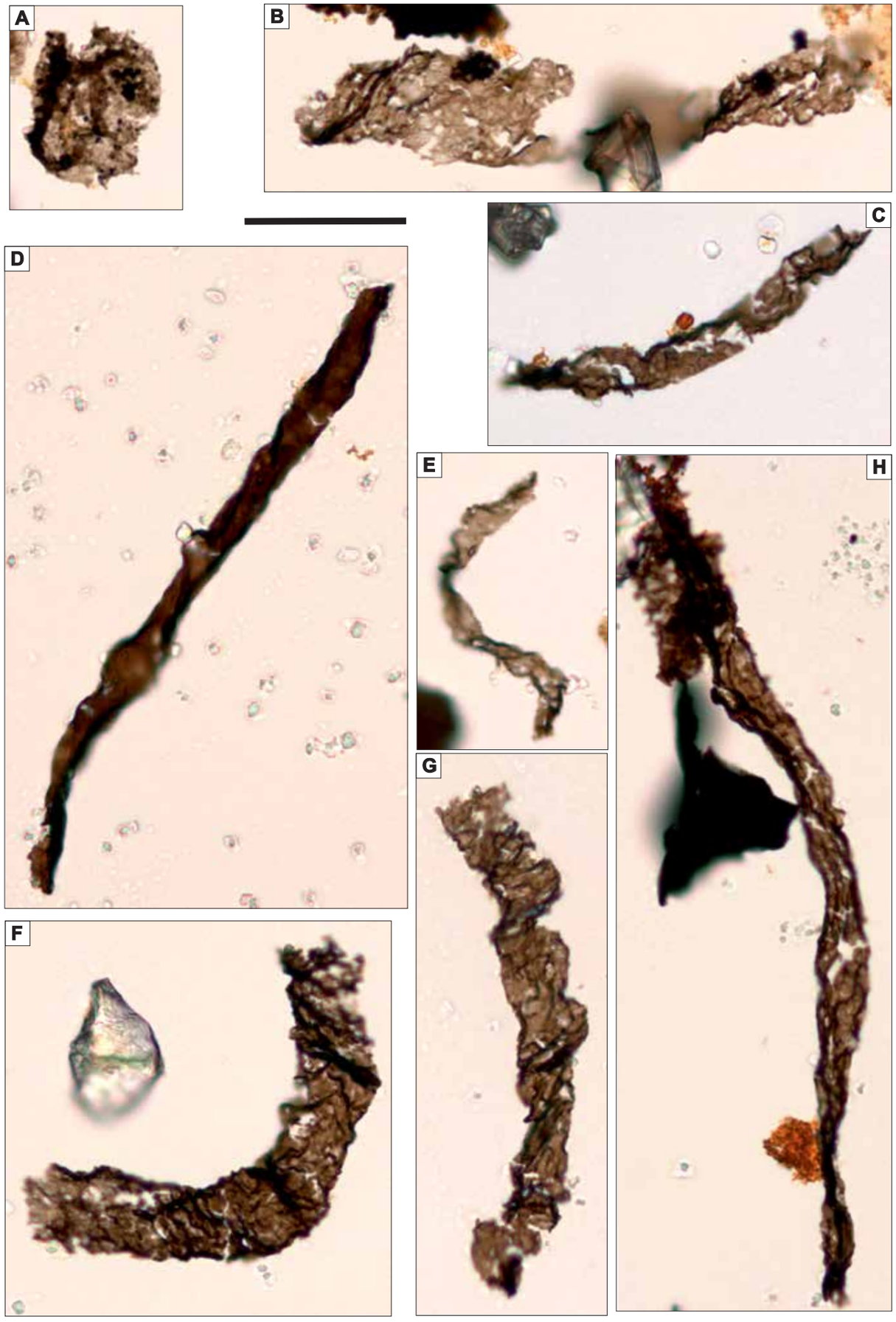


FIG. 25. Mikroflora z utworów ediakaru z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 (NE część bloku górnośląskiego):
A – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 901,0 m;
B, D–H – fragmenty sinic (Cyanobacteria), głęb. 901,0 m;
C – *Leiosphaeridia* sp., głęb. 1585,0 m.
Skala liniowa wynosi 20 µm

TAB. 3. Magmatyzm ediakarski (kadomski; 635–538,8 mln lat temu) oraz egzotyki i olistolity na obszarze południowej Polski i północnych Czech

Obszar	Próbka	Wiek U-Pb [mln lat]	Typ skały magmowej	Cytowanie
Blok górnośląski (BGS)				
kopuła Bielska-Białej	Łodygowice	629 ±6	granitoid	Żelaźniewicz i in. (2009)
	Roztropice	583 ±6	granodioryt	
	Kęty 8	579 ±2,7	granodioryt	
	Roczyny	558 ±4	granodioryt	
egzotyki w BGS	Istebna (ISTC)	617,5 ±5,2	ortognejs	Gawęda i in. (2019)
	Istebna J	603,7 ±3,8	ortognejs	
	Osielec (D6)	614,6 ±2,5	metagabro/dioryt	
	Osielec (OSC)	613,3 ±2,5	metabro/dioryt	
	Nowe Rybie	565,9 ±3,1	granit	
olistolity w BSG	Bugaj	580 ±6	granitoid	Burda i in. (2019)
	Andrychów	542 ±1	ortognejs	
Blok małopolski	Książ Wielki	*549 ±3	tuf	Compston i in. (1995)
		(578 ±5)	tuf	
Blok przedsudecki	Strzelin	600 ±9	ortognejs	Oberc-Dziedzic i in. (2003)
	Strzelin	568 ±7	ortognejs	
	Nowolesie (S6)	602 ±7	ortognejs	Klimas i in. (2009)
	Nowolesie (S6)	587 ±4	ortognejs	
	Nowolesie	576 ±19	ortognejs (protolit)	Mazur i in. (2010)
	Maciejowice	566,9 ±9	ortognejs (protolit)	
	Wądroże Wlk.	548 ±9	metagranodioryt	Żelaźniewicz i in. (2004)
Karkonosze	Bitouchov	540 ±11	granodioryt	
Masyw łużycki	Zawidów	544 ±4	granodioryt	Białek i in. (2014)
	Zgorzelec	541 ±8	granodioryt	Dörr i in. (2002)
Kłodzko–Złoty Stok	Orle-Gołogłowy	590 ±10	plagiognejs (protolit)	Mazur i in. (2003)
Sudety Wschodnie	Głuchołazy	578 ±5	żyła pegmatytowa	Żelaźniewcz i in. (2005)
Keprnik	Keprnik	570 ±6	ortognejs	Kröner i in. (2000)
Desna	Desna (SUD16/3)	611,9 ±5,3	skała leukokratyczna	Jastrzębski i in. (2021)
	Desna (SUD16/2	604,7 ±6,2	skała leukokratyczna	
Velké vrbno	VelkeVrbno (36/1)	606,9 ±3,6	leptyt	
	VelkeVrbno (35/1)	606 ±14	amfibolit	
	VelkeVrbno (W6/1)	579,9 ±4	leptyt	
	Velké Vrbno	568 ±9	metadacyt	Kröner i in. (2000)
	Velké Vrbno (Os335/1)	558 ±4	metadacyt	Jastrzębski i in. (2015)
	Velké Vrbno (Os335/2)	557 ±4	metabazalt	
Slavkov	Filipovice	612,7 ±1	ortognejs	Kröner i in. (2000)
	Lhota	606 ±2	granodioryt	Timmerman i in. (2019)
	Ždanice	601 ±2	dioryt	
	Blansko	597 ±2	tonalit	
	Jehnice	595 ±1	granodioryt	
	Uhřice	594 ±2	dioryt	
	Popice	590 ±8	leukogranit	
Thaya	Gumping	595 ±1	granodioryt	Finger i in. (2000)
	DF-B (Derflice)	603 ±3,2	granodioryt	Svojtka i in. (2017)
	DF-C	603 ±5,2	granodioryt	

* wynik analiz U-Pb może reprezentować starszą populację cyrkonu (antekryształy i ksenokryształy); objaśnienia w tekście

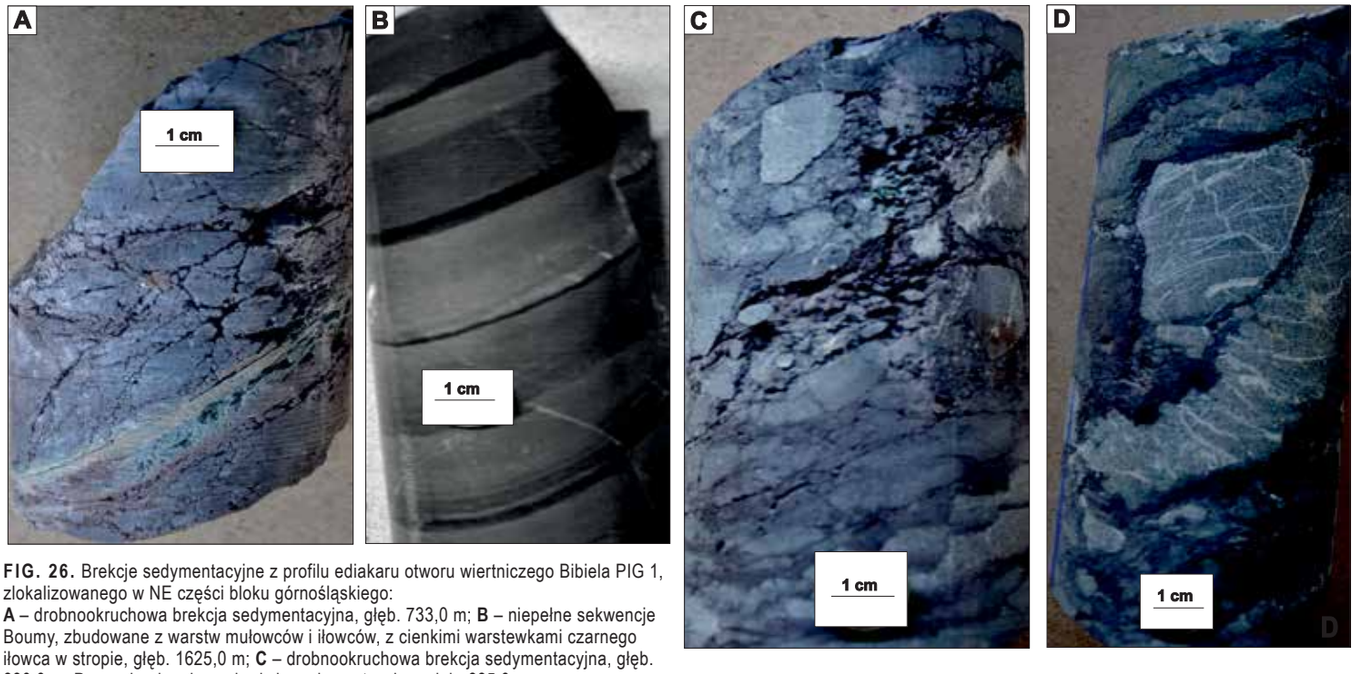


FIG. 26. Brekcje sedymentacyjne z profilu ediakaru otworu wiertniczego Bibiela PIG 1, zlokalizowanego w NE części bloku górnośląskiego:
A – drobnookruchowa brekcja sedymentacyjna, głęb. 733,0 m; **B** – niepełne sekwencje Boumy, zbudowane z warstw mułowców i iłowców, z cienkimi warstewkami czarnego iłowca w stropie, głęb. 1625,0 m; **C** – drobnookruchowa brekcja sedymentacyjna, głęb. 830,0 m; **D** – grubookruchowa brekcja sedymentacyjna, głęb. 835,0 m

4 Sudety

Ewa Krzemińska

Obszar Sudetów jest wyjątkowo złożoną mozaiką strukturalną (Kryza i in., 2004), na którą składają się lokalnie zachowane fragmenty kadomskiego podłoża, różnorodnie przeobrażone paleozoiczne sukcesje i kompleksy (meta)magmowe, dopełnione przez rozległe waryscyjskie ciała granitoidowe. Jednym z nich jest masyw kłodzko-złotostocki, znajdujący się we wschodniej części bloku sudeckiego. Stanowi on NE część europejskiego pasa waryscyjskiego, kontynuując się do Masywu Czeskiego. Podłoże masywu jest zbudowane ze skał neoproterozoiku zaangażowanych w metamorfizm kadomski i waryscyjski. Ediakarska sukcesja masywu obejmuje odrębne elementy tektoniczne, w tym komponenty pochodzące z kilku grup litologicznych, tj. metagabra i amfibolity, którym towarzyszą felsowe metawulkanity oraz epidotowo-amfibolitowe sukcesje osadów wulkanicznych. Cyrkony z gnejsu plagioklazowego z jednostki Orle-Gołogłowy, który występują w ścisłym związku z metagabrami, wskazują na wiek 590 ±10 mln lat temu (wiek przecięcia), interpretowany jako czas krystalizacji protolitu magmowego (Mazur i in., 2003). Ponadto frakcja euhedralnych magmowych cyrkonów, pochodzących z tufu riodacytowo-andezytowego, ujawniła najmłodszą grupę wiekową 590–600 mln lat, która wskazuje na czas depozycji i odpowiada wiekowi aktywności wulkanicznej (Mazur i in., 2003, Kryza i in., 2004). Cechy geochemiczne riodacytów i andezytów, nieznacznie wzbogaconych w najbardziej niekompatybilne pierwiastki i z płaskimi charakterystykami pierwiastków śladowych, o wartościach ε Nd_{560} od +2,9 do +8,6, pierwiastków mieszczących się w tym samym zakresie co w metagabrach, oraz brakiem skał alkalicznych, wskazuje na subdukcję domeny typu oceanicznego na aktywnym brzegu Gondwany (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2003).

Lamprofirowa dajka spessartytu z Chwalisławia (Mikulski i in., 2013) w obrębie struktury kłodzko-złotostockiej, oprócz autokryształów (n = 7/16) określających wiek intruzji na ok. 333,1 ±3,1 mln lat, zawiera kolekcję cyrkonów stanowiącą bardzo liczną i jednorodną grupę (n = 6/16) odziedziczonych z podłoża ziaren, która obejmuje również magmowy cyrkon o wyraźnie zdefiniowanym wieku 566,3 ±6,4 mln lat. Jest to wiek typowy dla skorupy kadomskiej.

Skały o potwierdzonym wieku neoproterozoicznym, w dużej mierze uformowane lub posadowione tuż przed orogenezą kadomską lub w jej trakcie, występują także w bloku łużyckim, w masywie Strzelina i równorzędnej domenie śląskiej Sudetów Wschodnich, na terenie Czech (Kryza i in., 2004; Linnemann i in., 2008; Oberc-Dziedzic i in., 2016).

W północnej części masywu Strzelina podłoże kadomskie składa się z drobno- i średnioziarnistych gnejsów porfirytowych. Biotytowo-muskowitowy gnejs strzeliński zawiera wtrącenia amfibolitów o wielkości od kilkucentymetrowych do kilkumetrowych, które są interpretowane jako dawne maficzne dajki (Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998). W południowej części masywu (Nowolesie), skały neoproterozoiku są reprezentowane przez migmatytowe gnejsy sylimanitowe. Na podstawie analizy U–Pb cyrkonu SHRIMP granitowy protolit gnejsu strzelińskiego jest datowany na 600–568 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2003; tab. 3). Neoproterozoiczne daty gnejsów (Strzelin i Nowolesie) wskazują na powinowactwo do podłoża brunowistulikum, które można w ten sposób prześledzić poza górską częścią Sudetów Wschodnich.

W bloku łużyckim podłoże kadomskie to granodioryty i szarogłazy łużyckie. Szarogłazy pokrywają niewielki obszar w pobliżu zachodniej granicy Polski, na NE peryferiach łużyckiego masywu granodiorytowego (Białek i in., 2014). Granodioryty łużyckie wykazują strefowe rozmieszczenie typów litologicznych: średnioziarnisty granodioryt dwumikowy (biotytowy muskowitowy) występuje w centrum kompleksu magmowego, podczas gdy średnio- i gruboziarnisty granodioryt biotytowy tworzy jego marginalną część. Na podstawie systematyki geochemicznej K_2O względem SiO_2, granodioryty łużyckie, np. próbki z Zawidowa, są zaliczane do serii wapniowo-alkalicznej, bogatej w potas z przejściami do skał szoszonitowych (Białek i in., 2014). Skład wskazuje na cechy typowe dla stopów z górnej skorupy kontynentalnej. Wiek modelowy T_{DM} Nd granodiorytu Zawidowa (1,52 i 1,54 mld lat) jest znacznie starszy niż wiek intruzji magmowej. Obecność populacji odziedziczonych cyrkonów (ok. 2,0 i 1,0 mld lat oraz 592–665 mln lat) potwierdza rolę recyklingu starej skorupy w procesie generowania magm. W granodiorycie (ZG 2) większość analiz cyrkonu dała wiek konkordii 544 ±4 mln lat (tab. 3). Cztery punkty analityczne, zlokalizowane na brzegach ziaren, wskazały nieco młodszy wiek konkordii 511 ±5 mln lat. Kröner i in. (1994) uzyskali wiek cyrkonu $^{207}Pb/^{206}Pb$ dla granodiorytów łużyckich w zakresie od 587 ±17 do 542 ±9 mln lat, wnioskując przedłużoną (łącznie ok. 40 mln lat) aktywność magmową lub trzy kolejne epizody posadowienia intruzji granodiorytu w tym przedziale czasu (ok. 585, ok. 563, ok. 542 mln lat temu) (fig. 27A–D).

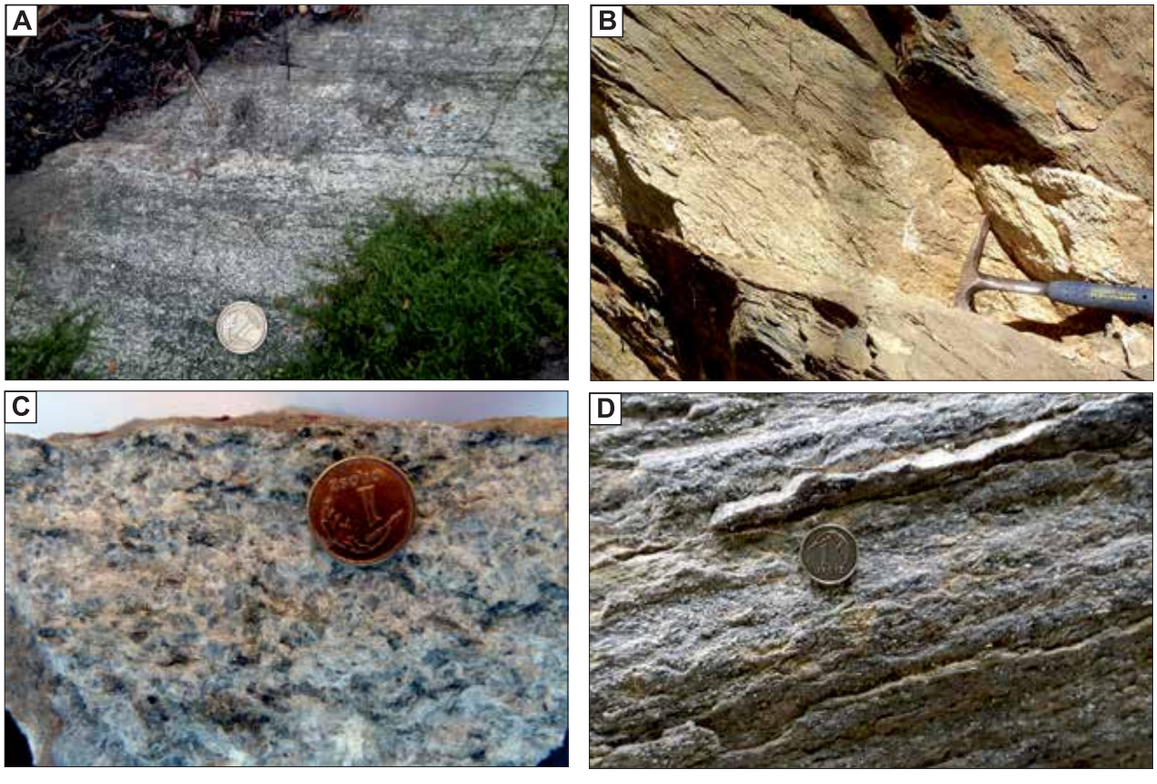


FIG. 27. Skały krystaliczne podłoża o konsolidacji kadomskiej w Sudetach: **A** – średnioziarnisty ortognejs, Wilemowice, północna część masywu Strzelina, wiek protolitu ok. 590 mln lat; **B** – żyła pegmatytowa, Głuchołazy, wschodnie Sudety, wiek krystalizacji 578 ±5 mln lat (Żelaźniewicz i in., 2005); **C** – metagranodioryt, Wądroże Wielkie, blok przedsudecki, wiek krystalizacji protolitu 548 ±9 mln lat (Żelaźniewicz i in., 2004); **D** – granodioryt łużycki, Leśna, zachodnie Sudety, wiek protolitu 544 ±4 mln lat (Białek i in., 2014). Fot. A. Żelaźniewicz

Literatura

Areń B.,1974. Wiadomości ogólne. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 7–19.

Areń B., 1978a. Korelacja i rozwój osadów wendu z prekambryjskiej platformy w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 24–26.

Areń B., 1978b. Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy między kambrem i prekambrem na platformie w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 29–47.

Areń B., 1982. Litologiczno-facjalny rozwój górnego wendu na obszarze wschodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 30: 225–230.

Areń B., Jaworowski K., Juskowiakowa M., Lendzion K., Wichrowska M., 1979. The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 318: 43–57.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A., Fedoryshyn Y., 2000. Petrology, geochemistry and geologic setting of the Precambrian basalts of Volyn. *W*: Abstract volume of Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Project: 4–5.

Bakun-Czubarow N., Białowolska A., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. Acta Geologica Polonica, 52: 481–496.

Bednarczyk W., 1979. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Łeba Elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance. Acta Geologica Polonica, 29: 409–442.

Bednarczyk W., 1984. Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Łeba area. Acta Geologica Polonica, 34: 95–110.

Bednarczyk W., Turnau-Morawska M., 1975. Litostratygrafia osadów kambru i wendu w rejonie Łeby. Acta Geologica Polonica, 25: 537–566.

Białek D., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Pin Ch., 2014. Cambrian Zawidów granodiorites in the Cadomian Lusatian Massif (Central European Variscides): what do the SHRIMP zircon ages mean? Journal of Geosciences, 59: 313–326.

Białowolska A., Bakun-Czubarow N., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–57.

Bingen B., Demaiffe D., Van Breemen O., 1998. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and Late Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean. Journal of Geology, 106: 565–574.

Bingen B., Griffin W.L., Torsvik T.H., Saeed A., 2005. Timing of Late Neoproterozoic glaciation in Baltica constrained by detrital zircon geochronology in the Hedmark Group, south-east Norway. Terra Nova, 17: 250–258.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 160: 23–45.

Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence evidence evidence and implications for continental histories evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, 70: 325–345.

Budzyń B., Dunkley, D., Kusiak M., Poprawa P., Malata T., Skiba M., Paszkowski M., 2011. SHRIMP U-Pb zircon chronology of the Polish Western Outer Carpathians source areas. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 161–171.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171.

Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Buła Z., Habryn, R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and West Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W*: Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–42.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Burda J., Woskowicz-Ślęzak B., Klötzli U., Gawęda A., 2019. Cadomian protolith ages of exotic mega blocks from Bugaj and Andrychów (Western outer Carpathians, Poland) and their palaeogeographic significance. Geochronometria, 46: 25–36.

Calver C.R., Crowley H., Wingate M.T.D., 2013. Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U-Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia. Geology, 41: 1127–1130.

Cawood P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Earth-Science Reviews, 69: 249–279.

Cawood P.A., Buchan C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. Earth-Science Reviews, 82: 217–256.

Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2006. Was Baltica right way up or upside down in the Neoproterozoic? Journal of the Geological Society, 163: 753–759.

Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R., Prave T., Krabbendam M., 2007. Sedimentary basin and detrital zircon record along east Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. Journal of the Geological Society, 164: 257–275.

Cawood P.A., Martin E.L., Murphy J.B., Pisarevsky S.A., 2021. Gondwana's interlinked peripheral orogens. Earth and Planetary Science Letters, 568, 117057.

Cebulak S., Kotas A., 1982. Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG 1. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 205–210.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 72: 39–66.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Collins A.S., Pisarevsky S.A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. Earth-Science Reviews, 71: 229–270.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest fauna I zone within the Late Precambrian of east Poland. Journal of the Geological Society, 152: 599–611.

Condón D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science, 308: 95–98.

Czarnocki J., 1926. O wieku utworów pregotlandzkich na Wołyniu i Podolu. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 14: 9–16.

Diver W.L., Peat C.J., 1979. On the interpretation and classification of Precambrian organic-walled microfossils. Geology, 7: 401–404.

Dörr W., Zulauf G., Fiala J., Franke W., Vejnar Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit – a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). Tectonophysics, 352: 65–85.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy Československé akademie věd. Řada matematických a přírodních věd, 90: 1–85.

Dudzisz K., Lewandowski M., Werner T., Karasiński G., Kędzior A., Paszkowski M., Środoń J., Bojanowski M.J., 2022. Paleolatitude estimation and premises for geomagnetic field instability from the Proterozoic drilling core material of the south-western part of the East European Craton. Precambrian Research, 357: 106–135.

Ebbestadt J.O.R., Hybertsen F., Högström A.E.S., Jensen S., Palacios T., Taylor W.L., Agic H., Høyberger M., Meinhold G., 2021. Distribution and correlation of *Sabellidites cambriensis* (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica. Geological Magazine, 159: 1262–1283.

Elming S.A., Kravchenko S.N., Layer P., Rusakov O.M., Glevasskaya A.M., Mihailova N.P., Bachtadse V., 2007. Palaeomagnetism and $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determinations of the traps from the southwestern margin of the east European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. Journal of the Geological Society, 164: 969–982.

Emetz A., Piestrzyński A., Zagnitko V., 2004. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn Flood Basalt Province (western margin of the East-European Craton). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 257–265.

Fairchild I.J., Kennedy M.J., 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. Journal of the Geological Society, 164: 895–925.

Finger F., Hanžl P., Pin C., von Quadt A., Steyrer H.P., 2000. The Brunovistulian: Avalonian Precambrian at the eastern end of the Central European Variscides. Geological Society Special Publications, 179: 103–112.

Gawęda A., Golonka J., Waśkowska A., Szopa K., Chew D., Starzec K., Wieczorek A., 2019. Neoproterozoic crystalline exotic clasts in the Polish Outer Carpathian flysch: remnants of the Proto-Carpathian continent? International Journal of Earth Sciences, 108: 1409–1427.

Gawthrope R.L., Leeder M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research, 12: 195–218.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier.

Grey K., 2005. Ediacaran palynology of Australia. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, 31.

Husseini M.I., Husseini S.I., 1990. Origin of the of the Infracambrian salt basins of the Middle East. Geological Society Special Publications, 50: 279–292.

Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Cambrian organic microfossils at the border area of the East- and West-European platforms (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 241–267.

Jachowicz-Zdanowska M., 2013. Cambrian phytoplankton of the Brunovistulicum – taxonomy and biostratigraphy. Polish Geological Institute Special Papers, 28.

Jachowicz-Zdanowska M., 2023. Mikroflora i stratygrafia utworów ediakaru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 60–61.

Jankauskas T., 2002. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Institute of Geology of Lithuania, Vilnius.

Jankauskas T., Lendzion K., 1992. Lower and Middle Cambrian acritarch-based biozonation of the Baltic syneclise and adjacent areas (East-European Platform). Przegląd Geologiczny, 40: 519–525.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Murtezi M., Sergeev S., Larionov A.N., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – a terrane boundary in the Central

Literatura

European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. Lithos, 220–223: 116–132.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Sláma J., Machowiak K., Śliwiński M., Jaźwa A., Kocjan I., 2021. Provenance of Precambrian basement of the Brunovistulian Terrane: new data from its Silesian part (Czech Republic, Poland), central Europe, and implications for Gondwana break-up. Precambrian Research, 355, 106108.

Jaworowski K., 1979. Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 94.

Jaworowski K., 1997. Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 377.

Jaworowski K., 2000. Facies variability in the Cambrian deposits from the Kościerzyna and Gdańsk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland): a comparative study. Geological Quarterly, 44: 249–260.

Jaworowski K., 2011. Charakterystyka sedymentologiczna osadów ediakaru i kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 68–75.

Jaworowski K., Sikorska M., 2003. Composition and provenance of clastic material in the Vendian-lowermost Cambrian from Northern Poland: geotectonic implications. Polish Geological Institute Special Papers, 8.

Jaworowski K., Sikorska M., 2010. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa formacji żarnowieckiej (smołdzińskiej). Ediakar-kambr dolny. *W*: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Juskowiakowa M., 1971. Bazalty wschodniej Polski. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 245: 173–253.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. Earth and Planetary Science Letters, 120: 409–430.

Kirschvink J.L., 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. *W*: In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study (red. J. Schopf, C. Klein): 51–52. Cambridge University Press, Cambridge.

Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2009. Palaeo- to Mesoproterozoic inheritance and Ediacaran anatexis recorded in gneisses at the NE margin of the Bohemian Massif: SHRIMP zircon data from the Nowolesie gneiss, Fore-Sudetic Block (SW Poland). Geologia Sudetica, 41: 2–42.

Knoll A.H., Walter M.R., 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. Nature, 356: 673–678.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2004. A new period for the geologic time scale. Science, 305: 621–622.

Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N., 2006. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. Lethaia, 39: 13–30.

Kominz M., 1995. Thermally subsiding basin and the insulating effect of sediment with application to the Cambrian-Ordovician Great Basin sequence, western USA. Basin Research, 7: 221–233.

Kowalczewski Z., 1990. Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski (litostratygrafia, tektonika, paleogeografia). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 131.

Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.-H., Krauss M., Eidam J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granites: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. Geologische Rundschau, 83: 357–376.

Kröner A., Stípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. Geological Society Special Publications, 179: 175–197.

Kryza R., Mazur S., Pin C., 2003. Subduction- and non-subduction–related igneous rocks in the Central European Variscides: geochemical and Nd isotope evidence for a composite origin of the Kłodzko Metamorphic Complex, Polish Sudetes. Geodinamica Acta, 16: 39–57.

Kryza R., Mazur S., Oberc-Dziedzic T., 2004. The Sudetic geological mosaic: Insights into the root of the Variscan orogeny. Przegląd Geologiczny, 52: 761–773.

Krzemińska E., 2005. The outline of geochemical features of the late Neoproterozoic volcanic activity in the Lublin–Podlasie Basin, eastern Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 26: 47–51.

Krzemińska E., 2023. Wiek materiału detrytycznego w profilu otworu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 149–164.

Krzemińska E., Poprawa P., Pacześna J., Krzemiński L., 2022. From initiation to termination: The evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. Precambrian Research, 370, 106560.

Krzywiec P., Poprawa P., Mikołajczak M., Mazur S., Malinowski M., 2018. Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East Europen Craton (SE Poland) – Evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break of Rodinia. Journal of Palaeogeography, 7: 88–97.

Kuzmenkova O.F., Shumlyanskyy L.V., Nosova A.A., Voskoboynikova T.V., Grakovich I.Yu., 2011. Petrology and Correlation of Trap Formations of the Vendian in the Adjacent Areas of Belarus and Ukraine. Lithosphere, 35: 3–11.

Lassen A., Thybo H., Berthelsen A., 2001. Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. Tectonics, 20: 268–276.

Ledesma-Vazquez J., Johnson M.E., 2001. Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahia Concepcion region, Baja California Sur (Mexico). Sedimentary Geology, 144: 83–96.

Lendzion K., 1962. Paleozoik na anteklizie Sławatycz w świetle nowych wierceń. Kwartalnik Geologiczny, 6: 513–525.

Lendzion K., 1963. Eokambr i kambr zachodniego obrzeżenia platformy prekambryjskiej Europy wschodniej. Prace Instytutu Geologicznego, 30 (4): 147–155.

Lendzion K., 1968. Eokambr. Polska północno-wschodnia: Eokambr dolny i Eokambr górny. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 123–129. Wydaw. Geol., Warszawa.

Lendzion K., 1970. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG 1. Przegląd Geologiczny, 18: 343–344.

Lendzion K., 1978. Korelacja osadów kambru dolnego na platformie prekambryjskiej w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 26-28.

Lendzion K., 1983a. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 105.

Lendzion K., 1983b. Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 669–694.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. Precambrian Research, 160: 179–210.

Linnemann U., D'Lemos R., Drost K., Jeffries T., Gerdes A., Romer R., Samson S., Strachan R., 2008. The Cadomian tectonics. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 1: 103–154. The Geological Society of London.

Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology, 14: 246–250.

Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A., 2013. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. Chemical Geology, 362: 250–272.

Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., 2005. CELEBRATION 2000 Working Group, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Mazur S., Kryza R., Turniak K., Bröcker M., Pin C., 2003. Pre-Variscan metaigneous rocks of the Kłodzko Metamorphic Complex – a vestige of Cadomian subduction in the Central Sudetes, SW Poland. Journal of the Czech Geological Society, 48: 90–91.

Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Paderin I., Sergeev S.A., 2010. Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. Geological Magazine, 147: 508–526.

Meert J.G., Torsvik H.T., 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. Tectonophysics, 375: 261–288.

Mens K., Bergström J., Lendzion K., 1990. The Cambrian system on the East European Platform, Correlation Chart and Explanatory Notes. Valgus, Tallinn.

Mikulski S.Z, Williams I.S., Bagiński B., 2013. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko–Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U–Pb. International Journal of Earth Sciences, 102: 1007–1027.

Mizerski W., Stupka O., 2005. Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 53: 1030–1039.

Moczydłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. Fossils and Strata, 29.

Moczydłowska M., 2008. New records of late Ediacaran microbiota from Poland. Precambrian Research, 167: 71–92.

Moryc W., Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biała and Cracow. Kwartalnik Geologiczny, 42: 1–14.

Murphy J.B., Nance R.D., Cawood P. A., Collins W.J., Dan W., Doucet L.S., Heron P.J., Li Z.X., 2020. Pannotia: in defence of its existence and geodynamic significance. Geological Society Special Publications, 503: 13–39.

Nawrocki J., 2003. Gdzie była płyta bałtycka we wczesnym kambrze? Przegląd Geologiczny, 51: 744–747.

Nawrocki J., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 135: 4–7.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–79.

Nawrocki J., Boguckij A., Katanas V., 2004a. New late Vendian palaeogeography of Baltica and TESZ. Geological Quarterly, 48: 309–316.

Nawrocki J., Żylińska J., Buła J., Grabowski J., Krzywiec P., Poprawa P., 2004b. Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. Journal of the Geological Society, 161: 513–522.

Nawrocki J., Leichmann J., Pańczyk M., 2021. Mid-Ediacaran bimodal magmatism and peri-Baltic affinity of the Brunovistulian terrane documented by the U-Pb isotope and palaeomagnetic data from the Brno Massif (Central Europe). Precambrian Research, 358, 106147.

Literatura

Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2011. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 107: 207–310.

Nosova A.A., Kuzmenkova O.F., Veretennikov N.V., Petrova L.G., Levskiy L.K., 2008. Neoproterozoic Volyn-Brest magmatic province on western margin of the East European Craton: Peculiarities of intracratonic magmatism in the area of ancient suture zone. Petrologia, 16: 115–147 (po rosyjsku).

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003. SHRIMP zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 92: 701–711.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., Madej S., Kryza R., 2016. Three generations of granitoids emplaced over a 300 My time span in the Strzelin Massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland: mutual relationships and implications for secular crustal evolution. Arabian Journal of Geosciences, 61: 289–308.

Pacześna J., 1985. Skamieniałości śladowe górnego wendu i dolnego kambru południowego region lubelskiego. Kwartalnik Geologiczny. 29: 255–270.

Pacześna J., 1986. Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 355: 31–47.

Pacześna J., 1989. Polski i globalny zapis bio-zdarzenia na granicy prekambru i kambru. Przegląd Geologiczny, 37: 542–546.

Pacześna J., 1996. The Vendian and Cambrian ichnocoenoses from the Polish part of the East-European Platform. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 152.

Pacześna J., 2001. Zastosowanie skamieniałości śladowych w analizie facjalnej i wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji – przykład z kambru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 49: 1137–1146.

Pacześna J., 2006. Ewolucja późnoneopoterozoicznych-wczesnokambyjskich ryftowych depocentrów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 1–29.

Pacześna J., 2010. The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East-European Craton, southeastern Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 27.

Pacześna J., 2014. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 460: 1–24.

Pacześna J., 2023. Głębokowodne utwory ediakaru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 61–65.

Pacześna J., Buła Z., 2017. Ediakar. Mapa miąższości ediakaru w skali 1:5 000 000. Profile stratygraficzno-litologiczne sukcesji kambryjskich w Polsce. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 56–57. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Pacześna J., Poprawa P., 2005a. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). Geosciences Journal, 9: 117–127.

Pacześna J., Poprawa P., 2005b. Relative role of tectonic and eustatic processes in development of the Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin. Przegląd Geologiczny, 53: 562–571.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A., 2019. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. Precambrian Research, 331, 105352.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C., 2021. LIP printing: Use of immobile.element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. Lithos, 392–393, 106068.

Pease V., Daly J.S., Elming S.A., Kumpulainen R., Moczydłowska M., Puchkov V., Roberts D., Saintot A., Stephenson R., 2008. Baltica in the Cryogenian, 850–630 Ma. Precambrian Research, 160: 46–65.

Peng S.C., Babcok L.E., 2011. Continuing progress on chronostratigraphic subdivision of the Cambrian System. Bulletin of Geosciences, 86: 391–396.

Pesonen L.J., Mertanen S., Veikkolainen T., 2012. Paleo-Mesoproterozoic Supercontinents – A Paleomagnetic View. Geophysica, 48: 5–47.

Pisarevsky S., Murphy J., Cawood P., Collins A., 2008. Late Neoproterozoic and Early Cambrian palaeogeography: models and problems. Geological Society Special Publications, 294: 9–31.

Poprawa P., Pacześna J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Przegląd Geologiczny, 50: 49–63.

Poprawa P., Sliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskiene J., 1999. Late Vendian – early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. Precambrian Research, 346, 105817.

Piper J.D.A., 1985. Continental movements and breakup in Late Precambrian – Cambrian times: prelude to Caledonian orogenesis. *W*: The Caledonide Orogen: Scandinavia and related areas (red. D.G. Gee, B.A. Stuart): 19–34. Wiley.

Pożaryski W., Kotański Z., 1979. Tectonic development of the Baikalian and Caledonian-Variscan foreland of the East European Platform in Poland. Kwartalnik Geologiczny, 23: 7–19.

Prave A.R., Condon D. J., Hoffmann K.H., Tepster S., 2016. Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation. Geology, 44: 631–634.

Raevskaya E., 2005. Diversity and distribution of Cambrian acritarchs from the Siberian and East-European platforms – a generalized scheme. Carnets de Géologie, Memoir 2005/02, Abstract 07.

Samsonowicz J., 1939. Gotland, ordowik i skały wylewne na wschodnim Wołyniu. Prace Przyrodnicze nr 1, Łuck.

Seghedi A., Berza T., Iancu V., Mărunţiu M., Oaie G., 2005. Neoproterozoic terranes in the Moesian basement and in the Alpine Danubian nappes of the South Carpathians. Geologica Belgica, 8: 4–19.

Shumlyanskyy L.V., 2012. Evolution of the Vendian continental flood basalt magmatism in the Volyn area. Mineralogical Journal (Ukraine), 34 (4): 50–68.

Shumlyanskyy L.V., Andréasson P.G., Buchan K.L., Ernst R.E., 2007. The Volynian Flood Basalt Province and coeval (Ediacaran) magmatism in Baltoscandia and Laurentia. Mineralogical Journal (Ukraine), 29: 47–55 (po ukraińsku).

Shumlyanskyy L.V., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andreasson P.G., Kuzmenkova O., 2016. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. GFF, 138: 17–30.

Shumlyanskyy L., Krzemińska E., Kuzmenkova O., Nosova A., 2018. Geochemistry of picrites of the Ediacaran Volyn Continental Flood basalt Province. *W*: Geology and Minerals of Ukraine, Abstracts of Scientific Conference dedicated to the Centenaries of National Academy of Sciences of Ukraine and State Geological Survey of Ukraine, 259–261.

Siedlecka A., Roberts D., Nystuen J.P., Olovyanishnikov V.G., 2004. Northeastern and northwestern margins of Baltica in Neoproterozoic time: evidence from the Timanian and Caledonian Orogens. Geological Society Memoirs, 30: 169–190.

Sikorska M., 1988. Mikrolitofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 76.

Sikorska M., 1998. Rola diagenezy w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 164.

Sikorska M., 2000. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material; foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 237–247.

Soejono I., Janoušek V., Žáčková E., Sláma J., Konopásek J., Machek M., Hanžl P., 2017. Long-lasting Cadomian magmatic activity along an active northern Gondwana margin: U–Pb zircon and Sr–Nd isotopic evidence from the Brunovistulian Domain, eastern Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences, 106: 2109–2129.

Strauss H., Vidal G., Moczydłowska M., Pacześna J., 1997. Carbon geochemistry and palaeontology of the Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland. Geological Magazine, 134: 1–16.

Sturt B.A., Pringle J.R., Roberts D., 1975. Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. Journal of the Geological Society, 158: 321–329.

Svojtka M., Breiter K., Ďurišova J., Ackerman L., Veselovsky F., Šmerda J., 2017. Geochemistry and U-Pb zircon ages of Derflice granodiorite from the Thaya (Dyje) Massif. Geoscience Research Reports, 50: 17–24 (po czesku).

Szczepanowski W., 1974. Badania geochemiczne bazaltów serii sławatyckiej. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 39–42.

Szczepański J., Oberc-Dziedzic T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin crystalline massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 173: 23–40.

Ślączka A., 1982. Profil utworów kambru w otworach położonych na południowy wschód od Goczałkowic. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 201–205.

Środoń J., Kuzmenkova O., Stanek J.J., Petit S., Beaufort D., Gilg H.A., Liivamägi S.,Goryl M., Marynowski L., Szczerba M., 2019. Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton. Precambrian Research, 325: 217–235.

Środoń J., Condon D., Golubkova E. Millar I., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kedzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamagi S., 2023. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U-Pb dating. Precambrian Research, 386, 106962.

Timmerman M., Krmiček L., Krmičkova S., Sláma J., 2019. LA-ICP-MS zircon ages of the Slavkov Terrane, Central Basic Belt and Basal Clastics, Brunovistulicum, Czech Republic. *W*: 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CETEG 2019: 84.

Topper T., Betts M.J., Dorjnamjaa D., Lie G., Li L., Altanshagai G., Enkhbaatar B., Skovsted C.B., 2022. Locating the BACE of the Cambrian: Bayan Gol in southwestern Mongolia and global correlation of the Ediacaran–Cambrian boundary. Earth-Science Reviews, 229, 104017.

Vidal G., Moczydłowska M., 1995. The Neoproterozoic of Baltica – stratigraphy, palaeobiology and general geological evolution. Precambrian Research, 73: 197–216.

Volkova N.A., Kirjanov V.V., 1995. Regionalnaya stratigraficheskaya skhema sredne-verhnekembriyskikh otlozheniy vostochno-evropeyskoy platformy. Stratigraphy and Geological Correlation, 3 (5): 66–74 (po rosyjsku).

Znosko J., 1965. Sinian i kambr na obszarze północno-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 9: 465–488.

Literatura

Żelaźniewicz A., Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Crystalline basement SW of the Trans-European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian?) orogeny. Terra Nostra, 11: 167–171.

Żelaźniewicz A., Dörr W., Bylina P., Franke W., Haack U., Heinisch H., Schastok J., Grandmontagne K., Kulicki C., 2004. The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 93: 773–781.

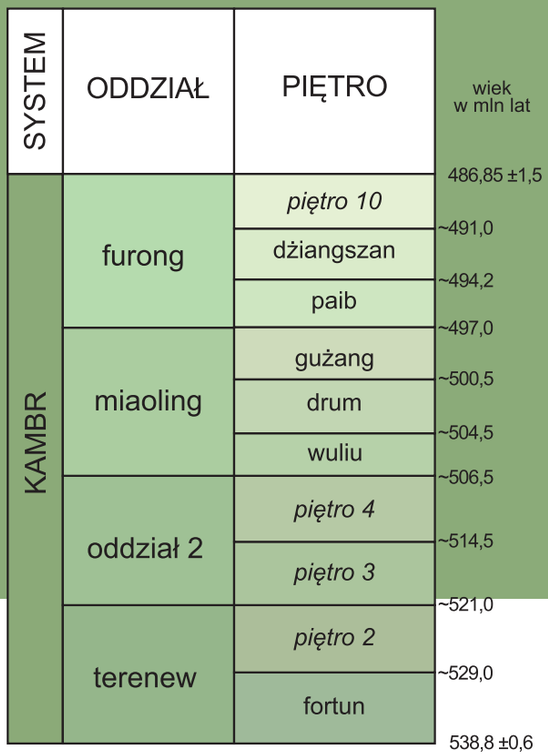
Żelaźniewicz A., Nowak I., Bachliński R., Larionov A.N., Sergeev S.A., 2005. Cadomian versus younger deformations in the basement of the Moravo-Silesian Variscides, East Sudetes, SW Poland: U-Pb SHRIMP and Rb-Sr age data. Geologia Sudetica, 37: 35–51.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. Geological Quarterly, 53: 93–124.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 87–156. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.87-156

KAMBR

Jolanta Pacześna, Ryszard Habryn,
Monika Jachowicz-Zdanowska, Zbigniew Szczepanik



Wstęp

Jolanta Pacześna, Monika Jachowicz-Zdanowska, Zbigniew Szczepanik

Dolną granicę systemu kambryjskiego ustanowiono w SE Nowej Fundlandii na półwyspie Burin i przylądku Fortune Head, na podstawie pierwszego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* w klastycznych osadach formacji Chapel Island. W utworach węglanowych dolną granicę systemu kambryjskiego zdefiniowano poniżej najniższego wystąpienia zespołu drobnych organizmów skorupkowych (ang. *small shelly fossils*) (Landing, 1994; Geyer, Landing, 2016 i literatura tam cytowana).

Dolna granica systemu kambryjskiego została geochronologicznie ustalona na podstawie datowania radiometrycznego metodą U–Pb–CA–ID TIMS na 538,8 ±0,6 mln lat w południowej Namibii, w klastycznych utworach formacji z Nomtsas, w warstwie tufu zalegającej bezpośrednio poniżej najniższego wystąpienia skamieniałości śladowej *Treptichnus pedum* (Linnemann i in., 2018; Cohen i in., 2025). Górna granica systemu kambryjskiego jest jednocześnie dolną granicą systemu ordowickiego, którą wyznacza pierwsze wystąpienie ordowickiego konodonta *Iapetognathus fluctivagus* (Cooper i in., 2001); jest ona geochronologicznie datowana na 486,85 ±1,5 mln lat.

System kambryjski został zdefiniowany i wydzielony przez Sedgwicka w 1835 r. na podstawie profili z północnej Walii i regionu Cumberland w NW Anglii (Sedgwick, Murchinson, 1835). Do niedawna dzielono go na trzy oddziały (dolny, środkowy, górny) i odpowiadające im trzy epoki (wczesna, środkowa, późna). Kambr był jedynym systemem, w którym do początków XXI w. nie wyróżniano globalnych pięter chronostratygraficznych. Podstawową jednostką w korelacji utworów kambryjskich stanowi do dziś poziom biostratygraficzny, wydzielany na podstawie przewodnich gatunków trylobitów, które są indeksową grupą skamieniałości dla tego systemu. Bazując na poziomach biostratygraficznych, są konstruowane podstawowe schematy tego systemu, jednak z uwagi na silny bioprowincjalizm trylobitów w kambrze są tworzone podziały regionalne i lokalne, które w mniejszym lub większym stopniu mogą być ze sobą korelowane. Polski zasięg występowania trylobitów nie obejmuje jednak całego kambru. Pojawiają się one dopiero od spągu oddziału 2 kambru. Stratygrafia najniższego oddziału kambru – terenewu – bazuje na drobnych organizmach skorupkowych, zespołach akritarch i pomocniczo także archeocjatach. W definiowaniu dolnej granicy terenewu, systemu kambryjskiego i fanerozoiku, priorytetową rolę odgrywają skamieniałości śladowe. Na obszarach, w których skały najstarszego kambru są wykształcone w facjach węglanowych, biostratygrafia bazuje na archeocjatach.

W schemacie chronostratygraficznym kambru tradycyjne oddziały (fig. 1A) zastąpiono czterema oddziałami i 10 piętrami (fig. 1B). Oficjalnie nazwano oddziały kambru: najstarszy – terenew, środkowy – miaoling i górny – furong (Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007; Peng, Babcock, 2011; Gradstein i in., 2020). Wciąż niezdefiniowany formalnie i nienazwany pozostaje oddział 2. Wyróżniono i zdefiniowano również w kolejności stratygraficznej piętra kambru: fortun, wuliu, drum, gużang, paib i dżiangszan (Babcock i in., 2005; Babcock, Peng, 2007). Nadal niezdefiniowane i nienazwane pozostają piętra: 2, 3, 4 i 10. Nowe wydzielenia chronostratygraficzne w obrębie kambru są oparte na innych niż wcześniej gatunkach trylobitów; nowe taksony wskaźnikowe będące podstawą wydzieleń stratygraficznych są bardziej poprawne. Wynika to z faktu, że taksony, wcześniej uważane za mające stabilne pierwsze pojawienie się, w rzeczywistości okazały się diachroniczne. Wspomniany diachronizm jest możliwy do wychwycenia nawet w badaniach o niskiej rozdzielczości stratygraficznej.

Jednym z głównych zjawisk, które na przełomie ediakaru i we wczesnym kambrze stymulowało wzrost liczby zróżnicowanych taksonomicznie organizmów bezkręgowych (fig. 2), było stopniowo zwiększające się natlenienie atmosfery, hydrosfery i osadów dennych. Wzrost

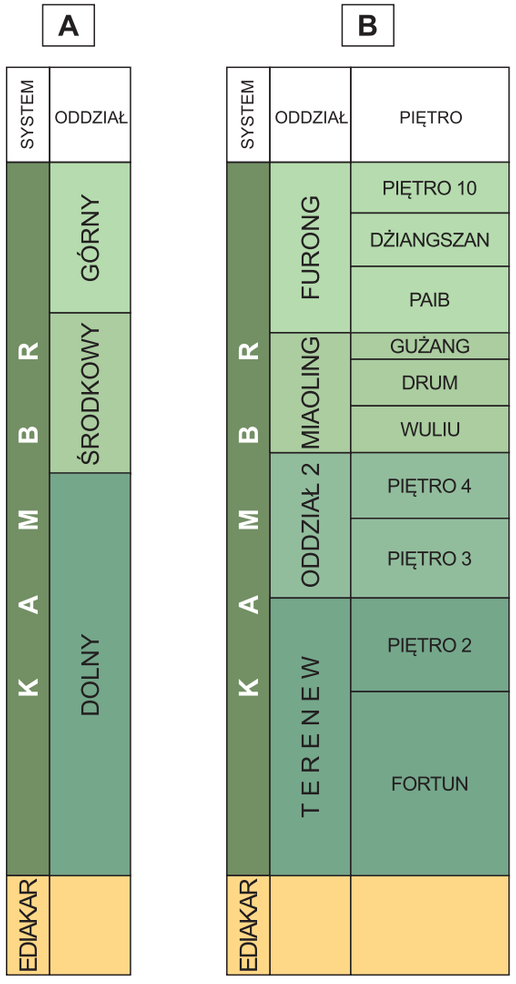


FIG. 1. Podziały chronostratygraficzne kambru: **A** – podział klasyczny na trzy oddziały; **B** – nowy podział na cztery oddziały i 10 pięter, ustanowiony przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną

Wstęp

natlenienia został między innymi zapoczątkowany pojawieniem się we wczesnym kambrze (fortunie) drapieżników, które swoim zachowaniem troficznym wymusiły na organizmach żyjących na powierzchni osadów dennych ucieczkę w głąb osadów i rozpoczęcie drążenia w nich norek i kanałów chroniących je przed organizmami drapieżnymi. Następnym ogniwem tego swoistego łańcucha biozdarzeń było pojawienie się – w ekosystemie dna morskiego – organizmów odżywiających się substancją organiczną zawartą w osadzie. Organizmy te wykształciły nieznane z ediakaru typy behawioru. Ich kopalnym zapisem są skomplikowane morfologicznie i bardzo urozmaicone ichnotaksonomicznie ichnocenozy, czyli zespoły skamieniałości śladowych (Pacześna, 1986, 1996). Działalność osadożerców doprowadziła do gwałtownego wzrostu zbioturbowania osadów dennych, co spowodowało eliminację z ekosystemu typowych dla ediakaru mat mikrobialnych przy jednoczesnym wzroście natlenienia osadu. Zmiany w konsystencji, składzie fizycznym, chemicznym i biologicznym osadów determinowały środowisko życia organizmów, głównie dostępność zasobów pokarmowych. Procesy te mogły doprowadzić do adaptacji organizmów do nowych warunków egzystencji i tym samym uruchomić procesy generowania nowych gatunków i rodzajów fauny kambryjskiej (Seilacher, 1999). Ichnologiczny zapis eksplozji życia kambryjskiego jest wyrazem przełomowego dla świata organicznego całego fanerozoiku procesu nazywanego rewolucją agronomiczną lub rewolucją substratu (Mángano, Buatois, 2020; Majchrzyk, Żylińska, 2025). Fortuński zapis eksplozywnego wzrostu urozmaicenia behawioru kambryjskiej fauny stanowi trzecią, główną fazę kambryjskiej rewolucji agronomicznej. Nastąpiła ona po dwóch pierwszych fazach ediakarskich, w których nieskomplikowane morfologicznie i położone na powierzchni osadu (pierwsza faza rewolucji agronomicznej) lub w jej pobliżu (druga faza rewolucji agronomicznej) skamieniałości śladowe odzwierciedlają niską złożoność taksonomiczną, morfologiczną i ekologiczną ediakarskich zespołów fauny (Pacześna, 1996; Seilacher, 1999; Mángano, Buatois, 2017, 2020; Majchrzyk, Żylińska, 2025).

Brak większych perturbacji klimatycznych, w tym okresów chłodniejszych, przy niewielkim, globalnym zróżnicowaniu ogólnie ciepłego klimatu w kambrze, wysoka zawartość tlenu w atmosferze i hydrosferze, żyzność oceanów w postaci zwiększonych planktonicznych zasobów pokarmowych, stabilizacja geotektoniczna skorupy ziemskiej, a także wzrost poziomu oceanu światowego, skutkujący globalną transgresją morską na większości kontynentów we wczesnym kambrze, to kilka, z prawdopodobnie wielu, do dziś niewyjaśnionych przyczyn wystąpienia kambryjskiej eksplozji życia (Eerola, 2004; Brasier, Lindsay, 2004; Burzin i in., 2004). Gwałtowny wybuch świata organicznego oznaczał pojawienie się na Ziemi we wczesnym kambrze większości znanych współcześnie typów organizmów, łącznie ze strunowcami, w stosunkowo krótkim geologicznie czasie. Podobna radiacja ewolucyjna, o tak ogromnym spektrum zróżnicowania biologicznego, nigdy więcej nie powtórzyła się w historii ziemskiej biosfery.

Po zakończonej w późnym ediakarze dezintegracji superkontynentu Rodinii i jej sukcesorki Pannocji, indywidualne bloki skorupowe rozpoczęły we wczesnym kambrze, jako odrębne byty geologiczne, różnokierunkowy dryft po globie ziemskim. Trwało to aż od rozpoczęcia się pod koniec kambru i trwającej do wczesnego dewonu stopniowej akrecji kontynentów (np. Nawrocki, Poprawa, 2006). Proces ten skutkował wieloaspektowym różnicowaniem się ich historii geologicznej, w związku z tym w niniejszym rozdziale kambryjskie bloki litosferyczne omówiono jako odrębne jednostki strukturalne.

Na obszarze Polski udokumentowane biostratygraficznie utwory kambru odsłaniają się w łysogórskim pasmie fałdowym i kieleckim paśmie fałdowym na terenie Gór Świętokrzyskich. W Sudetach silnie zmetamorfizowane utwory dolnego kambru są udokumentowane biostratygraficznie jedynie punktowo. Kambryjski wiek wykazuje część sudeckich granitoidów, przeobrażonych w orogenezie waryscyjskiej w gnejsy. Na pozostałych obszarach Polski rozpoznane stratygraficznie utwory kambru są znane tylko z profili otworów wiertniczych i zostały udokumentowane na platformie wschodnioeuropejskiej, na bloku górnośląskim i we wschodniej części bloku małopolskiego (fig. 3; Pacześna i in., 2017).

Badania utworów kambru w Polsce rozpoczęto w Górach Świętokrzyskich. U progu XX w. region ten – gdzie stwierdzono wszystkie ówcześnie wyróżniane oddziały kambru – stał się jednym z najważniejszych dla badań tego systemu w Europie (zob. historię badań *w:* Lendzion, Żak, 1968). Rodzący się stopniowo schemat biostratygraficzny kambru Gór Świętokrzyskich powstawał do momentu, gdy ostatecznie został zaproponowany regionalny podział biostratygraficzny bazujący na trylobitach (Orłowski, 1988 i literatura tam cytowana). W rezultacie prac rewizyjnych trylobitów w Górach Świętokrzyskich (Żylińska, 2001, 2013a, b, 2019; Żylińska i in., 2006; Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019, 2021) doszło do istotnych korekt regionalnego schematu biostratygraficznego (fig. 4). Z kolei wyniki prac dotyczących mikroflory akritarchowej (Moczydłowska *w:* Kowalczewski i in., 1986a, b, 1987; Szczepanik i in., 2005; Żylińska i in., 2006; Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2009; Szczepanik, Żylińska, 2017, 2021) umożliwiły korelację regionalnej chronostratygrafii z podziałami standardowymi (fig. 4).

Spójna propozycja podziału litostratygraficznego została przedstawiona przez Orłowskiego (1975a). Badacz ten zaproponował dla całego profilu kambru Gór Świętokrzyskich ustanowienie – z założenia formalnego – podziału litostratygraficznego, w którym ujął wszystkie znane wówczas kambryjskie kompleksy skalne. Z biegiem lat i dostępem nowych danych schemat był uzupełniany (Orłowski, 1981; Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000; Szczepanik i in., 2005; Kowalczewski i in., 2006), i wciąż pozostaje podstawowym schematem litostratygraficznym kambru w Górach Świętokrzyskich,

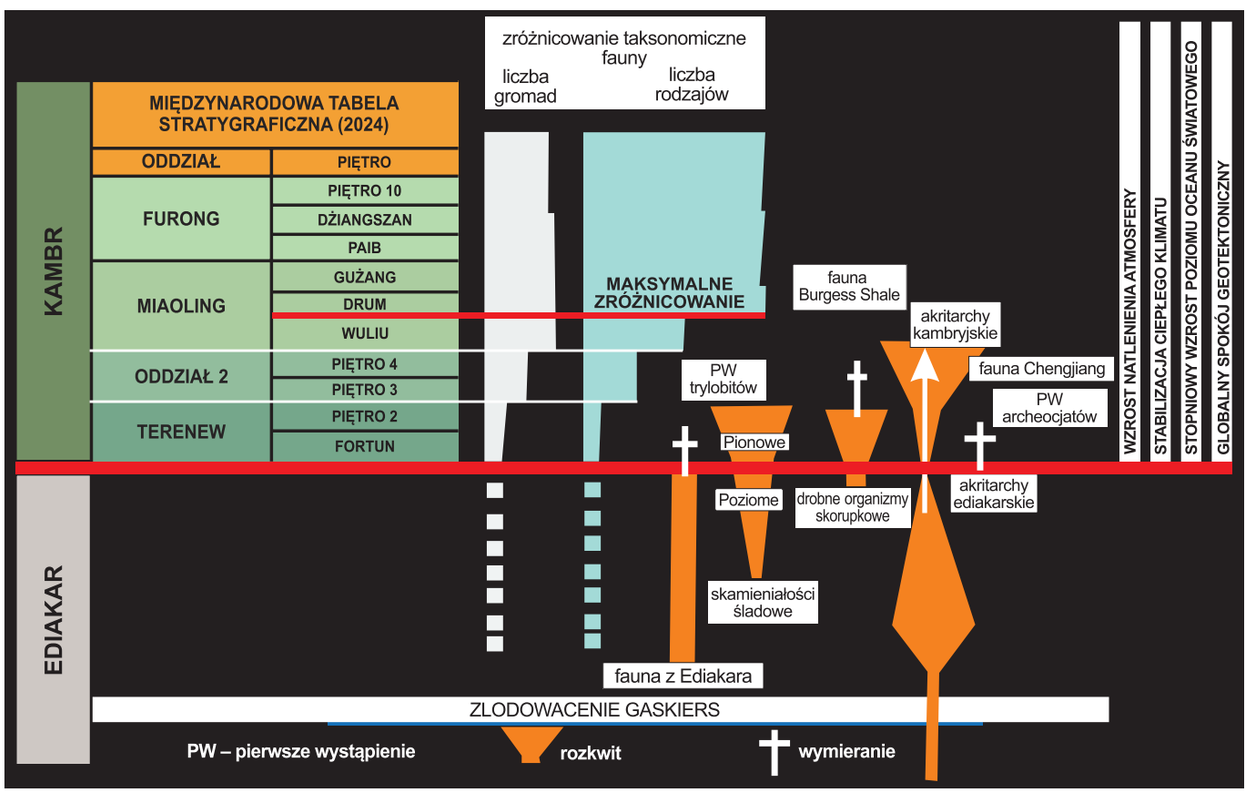
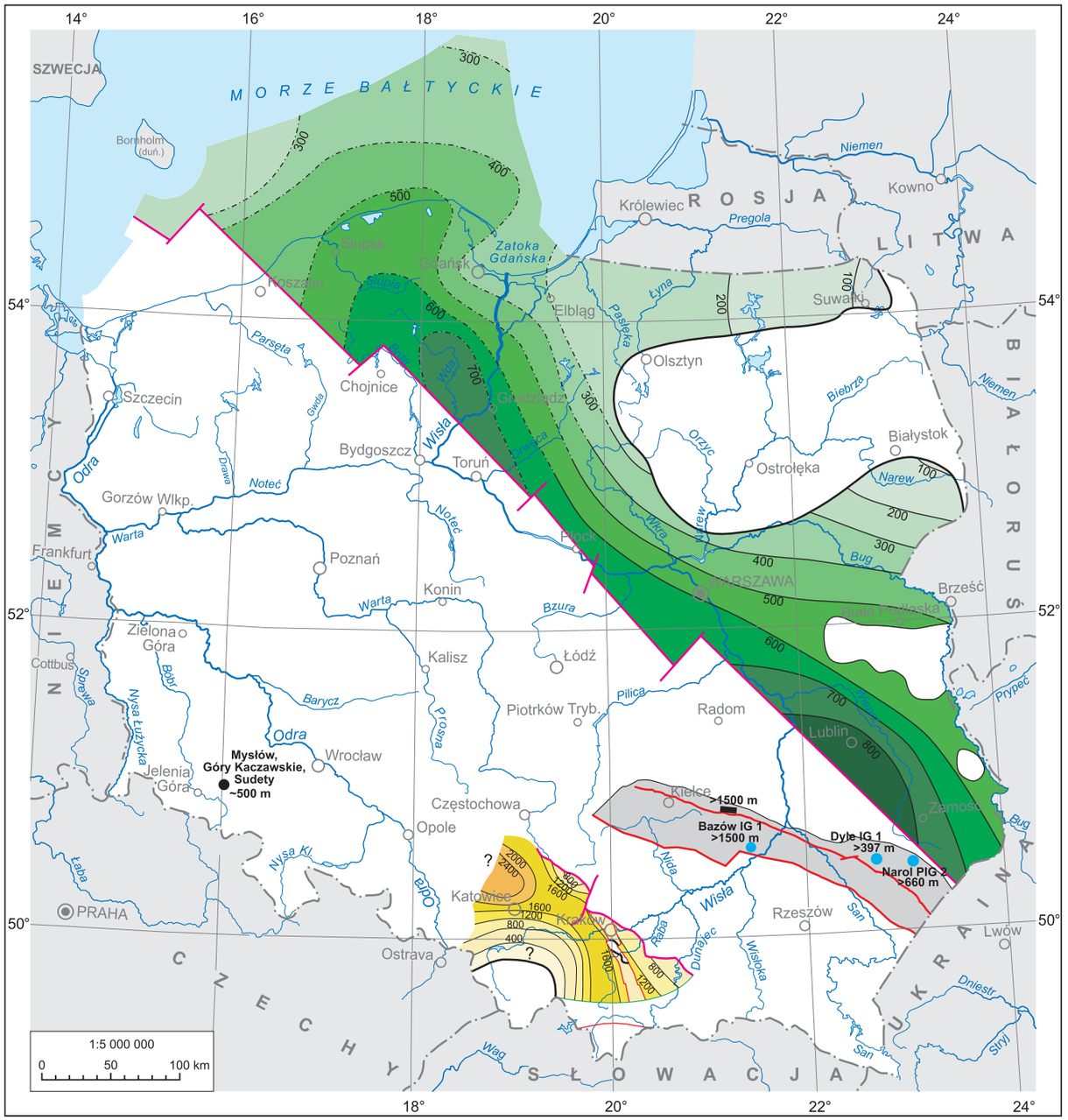


FIG. 2. Świat organiczny w ediakarze i kambrze – najważniejsze zdarzenia (zestawiono na podstawie: Eerola, 2001; Zhuravlev, 2001; Droser, Li, 2001; Xian-Guang i in., 2004; Moczydłowska, 2008; Lin, Kiessling, 2015; Rasmussen i in., 2019; Servais i in., 2023)



obszary o nieokreślonej miąższości i nieznanym zasięgu występowania utworów kambru

współczesny zasięg występowania utworów kambru

uskoki

odsłonięcia utworów kambru

Dyle IG 1 >397 m — otwory wiertnicze, w których nie przewiercono utworów kambru, nawiercona miąższość w metrach

punktowe, udokumentowane stratygraficznie wystąpienie utworów kambru

Miąższość utworów kambru [m]

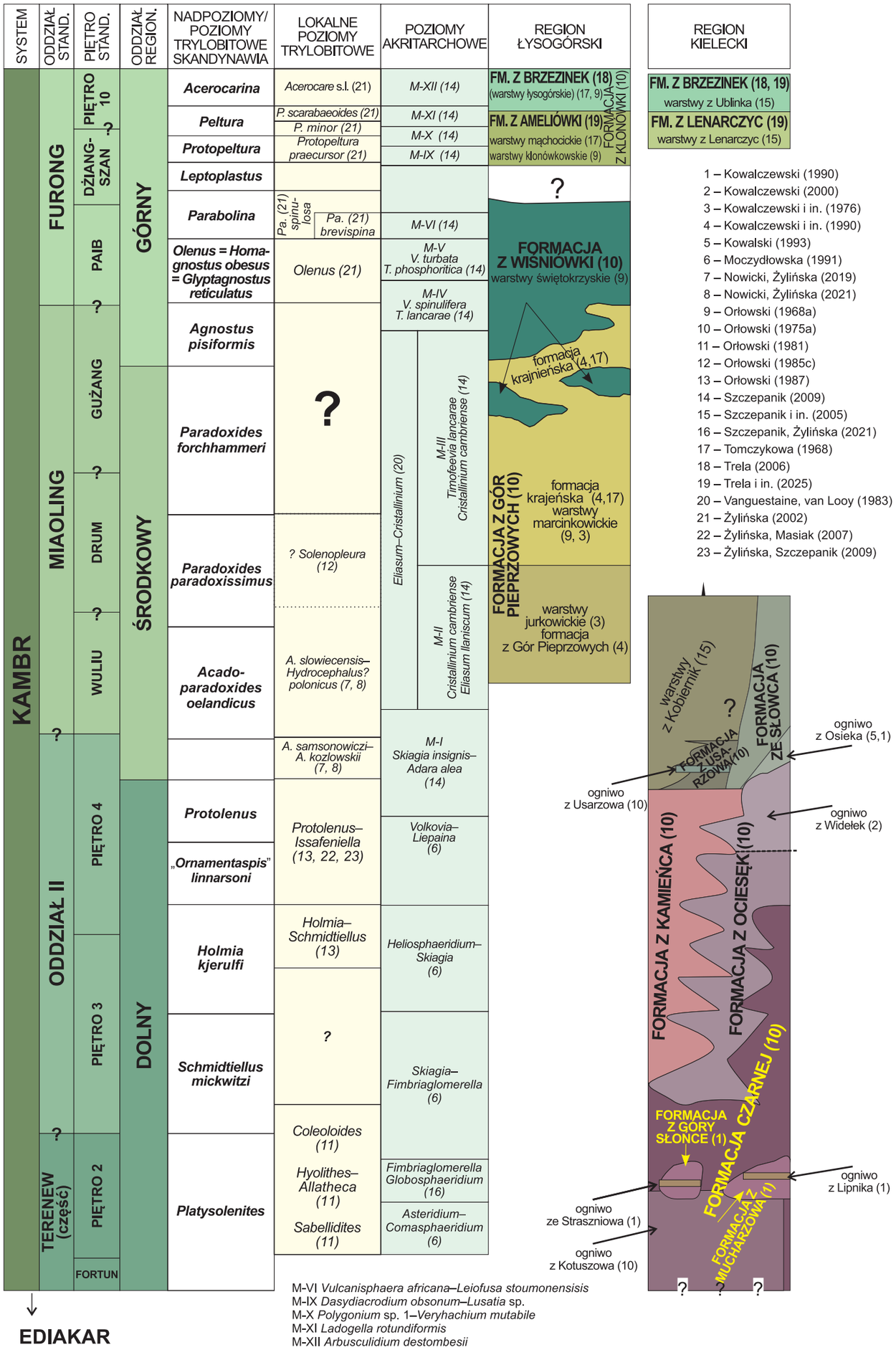
platforma wschodnioeuropejska	blok górnośląski
powyżej 800	4400–4800
700–800	4000–4400
600–700	3600–4000
500–600	3200–3600
400–500	2800–3200
300–400	2400–2800
200–300	2000–2400
100–200	1600–2000
poniżej 100	1200–1600
	800–1200
	400–800
	poniżej 400

FIG. 3. Mapa miąższości utworów kambru, pokazująca współczesny, rozpoznany zasięg utworów kambru w Polsce (wg Pacześnej i in., 2017, zmieniono)

do którego odnoszą się wszystkie publikacje dotyczące kambru tego obszaru.

Skały kambryjskie są znane także z obszarów położonych na wschód i SE od wychodni paleozoiku Gór Świętokrzyskich, na powiązanych z nimi strukturalnie obszarach: bloku Narol–Biłgoraj oraz wschodniej części masywu małopolskiego w strefie Stalowa Wola–Lubaczów. Utwory kambryjskie występują tam pod miąższymi kompleksami skał młodszych i są rozpoznane jedynie wierceniami. Utwory kambryjskie, znane tylko z wierceń, występują również w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, na bloku górnośląskim oraz w odsłonięciach w Górach Kaczawskich. Obecność oznaczalnych zespołów kambryjskich akritarch we wschodniej części bloku małopolskiego stwierdzono w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 3a (Pożaryski i in., 1981a, b). Udokumentowane tam utwory kambru dolnego skorelowano z warstwami holmiowymi wyróżnianymi w Górach Świętokrzyskich. Nowoczesne badania biostratygraficzne wielu rdzeni wiertniczych na podstawie mikroflory akritarchowej, w efekcie których udowodniono obecność różnowiekowych skał kambryjskich, podjęła Jachowicz-Zdanowska (2011; Dziadzio, Jachowicz, 1996); wyniki jej badań przedstawiono dalej w niniejszej pracy.

Kamieniem milowym dla rozpoznania budowy geologicznej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej było w 1958 r. rozpoczęcie realizacji „Projektowych założeń geologicznych badań ogólnych podłoża Niżu Polskiego", w których jako główny cel postawiono zbadanie pokrywy osadowej platformy poprzez osiągnięcie wierceniami jej prekambryjskiego podłoża krystalicznego. Rozpoznane wiertniczo



1 – Kowalczewski (1990)
2 – Kowalczewski (2000)
3 – Kowalczewski i in. (1976)
4 – Kowalczewski i in. (1990)
5 – Kowalski (1993)
6 – Moczydłowska (1991)
7 – Nowicki, Żylińska (2019)
8 – Nowicki, Żylińska (2021)
9 – Orłowski (1968a)
10 – Orłowski (1975a)
11 – Orłowski (1981)
12 – Orłowski (1985c)
13 – Orłowski (1987)
14 – Szczepanik (2009)
15 – Szczepanik i in. (2005)
16 – Szczepanik, Żylińska (2021)
17 – Tomczykowa (1968)
18 – Trela (2006)
19 – Trela i in. (2025)
20 – Vanguestaine, van Looy (1983)
21 – Żylińska (2002)
22 – Żylińska, Masiak (2007)
23 – Żylińska, Szczepanik (2009)

M-VI *Vulcanisphaera africana–Leiofusa stoumonensisis*
M-IX *Dasydiacrodium obsonum–Lusatia* sp.
M-X *Polygonium* sp. 1–*Veryhachium mutabile*
M-XI *Ladogella rotundiformis*
M-XII *Arbusculidium destombesii*

FIG. 4. Podziały litostratygraficzne i biostratygraficzne utworów kambru świętokrzyskiego z odniesieniem do źródłowych pozycji literatury. Podziały na nadpoziomy i poziomy faunistyczne w Skandynawii wg Nielsena, Ahlberga, (2019); Nielsena i in. (2020); Cederströma i in. (2022)

– w latach 1960–1990 – utwory kambru stały się bazą do prowadzenia badań chrono- i biostratygraficznych oraz litologicznych (Lendzion, 1970, 1972, 1976, 1982, 1983a, b; Orłowski, 1973; Areń, Lendzion, 1978; Areń i in., 1979; Bednarczyk, Przybyłowicz, 1980; Bednarczyk, 1984). Schemat biostratygraficzny dla kambru oparty na akritarchach i kolejne jego modyfikacje zdefiniowała Moczydłowska (1991, 1999, 2008; Moczydłowska, Zang, 2006; Moczydłowska, Yin, 2012); z kolei zastosowanie skamieniałości śladowych do definiowania granicy ediakar/kambr zaproponowała Pacześna (1986, 1989). Pacześna (2012) przedstawiła wysokorozdzielczą stratygrafię sekwencji dla utworów miaolingu wyniesienia Łeby, Jaworowski i Sikorska (2003) oraz Jaworowski (2011) – stratygrafię sekwencji utworów kambryjskich w bałtyckim basenie sedymentacyjnym, a Pacześna i Poprawa (2005) – stratygrafię sekwencji utworów kambryjskich w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Badania paleomagnetyczne dotyczące odtworzenia wędrówki paleokontynentu Bałtyki w kambrze wykonał Nawrocki (2003; Nawrocki i in., 2004a, b; Nawrocki, Poprawa, 2006). Wyniki prac stratygraficznych i litofacjalnych (np. Szymański, 1977, 2008; Jaworowski, 1979, 1982, 1997 i literatura tam cytowana, 2000; Pacześna, 2001, 2010a; Pacześna, Poprawa, 2005) znalazły odzwierciedlenie kartograficzne w postaci map zawartych w licznych atlasach, opublikowanych m.in. pod redakcją Dadleza (1995), Modlińskiego (2010) oraz Nawrockiego i Becker (2017).

Rozpoznane wiertniczo utwory kambru na bloku górnośląskim stały się podstawą intensywnych badań stratygraficznych i litologicznych. Biernat i Baliński (1973) przedstawili występowanie ramienionogów w utworach kambru i omówili ich przydatność stratygraficzną. Orłowski (1975c) opisał pierwsze wystąpienie kambryjskich trylobitów na bloku górnośląskim, a Żylińska (2021) dokonała nowoczesnej rewizji oznaczeń tych trylobitów. Stratygraficzne znaczenie akritarch omówili Jachowicz (1994), Jachowicz i Přichystal (1996, 1997), Buła i Jachowicz (1996), Moczydłowska (1998) oraz Jachowicz-Zdanowska (2014). Pierwszy schemat biostratygraficzny oparty na akritarchach dla utworów kambru bloku górnośląskiego przedstawiła Jachowicz-Zdanowska (2013). Buła (2000) przeprowadził formalizację kambryjskich jednostek litostratygraficznych. Litologię i litostratygrafię utworów kambru na środkowym południu Polski przedstawił Kowalczewski (1990). Na podstawie wyników badań ichnologicznych i sedymentologicznych Pacześna (2005, 2014a) opisała rozwój facjalny kambryjskiego basenu sedymentacyjnego w SW i wschodniej części bloku górnośląskiego. Pozycję paleogeograficzną terranu brunowistulikum w kambrze na podstawie badań paleomagnetycznych i analizy paleobiogeograficznej trylobitów przedstawili Nawrocki i in. (2004b).

W Sudetach badania wapieni kambryjskich koncentrowały się głównie wokół zdefiniowania ich wieku (Gürich, 1882, 1929; Schwarzbach, 1933; Gunia, 1967; Baranowski, Lorenc, 1978). Precyzyjnych danych dotyczących wieku skał kambryjskich w Górach Kaczawskich dostarczyły dopiero odkrycia archeocjatów w wapieniach wojcieszowskich (Białek i in., 2007). Duże zainteresowanie badaczy budziły wiek i geneza plutonów magmowych występujących w Sudetach Zachodnich i masywie karkonosko-izerskim. Przypisywano im wiek kambryjski i genezę związaną z ryftem wczesnopaleozoicznym na paleokontynencie Gondwany (Kröner i in., 2000, 2001; Oberc-Dziedzic i in., 2005). Sekwencje wulkaniczno-osadowe występujące w Sudetach Środkowych datowano na kambryjskie (Mazur i in., 2004). Kambryjski wiek przypisywano również plutonom granitowym występującym w Sudetach Środkowych (Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001).

Polska część platformy wschodnioeuropejskiej

1

1.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Jolanta Pacześna

Kambryjski basen w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej stanowił fragment rozległego, epikontynentalnego zbiornika morskiego, położonego na obszarze zachodnich i SW, marginalnych stref paleokontynentu Bałtyki. We współczesnych ramach geograficznych wspomniany zbiornik morski rozciągał się od arktycznych krańców Półwyspu Skandynawskiego na północy, gdzie utwory kambru występują jako izolowane płaty na obszarach subsydujących, niewielkich basenów, po obszar Morza Czarnego na południu, centralną Rosję na wschodzie i obszar Danii, SW część Morza Bałtyckiego oraz obszar północnej (basen bałtycki), centralnej i SE Polski (basen lubelsko-podlaski) na zachodzie i SW (np. Lendzion, 1983a; Nielsen, Schovsbo, 2011). Od niedawna przez część badaczy (np. Malinowski i in., 2005) do zachodniej, krawędziowej strefy paleokontynentu Bałtyki jest włączany blok małopolski z obszarem Gór Świętokrzyskich, ze strefami Narol–Biłgoraj i Stalowa Wola–Lubaczów oraz z wyniesieniem dolnego Sanu.

W polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w tradycyjnym ujęciu (bez bloku małopolskiego) w kambrze istniały dwa duże baseny sedymentacyjne. Na północy był to basen bałtycki, rozwinięty na rozległej jednostce strukturalnej, jaką było obniżenie bałtyckie. Ze względu na różną historię rozwoju geologicznego, powodującą inny zapis stratygraficzny i facjalny sukcesji kambryjskiej w profilach otworów wiertniczych, wyróżnia się część zachodnią i wschodnią basenu bałtyckiego. Utwory kambru w basenie bałtyckim osiągają maksymalną miąższość 597 m (otwór Kościerzyna IG 1). Na SW był zlokalizowany lubelsko-podlaski basen sedymentacyjny. W jego podlaskiej części zlokalizowanej w obniżeniu podlaskim utwory kambru osiągają miąższość 604 m (otwór Okuniew IG 1). Część lubelska basenu rozciągała się na lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Utwory kambru osiągają tu największą miąższość w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (do 845 m – otwór Łopiennik IG 1).

Po ustaniu procesów ryftowych na Bałtyce w późnym ediakarze basen kambryjski, zlokalizowany w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, znalazł się na wychłodzonym magmowo, pasywnym brzegu paleokontynentu Bałtyki i przekształcił się w poryftowy, osiadający basen termiczny (Poprawa, Pacześna, 2002; Jaworowski, Sikorska, 2003; Pacześna, Poprawa, 2005; Pacześna, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006).

1.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

Historia dryftu paleokontynentu Bałtyki w kambrze miała swój początek w późnym ediakarze. W efekcie rozpadu superkontynentu Rodinii i następnie ostatecznego rozdzielenia terranów Laurencji, Gondwany, Syberii i Bałtyki na samodzielne bloki skorupowe, doszło do różnokierunkowego dryftu tych bloków i jego kontynuację w kambrze. W początkach kambru Bałtyka znajdowała się w pobliżu ówczesnego równika (Nawrocki, Poprawa, 2006).

1.3. LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA

Jolanta Pacześna

W spektrum litologicznym sukcesji kambryjskiej w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej dominują utwory klastyczne: głównie piaskowce drobnoziarniste, z mniejszym udziałem piaskowców średnio- i gruboziarnistych, mułowców i iłowców. Charakterystyczną grupę litologiczną stanowią heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe (Pacześna, 2010b, c). Niewielki udział w spektrum litologicznym mają skały węglanowe, tworzące nieliczne warstwy o niewielkiej miąższości. Jedynie w profilach furongu zachodniej części obniżenia bałtyckiego skały węglanowe tworzą kompleks skalny o miąższości przekraczającej 20 m (Szymański, Pacześna, 2010).

Piaskowce kambru są wykształcone jako arenity kwarcowe o różnych frakcjach i waki kwarcowe. Niewielki udział w spektrum litologicznym mają subarkozy i waki arkozowe. Piaskowce kambru odznaczają się wysoką dojrzałością mineralogiczną i teksturalną (Sikorska, 1988, 1998). Opis wydzielonych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jednostek litostratygraficznych przedstawiono w tabeli 1. Schemat wydzieleń litostratygraficznych w utworach kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, tj. w basenie bałtyckim, zaprezentowano na figurze 5, a w basenie lubelsko-podlaskim – na figurze 6.

TAB. 1. Jednostki litostratygraficzne w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej

Formacja piaśnicka	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	>6 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: czarne, bitumiczne iłowce i mułowce z warstwami wapieni organodetrytycznych; facje: muły szelfu, osadzone w środowisku euksynicznym (Jaworowski, 1982)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 2, głęb. 2660,3–2661,3 m; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	trylobity: *Peltura acutidens, P. scarabaeoides, Sphaerophthalmus alatus, S. humilis, Parabolina lobata, Pa. praecurrens, Pa. acanthura, Pa. heres;* konodonty: *Prooneotodus tenuis, Sagittodontus dahlmani, Proonneotodus gallatini, Cordylodus* aff. *intermedius, C.* aff. *rotundatus, Coleoceradontus* sp., *Gapparodus*(?) *bisulcatus, Hertzina elongata, Oneotodus erectus, Scandodus tortilis*; graptolity: *Dictyonema flabelliforme, D. flabelliform norvegicum, D. flabelliforme rossicum, Clonograptus tenellus, Anisograptus* cf. *norvegicud, Bryograptus kjerulfi*
Biostratygrafia	kambr, nadpoziomy: *Peltura, Acerocarina*; ordowik, tremadok: poziom *Dictyonema* (Modliński, Szymański, 1997)
Chronostratygrafia	kambr, furong–ordowik, tremadok
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1997, 2000, 2011); Szymański (2008, 2011); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); stratygraficzno-paleontologiczne: Szaniawski (1971); Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b)
Formacja słowińska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	12 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: czarne i ciemnoszare iłowce bitumiczne, mułowce, wapienie zrekrystalizowane, organodetrytyczne; facje: muły szelfu, osadzone w środowisku euksynicznym (Jaworowski, 1982)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Białogóra 1, głęb. 2704,5–2715,7 m, północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: *Agnostus pisiformis, Homagnostus obesus, Olenus wahlenbergi, O. truncatus, Parabolina spinulosa, Orusia lenticularis*; małżoraczki: *Cyclotron nadomarginatum*; konodonty: *Hesslandoria necopina, Furnishina alata, F. polonica, F. longibasis, F. pomeranica, F. quadrata, F. furnishi, F. assymetrica, Westergaardodina tricuspidata, W. wimani, W. bohlini, W. kleva, W. wimani, Muellerina pomeranensis, M. cambrica, M. oelandica, Oneotodus* sp.
Biostratygrafia	w większości profili furongu zachodniej części obniżenia bałtyckiego nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus* (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975). Poziom *Agnostus pisiformis* w większości profili miaolingu zachodniej części obniżenia bałtyckiego
Chronostratygrafia	kambr, furong
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1997, 2000, 2011); Szymański (2008, 2011); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); stratygraficzno-paleontologiczne: Szaniawski (1971); Lendzion (1978, 1983a); Bednarczyk (1979, 1984)
Formacja białogórska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	4 m
Występowanie	występuje lokalnie we wschodniej części obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: piaskowce glaukonitowe z rzadkimi przewarstwieniami mułowców; facje: przybrzeżna strefa płytkiego morza, formacja jest podstawowym ogniwem rozległej transgresji
Stratotyp	profil geologiczny otworu wiertniczego Białogóra 1, głęb. 2715,7–2719,5; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	trylobity: *Lejopyge laevigata*; ramienionogi: *Billingsella exporrecta, Lingulella* sp.; skamieniałości śladowe: *Bergaueria major, B.* sp., *Planolites montanus, Planolites beverleyensis, Skolithos* isp.
Biostratygrafia	nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*, poziomy *Solenopleura brachymetopa*, *Lejopyge laevigata*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja osiecka	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	>31 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/Facje	litologia: piaskowce drobnoziarniste o spoiwie wapiennym, heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe z konkrecjami węglanowymi; facje: muły szelfu i strefa przejściowa od mułów szelfu do pływowych piasków brzeżnych. Cienkie warstwy piaskowców, występujące w heterolitach reprezentują osady sztormowe
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 3, głęb. 2691,0–2709,5; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	zaliczona warunkowo do nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* na podstawie zalegania między formacją dębkowską a formacją białogórską
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Pacześna (1996, 2012); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja dębkowska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	80–100 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe, nieliczne warstwy heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych; facje: utwory formacji zostały osadzone w strefie pływowych piasków brzeżnych i reprezentują amalgamowane jęzory (płycizny) piaszczyste, wypełnienia kanałów pływowych lub pływowe grzbiety piaszczyste

TAB. 1 cd.

Stratotyp	profil geologiczny otworu wiertniczego Dębki 3, głęb. 2700,0–2709,5 m; północna Polska, Pobrzeże Kaszubskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Pacześna (1989, 1996, 2011, 2012); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Uwagi	piaskowce formacji dębkowskiej są skałami zbiornikowymi dla węglowodorów: ropy naftowej, gazu ziemnego i kondensatu, w złożach eksploatowanych na lądzie i na Morzu Bałtyckim
Formacja sarbska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	210 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: czarne iłowce i ciemnoszare mułowce oraz liczne warstwy heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych; facje: utwory osadzone w strefie mułów szelfu oraz mułów szelfu z piaszczystymi warstwami sztormowymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Łeba 8, głęb. 2793,0–3003,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: *Acadoparadoxides oelandicus, A. pinus, A. torelli, A. pomeranicus, Triplagnostus praecurens, Peronopsis fallax*; mięczaki: *Hyolithes oelandicus*; ramienionogi: *Lingulella ferruginea, Acrotreta socialis, Redlichella granulata;* mikroflora*: Cristallinium cambriense, Dictyotidium* sp.*, Pterospermella* sp., *Retisphaeridium* sp.*, Multiplicisphaeridium* sp.; skamieniałości śladowe*: Planolites beverleyensis, P. montanus, Teichichnus rectus, Teichichnus* isp.*, Diplocraterion* isp.*, Skolithos linearis, Treptichnus bifurcus, Tr. pedum, Cochlichnus* isp., *Helminthopsis tenuis, Gyrolithes polonicus*
Biostratygrafia	nadpoziomy *Acadoparadoxides oelandicus–Paradoxides paradoxissimus*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Pacześna (1989, 1996); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Szczepanik (2000); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja łebska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	185 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: przewarstwiające się piaskowce kwarcowo-glaukonitowe z licznymi konkrecjami fosforytowymi oraz heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe; facje: osady reprezentują strefę przejściową między mułami szelfu a pływowymi piaskami brzeżnymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Łeba 8, głęb. 3184,4–3198,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	trylobity: *Acadoparadoxides* ex gr. *oelandicus*, *Eccaparadoxides insularis*, *Bailiella emarginata*; mięczaki: *Othotheca hermelini*, *Hyolithus* sp.; ramienionogi: *Acrothele prima*, *Acrotreta gemmula*; mikroflora: *Cristallinium cambriense*, *Eliasum* sp., *Granomarginata* sp., *Lophossphaeridium* sp., *Pterospermella* sp., *Micrhystridium lanceolatum*, *Heliosphaeridium lubomlense*, *Elliasum llaniscum*, *Adara* sp., *Skiagia* sp.; skamieniałości śladowe*: Teichichnus retus*, *Teichichnus* isp., *Planolites montanus., P. beverleyensis*, *Arthrophycus* isp., *Monomorphichnus* isp., *Monocraterion* isp.
Biostratygrafia	poziom *Holmia kjerulfi*–nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus* poziom akritarchowy*: Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea i Heliosphaeridium disimillare–Skiagia ciliosa*
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2–miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Pacześna (1996); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1983a, b); Bednarczyk (1979, 1984); Szczepanik (2000); Jendryka-Fuglewicz (2011)
Formacja nowęcińska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	13 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego
Litologia/facje	litologia: piaskowce zlepieńcowate, piaskowce kwarcowe, przewarstwiające się z mułowcami; facje: utwory formacji osadzały się w płytkim zbiorniku morskim, w strefie działania fal i prądów
Stratotyp/obszar typowy	profil otworu wiertniczego Łeba 8, głęb. 3184,4–3198,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie
Skamieniałości	brak
Biostratygrafia	poziom *Holmia kjerulfi* ? (dolna część)
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Formacja klukowska	
Kreator (rok)	Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975)
Miąższość	200 m
Występowanie	w część obniżenia bałtyckiego, na lądzie i w polskiej części Morza Bałtyckiego (fig. 5A)
Litologia/facje	litologia: bardzo drobnoziarniste piaskowce kwarcowe oraz mułowce i heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, w piaskowcach występuje liczny glaukonit; facje: piaskowce formacji klukowskiej osadziły się w strefie pływowych piasków brzeżnych, heterolity zostały zdeponowane w strefie mułów szelfu i strefie przejściowej między mułami szelfu a pływowymi piaskami brzeżnymi
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Smołdzino 1, głęb. 3135,0–3330,0 m; północna Polska, Pobrzeże Słowińskie

TAB. 1 cd.

Skamieniałości	pozycja systematyczna nieokreślona: *Mobergella radiolata*, *M. holsti*, *M. turgida*, *Mobergella* sp.; Acanthoforida (?) albo Arthropoda (?): *Peytoia* sp. po rewizji Daley'a i in. (2015), dawna nazwa *Cassubia infercambriensis*, wg Lendzion (1983a) organizm trylobitopodobny; mięczaki: *Torellella* cf. *laevigata*, *Torellella holmi, Hyolithida* I–III; mikroflora: *Leiosphaeridia* sp., *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Pterosprmella velata*, *P. solida*, *Ceratophyton vernicosum*, *Tasmanites sp.*, *T. tenellus*, *Globoshaeridium cerinum*, *Comasphaeridium stigosum*, *Archeodiscina umbonuata*, *Lophosphaeridium truncatum*, *L. tentativum*, *L. dubium*; skamieniałości śladowe: *Monocraterion* isp., *Diplocraterion parallelum*, *Skolithos linearis*, *Planolites montanus*, *Teichchnus rectus*, *Bergaueria major*, *B. perata*
Biostratygrafia	kambr, terenew – poziom *Platysolenites antiquissimus;* oddział 2 – poziom *Mobergella*; poziom akritarchowy*: Asteridium velvetum–Comaspaeridium tornatum*
Chronostratygrafia	kambr, terenew–oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Jaworowski (1979, 1986, 1997, 2011); Sikorska (1988, 1998, 2000a); Jaworowski, Sikorska (2003); Pacześna (1989, 1996); litostratygraficzne: Bednarczyk, Turnau-Morawska (1975); Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Bednarczyk (1979, 1984); Lendzion (1983a, b); Szczepanik (2000)
Jednostki podległe	ogniwo izbickie, ogniwo główczyckie
Formacja młynarska	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	ok. 1 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/Facje	litologia: piaskowce drobnoziarniste, o spoiwie wapiennym, drobnoziarniste z przewarstwieniami wapieni; facje: płytki szelf, depozycja w warunkach euksynicznych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Młynary 1, głęb. 2792,0–2792,5 m
Skamieniałości	trylobity: *Agnostus pisiformis*, *Olenus* cf. *truncatus*, *Homagnostus obesus*, *Orusia lenticularis*
Biostratygrafia	miaoling, poziom *Agnostus pisiformis*; furong, nadpoziomy: *Olenus + Homagnostus obesus, Parabolina*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling, furong
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne: Jaworowski (1997); Szymański (2008); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Formacja Łyny	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	>140 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: piaskowce drobnoziarniste i różnoziarniste, słabo zwięzłe, z rzadkimi wapiennymi nodulami, z przewarstwieniami mułowców i iłowców; facje: osady formacji zdeponowane w strefie pływowych piasków brzeżnych (jęzorów piaszczystych i kanałów pływowych)
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1, głęb. 1890,5–2021,2 m
Skamieniałości	trylobity: *Ellipsocephalus* cf. *polytomus*, *Ellipsocephalus* sp. (cf. *E. jugoszovi*), *Acadoparadoxides* ex gr. *oelandicus*; ramienionogi: *Lingulella* sp.; skamieniałości śladowe: *Skolithos* isp., *Bergaueria* isp. *Monocraterion* isp., *Planolites montanus*, *P. beverleyensis*
Biostratygrafia	nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*, poziomy *Eccaparadoxides insularis–Ptychagnostus atavus*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Pacześna (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1978, 1983a, b); Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Formacja prabucka	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	80 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, przewarstwiające się z mułowcami i iłowcami; facje: utwory formacji zdeponowane w strefie przejściowej między mułami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Olsztyn IG 2, głęb. 2641,3–2700,1 m; Pojezierze Mazurskie
Skamieniałości	trylobity: *Ellipsocephalus* cf. *hoffi*; ramienionogi: *Westonia bottnica*, *Lingullella westergaardi*, *L.* cf. *nathorsti*, *Mickwitzia* cf. *monilifera*; mięczaki: *Torellella laevigata*, *T. holmi*, *Hyolithes* sp.; mikroflora: *Granomaginata squamacea*, *Micrhystridium obscurum*, *M. spinosum*, *Baltisphaeridium ciliosum*, *B. varium*, *Deunfia dentifera*; skamieniałości śladowe: *Bergaueria major*, *B. perata*, *Planolites beverleyensis*, *P. montanus*, *Teichichnus rectus*, *Bilinichnus simplex*
Biostratygrafia	poziom *Holmia kjerulfi*; nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2–miaoling
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Pacześna (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Volkova (1969a); Lendzion (1978 1983a, b)
Formacja suwalska	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	80 m
Występowanie	NE Polska, wschodnia część obniżenia bałtyckiego (fig. 5B)
Litologia/facje	litologia: brązowe i szare drobno- i różnoziarniste piaskowce żelaziste, mułowce i iłowce, przewarstwiające się z mułowcami, zawierającymi oolity i konkrecje syderytowe; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mułami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych

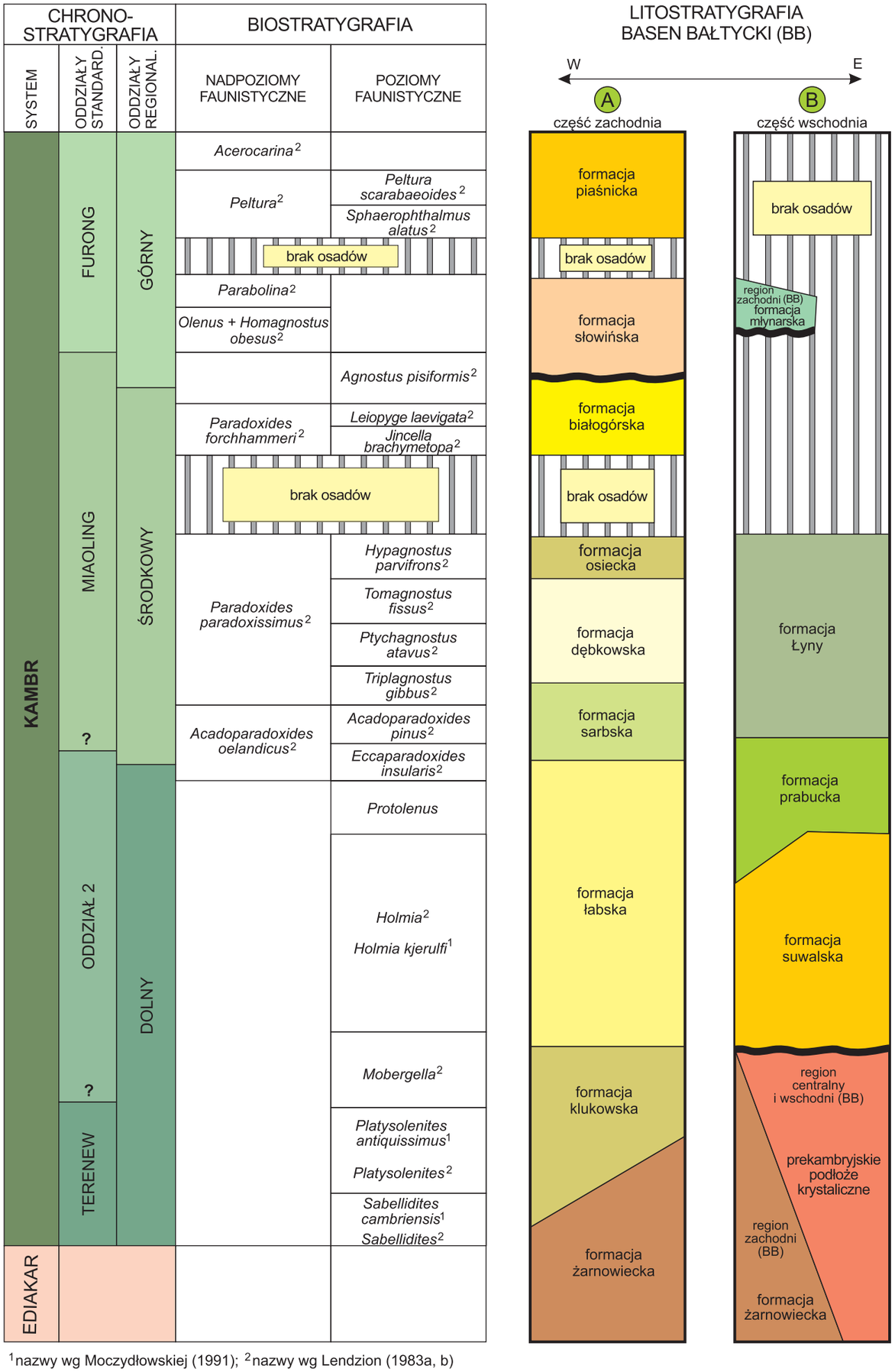
TAB. 1 cd.

Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Bartoszyce IG 1, głęb. 2064,8–2122, 0 m
Skamieniałości	trylobity: *Holmia kjerulfi*, *Strenuaeva primaeva*; ramienionogi*: Lingullella* cf. *nathorsti, Luckatiella* sp.; mięczaki: *Hyolithellus* sp.; skamieniałości śladowe: *Planolites beverleyensis*, *P. montanus, Teichichnus rectus*, *Treptichnus pedum*, *Rusophycus* isp.; mikroflora*: Granomarginata squamacea*, *Micrhystridium dissimilare*, *M. obscurum*, *M. parvum*, *M. spinosum*, *Baltishaeridium ciliosum*, *B. compressum*, *B. varium*, *B. insigne*, *Estiastra minima*
Biostratygrafia	poziom *Holmia kjerulfi*
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Pacześna (1996); Jaworowski (1997); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Volkova (1969a); Lendzion (1978, 1983a, b)
Formacja kostrzyńska	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	250 m
Występowanie	wschodnia i SE Polska, obniżenie podlaskie, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: kwarcowe piaskowce, zwięzłe, zcementowane spoiwem krzemionkowym typu regeneracyjnego, zawierające pojedyncze warstwy mułowców; facje: osady formacji reprezentują strefę pływowych piasków brzeżnych, głównie jęzorów piaszczystych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Okuniew IG 1, głęb. 3636,6–3886,7 m, wschodnia Polska
Skamieniałości	trylobity: *Ellipsocephalus polytomus*, *Acadoparadoxides pinus*, *Paradoxides* sp., *Solenopleura* sp.; ramienionogi: *Lingulella ferruginea*; skamieniałości śladowe: *Bergaueria hemisphaerica*, *B. irregularа*, *B. major*, *Cylindrichnus concentricus*, *Monocraterion* isp., *Palaeophycus sulcatus*, *Skolithos bulbus*, *Skolithos linearis, Planolites beverleyensis*, *P. montanus*, *Teichchnus rectus*, *Treptichnus bifurcus*, *Bilinichnus simplex*, *Cruziana* isp., *Monomorphichnus* isp., struktury ucieczkowe organizmów
Biostratygrafia	nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*; górna część formacji może reprezentować nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus* (?)
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Pacześna (1996, 2001); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972; 1977, 1978, 1983a, b)
Formacja radzyńska Formacja kaplonoska	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	formacja radzyńska – ok. 260 m; formacja kaplonoska – ok. 280 m
Występowanie	wschodnia Polska, obniżenie podlaskie i SE Polska lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: formacja radzyńska – przewarstwiające się piaskowce , mułowce i iłowce z częstym glaukonitem i rzadkimi konkrecjami fosforytowymi; formacja kaplonoska – przewarstwiające się piaskowce, mułowce i iłowce z rzadkimi przewarstwieniami czerwono-brązowych mułowców; facje: utwory obu formacji osadziły się w strefie przejściowej między mułami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	formacja radzyńska – profil geologiczny otworu wiertniczego Radzyń IG 1, głęb. 1067,8–1281,2 m; SW część regionu lubelskiego; formacja kaplonoska – profil geologiczny otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1, głęb. 1067,8–1215,0 m; SE część rejonu lubelskiego
Skamieniałości	trylobity: *Holmia kjerulfi*, *Strenueva primaeva*, *Ellipsocephalus* cf. *gripi*, *Kingaspis (Kingaspis) borealis*; mikroflora*: Leiosphaeridia* sp., *Alliumella baltica*, *Asteridium lanatum*, *A. tornatum*, *A. spinosum*, *Comasphaeridium strigosum*, *C. brachyspinosum*, *C. molliculum*, *Cymatisphaera postli*, *Cymatiosphaera* sp., *Estriastra minima*, *Fimbriaglomerella membranacea, F. minuta, Globosphaeridium cerinum, Goniosphaeridium implicatum*, *G. valium*, *Goniosphaeridium* sp.,*Granomarginata squamacea*, *Heliosphaeridium coniferum*, *H. dissimilare, H. lubomlense, H. obscurum, H. radzynicum*, *Lophosphaeridium tentativum*, *L. dubium*, *L. truncatum*, *Pterospermella solida*, *P. vitalis*, *Pterospermella* sp., *Skiagia compressa*, *S. orbiculare*, *S. scotica*, *S. ciliosa*, *Tasmanites bobrovskae*, *T. tenellus*, *T. volkovae*, *Multiplicisphaeridium dendroideum;* skamieniałości śladowe: *Bergaueria baltica*, *B. corniculata*, *B. hemishaerica*, *B. irregularа*, *B. major*, *B. perata*, *Diplocraterion parallelum*, *Mammillichnis aggeris*, *Monocraterion* isp., *Palaephycus tubularis*, *Scolithos bulbus, S. linearis*, *Arthrophycus strictus*, *Chondrites* isp., *Gyrolithes polonicus*, *Planolites montanus*, *P. beverleyensis*, *Teichichnus multilineatus*, *T. rectus*, *Treptichnus bifurcus*, *T. lublinensis*, *Aulichnites* isp., *Bilinichnus punctatus*, *B. simplex*, *Tuberculichnus meandrinus*; struktury ucieczkowe organizmów
Biostratygrafia	poziomy *Holmia kjerulfi, Protolenus;* poziomy akritarchowe*: Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa; Volkovia dentifera–Liepaina plana*
Chronostratygrafia	kambr, oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Pacześna (1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b); Moczydłowska (1991); Moczydłowska, Yin (2012)
Uwagi	wymagający rewizji brak zdefiniowania dolnej i górnej granicy obu formacji (Lendzion *w:* Mens i in. 1990) oraz wspólna dla obu formacji dolna granica wydzielonych przez Lendzion *w:* Mens i in. (1990) stratotypów, powoduje że są one nie rozdzielone w profilach kambryjskich w rejonie występowania obu formacji
Formacja zawiszyńska	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	48 m
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego (fig. 6A)
Litologia/facje	litologia: szare i ciemnoszare, drobno-i średnioziarniste piaskowce glaukonitowe, z rzadkimi przewarstwieniami mułowców i iłowców; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mułami szelfu z warstwami sztormowymi i wypełnieniami kanałów pływowych a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Tłuszcz IG 1, głęb. 2367,1–2397,0 m; wschodnia Polska

TAB. 1 cd.

Skamieniałości	pozycja systematyczna nieokreślona: *Mobergella holsti*, *M. radiolata*, *M. turgida*, *Cassubia infercambriensis*, *Livia plana*, *Livia convexa* (trzy ostatnie z wymienionych gatunków zostały zrewidowane przez Daley i in. (2015) i zaliczone do rodzaju *Peytoia*, który prawdopodobnie reprezentuje radiodonty); mikroflora: *Granomarginata squamacea*, *Micrhystridium lanatum*, *M. tornatum*, *M.* cf. *pallidum*, *Rudaminia alata*, *Baltisphaeridium cerinum*, *B. dubium*, *B. strigosum, Ceratophyton vernicosum*, *Leiosphaeridia* sp., *Asteridiumj tornatum*, *A. lanatum*, *Comasphaeridium strigosum*, *Cymatiosphaera* sp., *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Lophosphaeridium tentativum*, *L. dubium*, *L. truncatum*, *Pterospermella vitalis*, *Tasmanites bobrovskae*, *T. tenellus*, *T. volkovae*, *Alliumella baltica*, *Asteridium pallidum*, *Comasphaeridium brachyspinosum*, *C. molliculum*, *Fimbriaglomerella membranacea*, *F. minuta*, *Globosphaeridium carinum*, *Heliosphaeridium coniferum*, *Skiagia compressa*, *S. orbiculare*, *S. ornata*, *S. pura*, *S. scotica*; skamieniałości śladowe: *Planolites montanus*, *P. beverleyensis*, *Bergaueria major*, *B. irregulara*, *Teichichnus rectus, T.* isp.
Biostratygrafia	poziom *Mobergella*; akritarchy: poziom *Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea*
Chronostratygrafia	kambr, dolna część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Pacześna (1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007, 2014); stratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972, 1977, 1978, 1983a, b)
Formacja mazowiecka	
Kreator (rok)	Lendzion *w:* Mens i in. (1990)
Miąższość	160 m
Występowanie	centralna część wschodniej Polski, obniżenie podlaskie i SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: mułowce przewarstwiające się z drobnoziarnistymi piaskowcami kwarcowo- glaukonitowymi, zawierającymi konkrecje fosforytowe; facje: utwory formacji osadziły się w strefie przejściowej między mułami szelfu a strefą pływowych piasków brzeżnych
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Tłuszcz IG 1, głęb. 2367,1–2397,0 m, wschodnia Polska
Skamieniałości	otwornice: *Platysolenites antiquissimus, Onuphionella agglutinate*; mikroflora: *Ceratophyton vernicosum*, *Asteridium tornatum*, *A. lenatum*, *Comasphaeridium aglutinatum*, *C. formosum*, *C. strigosum*, *C. velvetum*, *Cymatiosphaera* sp., *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Lophospaeridium tentaculatum*, *Pterospermella velata*, *P. vitalis*, *Tasmanites bobrovskae*, *T. tenellus*; skamieniałości śladowe: *Planolites montanus*, *Planolites beverleyensis*, *Teichichnus rectus*, *Curvolithus* isp., *Treptichnus pedum*, *T. bifurcus*, *T. lublinensis*, *T. triplex*, *Rusophycus* isp., *Bergaueria major*, *B. perata*, *Mammilichnis aggeris*, *Monocratrion* isp., *Skolithos bulbus*, *Arthrphycus strictus*, *Neonereites biserialis*, *N. uniserialis*, *Aulichnites* isp., *Bilinichnus simplex*, *Cochlichnus* isp.
Biostratygrafia	poziom *Platysolenites antiquissimus* (Lendzion, 1983a, b); poziom akritarchowy: *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum*
Chronostratygrafia	kambr, terenew
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Pacześna (1985, 1986, 1989, 1996, 2001, 2007, 2008, 2011); Jaworowski (1997); Sikorska (2007a, b, 2008, 2012, 2014); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1972; 1977, 1978, 1983a, b); Moczydłowska (1980, 1981)
Formacja włodawska	
Kreator (rok)	sformalizowana przez Lendzion *w:* Mens i in. (1990) jako subformacja; reformalizacja do rangi formacji włodawskiej Pacześna (2014b)
Miąższość	101 m
Występowanie	centralna Polska, obniżenie podlaskie, SE Polska, lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 6A, B)
Litologia/facje	litologia: jasnoszare, drobno- i średnioziarniste piaskowce glaukonitowe, z przewarstwieniami mułowców i iłowców; facje: płytki szelf, przybrzeże i odbrzeże
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Krowie Bagno IG 1, głęb. 3330,0–3401,0 m; północna część regionu lubelskiego
Skamieniałości	pierścienice (?): *Sabellidites cambriensis*; otwornice: *Platysolenites antiquissimus, Onuphionella aglutinata*; mięczaki: *Aldanella polonica*; sinice: *Tyrosotaenia tungusica. T. podolica*; mikroflora: *Leiosphaeridia* sp.; skamieniałości śladowe: *Planolites montanus*, *P. beverleyensis*, *Gordia* isp.
Biostratygrafia	1. kambr, poziom *Sabellidites cambriensis* (Lendzion, 1972, 1978, 1983a, b; Pacześna, 1985, 1986); 2. ediakar, poziom *Sabellidites–Vendotaenia* (Moczydłowska, 1991; Pacześna, 2014); 3. kambr, poziom *Sabelidites cambriensis* (reinterpretacja pozycji stratygraficznej poziomu na podstawie korelacji równowiekowych osadów z półwyspu Digermulen w NE, arktycznej Norwegii i globalnym profilem i punktem stratotypowym dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy kambr–ediakar na Półwyspie Burin, na przylądku Fortune Head w SW Nowej Fundlandii – Ebbestad i in., 2021)
Chronostratygrafia	kambr, terenew, fortun
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Pacześna (1996); litostratygraficzne: Lendzion *w:* Mens i in. (1990); Moczydłowska (1991); Pacześna (2014); paleontologiczno-stratygraficzne: Lendzion (1978, 1983a, b, 1988); Pacześna (1986, 1989, 1996, 2010a, 2014); Moczydłowska (1991); Moczydłowska, Yin (2012); Ebbestadt i in. (2021)
Synonimy	subformacja włodawska (Lendzion *w:* Mens i in., 1990)

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej



[1]nazwy wg Moczydłowskiej (1991); [2]nazwy wg Lendzion (1983a, b)

FIG. 5. Litostratygrafia utworów kambru w **A** – zachodniej i **B** – wschodniej części basenu bałtyckiego. Podział regionalny wg Lendzion (1983a, b); litostratygrafia – część zachodnia basenu bałtyckiego wg Bednarczyka, Turnau-Morawskiej (1975); Lendzion *w:* Mens i in. (1990), część wschodnia basenu bałtyckiego wg Lendzion (1983a, b; Lendzion *w:* Mens i in., 1990)

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

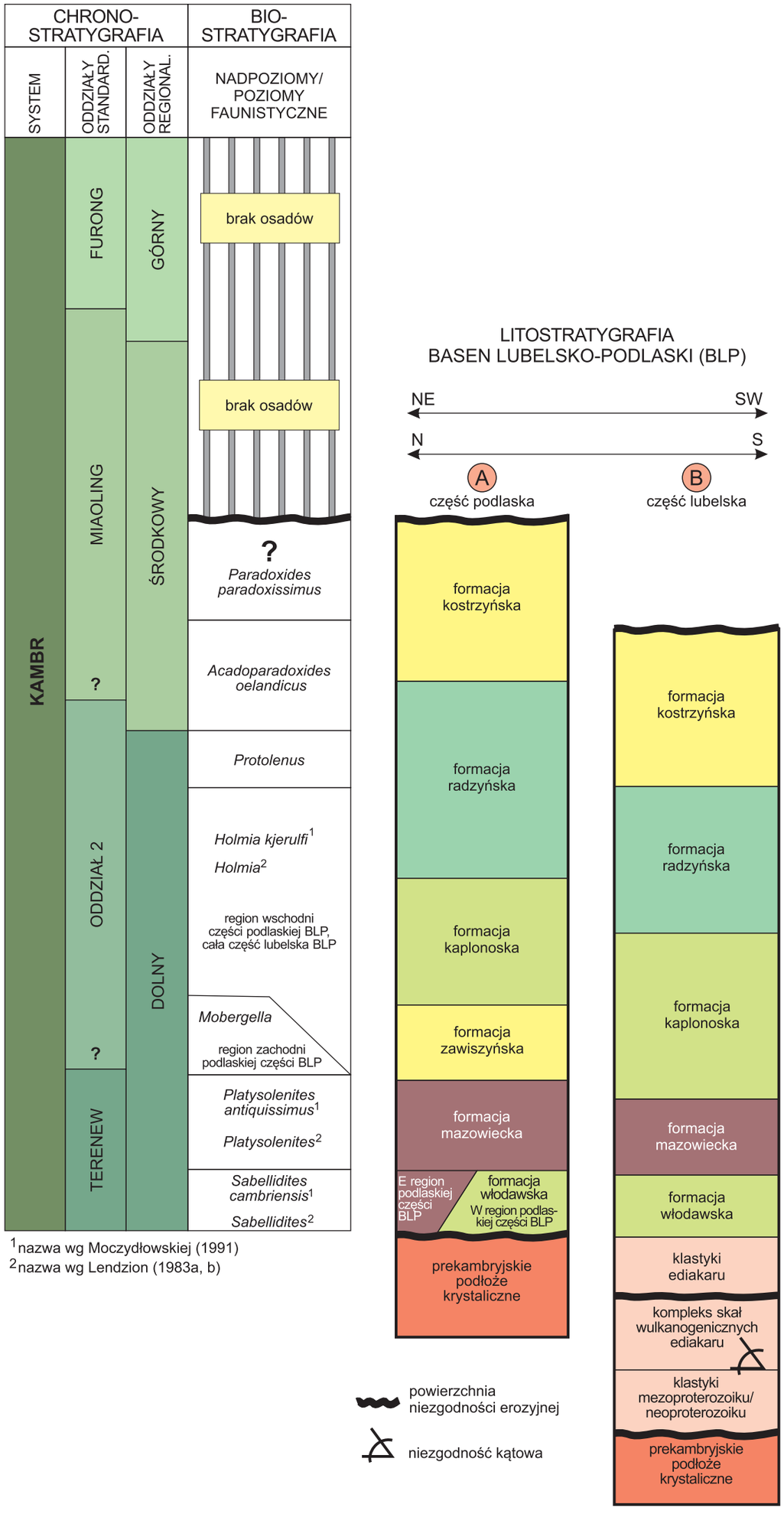


FIG. 6. Litostratygrafia utworów kambru w basenie lubelsko-podlaskim. Podział regionalny wg Lendzion (1983a, b); litostratygrafia wg Lendzion (1983a, b; Lendzion *w*: Mens i in., 1990)

1.4. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Jolanta Pacześna

W bałtyckim i lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym wyróżnione sekwencje depozycyjne II rzędu stanowią całość, obejmując swoim zasięgiem zarówno sukcesję ediakarską, jak i kambryjską.

W sukcesji kambryjskiej basenu bałtyckiego wyróżniono sekwencję depozycyjną A II rzędu, która swój początek ma w kontynentalnych utworach ediakaru i kontynuuje się do najwyższej części kambru, do furongu (fig. 7). Zamyka ją niezgodność kątowa na granicy z utworami ordowiku. W obrębie sekwencji A występują w kolejności stratygraficznej: ciąg TST I, zawierający się między transgresywną powierzchnią erozyjną, rozwiniętą w terenewie, w spągu poziomu *Mobergella* a powierzchnią maksymalnego zalewu (MFS I) w stropie oddziału 2 kambru. W stropie furońskiego nadpoziomu *Parabolina* wykształciła się MFS II, która zapoczątkowała kolejny ciąg HST, zamknięty transgresywną powierzchnią erozyjną związaną z transgresją morza ordowickiego (fig. 7). Wyższy z kambryjskich ciągów TST II rozwinął się w dolnej części furongu.

Profil kambryjski lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego cechuje obecność jednej sekwencji depozycyjnych II rzędu, oznaczonej literą B (Pacześna, Poprawa, 2005 ; Pacześna, 2010a), która zaczęła rozwijać się w ediakarze ponad niższą sekwencją depozycyjną A. Obie sekwencje rozdziela przedryftowa niezgodność kątowa. Kambryjska część sekwencji depozycyjnej B to utwory dwóch ciągów HST (HST I, II). Oba wspomniane ciągi rozwinęły się ponad powierzchniami maksymalnego zalewu (MFS I, II). Dolny z wymienionych wcześniej ciągów depozycyjnych (HST I) rozwinął się w terenewie, w czasie relatywnie obfitych dostaw materiału detrytycznego do lubelsko-podlaskiego basenu sedymentacyjnego i stopniowego obniżania się tempa subsydencji we wspomnianym basenie (Pacześna, Poprawa, 2005). Górna granica HST I jest definiowana przez powierzchnię erozyjną transgresywnie zmodyfikowaną przez sekwencję depozycyjną III rzędu (fig. 8; Pacześna, 2010a). Górny HST II wykształcił się w miaolingu i trwał do wykształcenia się niezgodności kątowej, rozdzielającej sukcesję kambryjską od ordowickiej (fig. 8). Między dwoma wymienionymi ciągami HST I i II w oddziale 2 kambru rozwijał się ciąg TST I (fig. 8). Jego rozwój był uwarunkowany wzrostem względnego poziomu morza w wyniku zwiększenia się przestrzeni akomodacyjnej wraz z równoczesnym wzrostem subsydencji basenu (Pacześna, Poprawa, 2005).

1.5. BIOSTRATYGRAFIA

Autorką wydzieleń biostratygraficznych w utworach kambru platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce (fig. 9) jest Lendzion (1983a, b).

1.5.1. Terenew

Jolanta Pacześna

Spąg terenewu stanowi zdefiniowana na półwyspie Burin i przylądku Fortune Head na Nowej Fundlandii – przez pierwsze wystąpienie ichnogatunku *Treptichnus pedum* – dolna granica systemu kambryjskiego (Babcock, Peng, 2007; Landing i in, 2007; Peng, Babcoock, 2011). Strop terenewu wyznacza pierwsze pojawienie się trylobitów, jednak dokładna pozycja tego zdarzenia jest wciąż dyskutowana (Babcock i in., 2005; Babcock, Peng, 2007; Landing i in., 2007).

Poziom *Sabellidites cambriensis*. Nazwa omawianego poziomu pochodzi od zaliczanego do Annelida gatunku *Sabellidites cambriensis*. Skamieniałość ta wskazuje na obecność utworów najniższego kambru na całej platformie wschodnioeuropejskiej (np. Nielsen, Schovsbo, 2011; Ebbestadt i in., 2021). W dolnej części poziomu z indeksowym gatunkiem współwystępują sinice *Tyrasotaenia tungusica* i *T. podolica*. W górnej części poziomu pojawiają

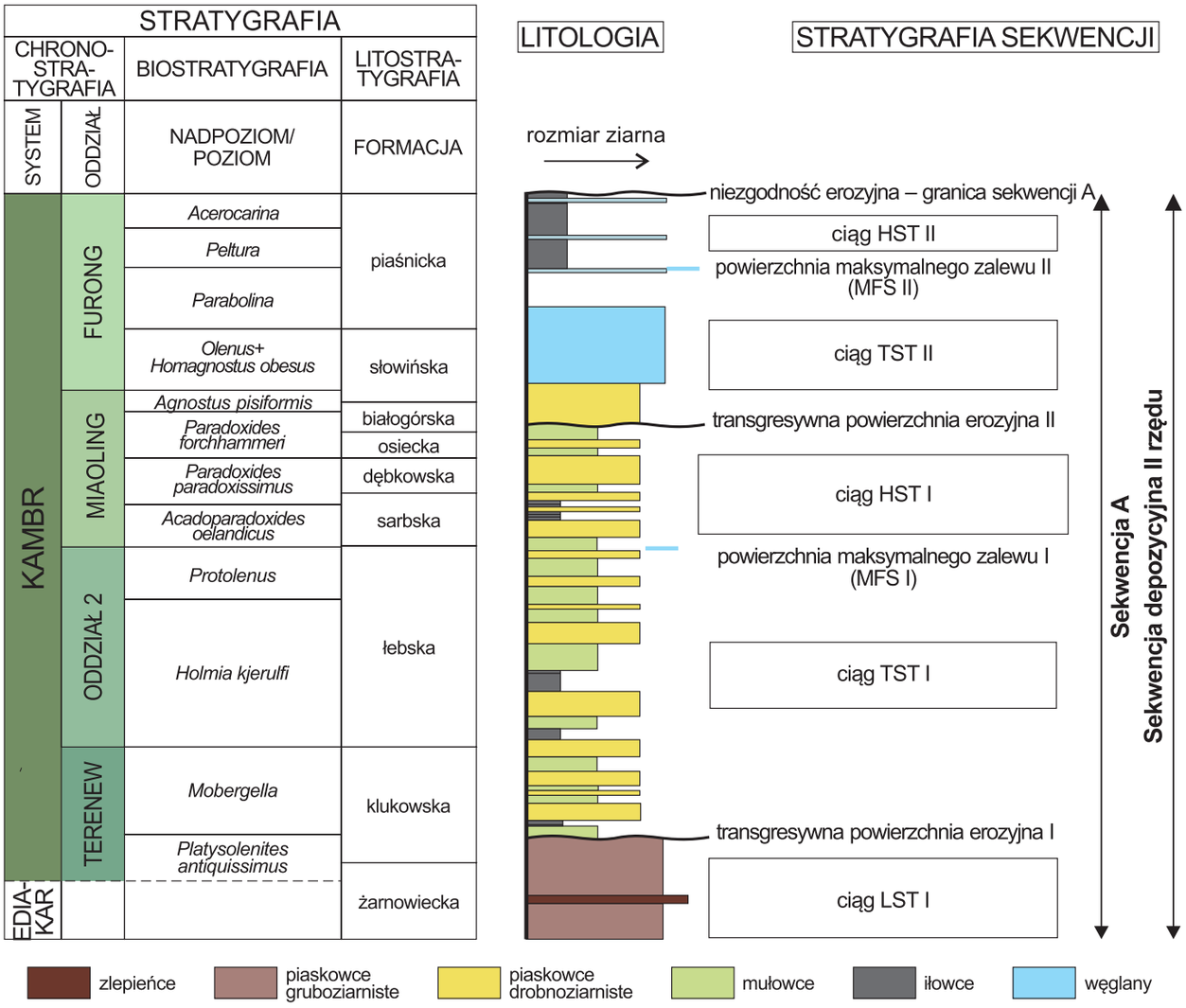


FIG. 7. Stratygrafia sekwencji dla kambryjskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie bałtyckim (sekwencje depozycyjne wg Jaworowskiego, Sikorskiej, 2003; Jaworowskiego, 2011; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b)

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

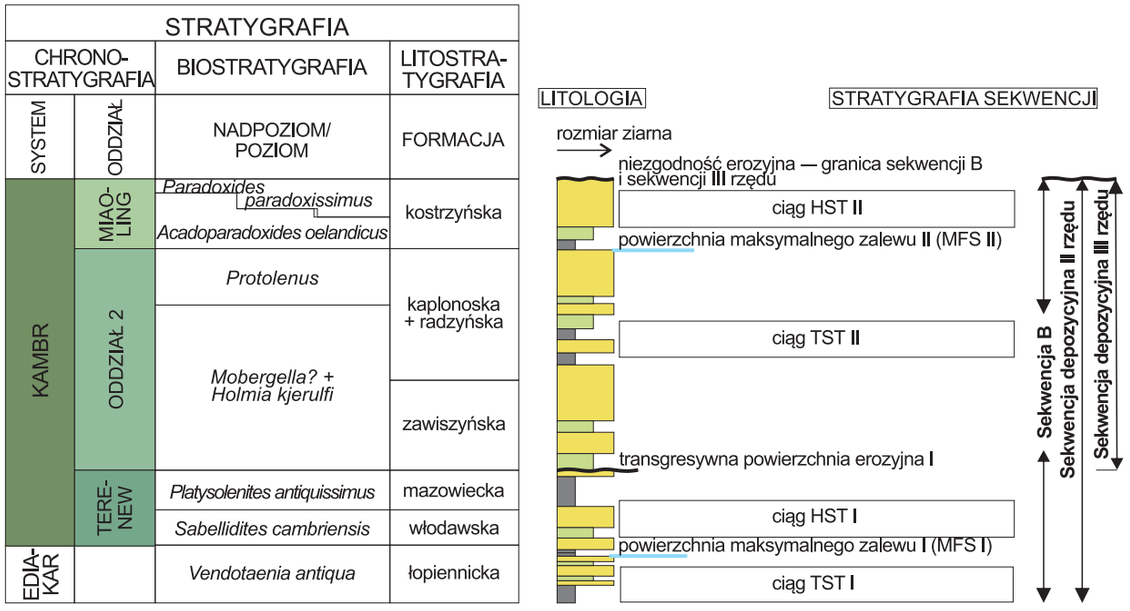


FIG. 8. Stratygrafia sekwencji dla kambryjskiej części sukcesji ediakarsko-kambryjskiej w basenie lubelsko-podlaskim (sekwencje depozycyjne wg Pacześnej, Poprawy, 2005; Pacześnej, 2010a; biostratygrafia wg Lendzion, 1983a, b)

się otwornice *Platysolenites antiquissimus* oraz *Onuphionella aglutinata*. Notowane jest tutaj również pierwsze wystąpienie ślimaków *Aldanella polonica* i *Anabarella* sp.

Z pozycją stratygraficzną poziomu *Sabellidites cambriensis* łączy się problem lokalizacji dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy ediakar/kambr na platformie wschodnioeuropejskiej w Polsce. W latach 80. i 90. XX w. dla większości polskich badaczy granica ta była równoznaczna z dolną granicą poziomu *Sabellidites cambriensis* (np. Areń i in., 1979; Lendzion, 1983a, b). Moczydłowska (1991) zaliczyła poziom *Sabellidites cambriensis* do najwyższego ediakaru, tworząc poziom zespołowy *Sabellidites–Vendotaenia*. Dokonane w ostatnich latach odkrycie współwystępowania gatunku *Sabellidites cambriensis* z ichnogatunkiem *Treptichnus pedum* w profilu najniższego kambru półwyspu Digermul w NE, arktycznej Norwegii, umożliwiło reinterpretację położenia dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy kambr/ediakar na platformie wschodnioeuropejskiej (Ebbestadt i in., 2021). Korelacja wyżej wspomnianego profilu z globalnym profilem stratotypowym granicy ediakar/kambr na Nowej Fundlandii oraz z kilkoma profilami z platformy wschodnioeuropejskiej, w tym z profilem polskim z otworu wiertniczego Łopiennik IG 1 (Ebbestadt i in., 2021: fig. 10 i literatura tam cytowana), pozwoliła na przesunięcie polskiego poziomu *Sabellidites cambriensis* z NE i wschodniej Polski do jego klasycznej (wg Lendzion, 1983a, b) pozycji stratygraficznej – najniższego kambru, najniższego terenewu (fig. 6, 9). W profilach poziomu *Sabellidites cambriensis* w SE Polsce (basenie lubelsko-podlaskim) do dziś nie stwierdzono współwystępowania skamieniałości *Sabellidites cambriensis* ze skamieniałością śladową *Treptichnus pedum* (Pacześna, 1986, 1996).

Poziom *Sabellidites cambriensis* odpowiada wschodnioeuropejskiemu piętru regionalnemu lub horyzontowi rovno (fig. 9), wyróżnianemu w Estonii, Łotwie, Litwie, Ukrainie i Rosji (np. Konstantynenko, Kyryanov, 2013; Meidla, 2017).

Poziom *Platysolenites antiquissimus*. Utwory poziomu *Platysolenites antiquissimus* zostały udokumentowane biostratygraficznie w kambrze zachodniej części basenu bałtyckiego, w otworze Kościerzyna IG 1, jedynie na podstawie wystąpienia charakterystycznego dla tego poziomu zespołu akritarch z poziomu akritarchowego *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* (Szczepanik, 2000). W basenie lubelsko-podlaskim jego obecność potwierdziło wystąpienie przewodniego gatunku *Platysolenites antiquissimus* oraz współwystępującego z nim indeksowego gatunku *Onuphionella agglutinata*. Znaczenie stratygraficzne ma tu zespół drobnych organizmów skorupkowych (Lendzion, 1972, 1975, 1977, 1983a, b). Pozycja systematyczna gatunku *Platysolenites antiquissimus* od dawna budziła kontrowersje. Obecnie jest on zaliczany do otwornic (Hayward i in., 2024 i literatura tam cytowana). Oprócz wymienionych wcześniej rodzajów *Platysolenites* i *Onuphionella,* zespół indeksowych drobnych organizmów skorupkowych reprezentują pierścienice ?*Coleolella bilingsi* i *Coleolella difero*. W spągowej części omawianego poziomu masowo pojawiają się zróżnicowane ichnotaksonomicznie i morfologicznie skamieniałości śladowe, w tym indeksowy dla dolnej granicy systemu kambryjskiego i granicy między ediakarem a kambrem ichnogatunek *Treptichnus pedum*.

Poziom *Platysolenites antiquissimus* odpowiada wschodnioeuropejskiemu piętru regionalnemu lub horyzontowi lontova (fig. 9), wyróżnianemu we wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej w Estonii, Łotwie, Litwie i Rosji (np. Lendzion, 1983a, b; Meidla, 2017).

1.5.2. Oddział 2

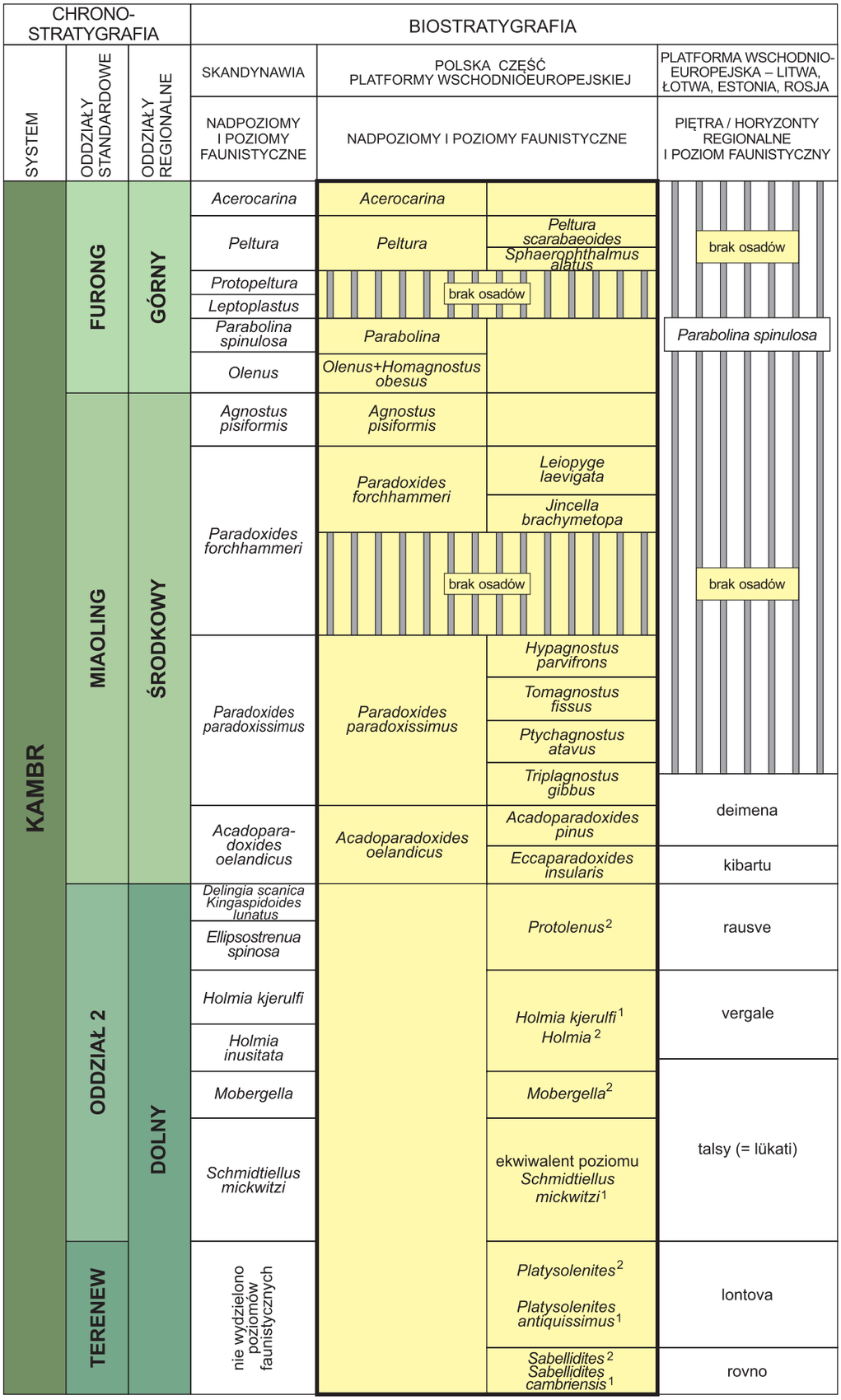
Jolanta Pacześna

Poziom *Mobergella*. Utwory poziomu *Mobergella* zostały udokumentowane paleontologicznie i biostratygraficznie jedynie w zachodniej części basenu bałtyckiego oraz w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego (Lendzion, 1983a, b). Na pozostałym obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, jak również na Litwie, Łotwie i w Estonii, do dziś nie stwierdzono występowania skamieniałości z rodzaju *Mobergella*. Lendzion (1983a, b i literatura tam cytowana) fakt ten tłumaczyła ograniczonym zasięgiem paleobiogeograficznym występowania tego rodzaju. Moczydłowska (1991 i literatura tam cytowana) zaproponowała, żeby w miejsce poziomu *Mobergella,* w związku z brakiem taksonu indeksowego na większości obszarów platformy wschodniouropejskiej, wprowadzić poziom nazwany przez wspomnianą wcześniej autorkę „ekwiwalentem poziomu *Schmidtiellus mickwitzi*" (fig. 9), będącym odpowiednikiem skandynawskiego poziomu trylobitowego *Schmidtiellus mickwitzi*.

Indeksowy rodzaj *Mobergella* reprezentuje organizmy o niejasnej pozycji systematycznej lub stanowi wieczka osłaniające organizmy żyjące w skorupkach z rodzaju *Hyolithellus* (Lendzion, 1975; Dzik, Lendzion, 1988).

Taksonami przewodnimi dla poziomu *Mobergella* są gatunki: *Mobergella holsti*, *M. radiolata* i *M. turgida* (Lendzion, 1983a, b). Polski poziom *Mobergella* ma swój odpowiednik w Skandynawii, w Szwecji, między innymi na wyspach Olandia i Gotlandia, gdzie został udokumentowany wystąpieniami gatunków *Mobergella holsti* i *M. radiolata* w nawierconych otworami wiertniczymi utworach formacji z File Haidar (np. Martinsson, 1974; Cederström i in., 2022).

Interesującą i bardzo rzadko występującą w profilach poziomu *Mobergella* skamieniałością jest opisana przez Lendzion (1975) *Cassubia infercambriensis,* zaliczona przez Dzika i Lendzion (1988) do najstarszych przedstawicieli typu Arthropoda. Daley i Legg (2015) dokonali rewizji rodzaju *Cassubia* i zaliczyli go do rodzaju *Peytoia,* reprezentującego organizm wykazujący zarówno cechy morfologiczne budowy ciała anomalokaridów, jak i Arthropoda o nieznanej pozycji systematycznej, i włączyli do tego rodzaju także skamieniałości *Livia plana* oraz *L. convexa*, opisywane przez



[1]nazwy wg Moczydłowskiej (1991)
[2]nazwy wg Lendzion (1983a, b)

FIG. 9. Podziały chrono- i biostratygraficzne kambru na platformie wschodnioeuropejskiej: w Skandynawii (Nielsen, Ahlberg, 2019; Nielsen i in., 2020; Cederström i in., 2022), w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Lendzion, 1983a, b; Moczydłowska, 1991) oraz w Litwie, Łotwie, Estonii i Rosji (Mens, Pirrus, 1997; Konstantynenko, Kyryanov, 2013; Meidla, 2017)

Lendzion (1983a, b) jako skamieniałości organizmów trylobitopodobnych.

Poziom *Holmia kjerulfi*/*Holmia*. W prezentowanym poniżej omówieniu biostratygrafii trylobitowej utworów platformowych kambru w Polsce, ze względu na to, że nie były one przedmiotem nowoczesnej rewizji, zastosowano oryginalną taksonomię trylobitów oraz nazewnictwo wydzieleń biostratygraficznych, przedstawione przez Lendzion (1983a, b; Lendzion *w*: Mens i in., 1990), z jednoczesną zmianą rangi wyróżnionych przez wspomnianą wyżej autorkę wydzieleń biostratygraficznych w miaolingu i furongu – z poziomów na nadpoziomy oraz niezbędną korektą niektórych rodzajów trylobitów do wymogów współczesnej taksonomii. Charakterystyczne trylobity dla utworów oddziału 2 i miaolingu przedstawiono na figurze 10.

Poziom *Holmia kjerulfi* (nazwa rodzajowa i gatunkowa w ujęciu Moczydłowskiej, 1991) lub *Holmia* (tylko nazwa rodzajowa w ujęciu Lendzion, 1983a, b) jest pierwszym poziomem trylobitowym w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Lendzion (1983a, b) stwierdziła dwudzielność tego poziomu i wyróżniła w jego obrębie podpoziom dolny *Schmidtiellus* i podpoziom górny *Strenuaeva*. Dla podpoziomu dolnego indeksowymi trylobitami są *Schmidtiellus* sp. i *Holmia grandis*. Podpoziom górny dokumentują gatunki *Strenuaeva primaeva*, *S.* aff. *salopiensis*, *S.* sp. ex gr. *polonica*, *Holmia kjerulfi* oraz nieliczni przedstawiciele *Ellipsocephalus* cf. *gripi*, *Germaropyge* aff. *sancta-cruzensis* (Lendzion, 1983a, b). Poziom *Holmia kjerulfi* w polskiej części basenu bałtyckiego koreluje się ze skandynawskim poziomem zdefiniowanym przez Cederströma i in. (2022), jako zespołowy poziom *Holmia kjerulfi*. We wspomnianym poziomie zespołowym wymienieni wcześniej autorzy wyróżnili dwa poziomy: dolny – *Holmia inusitata* i górny – *Holmia kjerulfi*. Skład taksonomiczny polskiego zespołu trylobitów zdaje się wskazywać, że jest on odpowiednikiem górnego poziomu *Holmia kjerulfi* w skandynawskim zespołowym poziomie *Holmia kjerulfi* (Cederström i in., 2022).

Poziom *Protolenus*. Nie ma on dobrej dokumentacji paleontologicznej w sukcesji kambryjskiej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Lendzion, 1972, 1976, 1983a, b). Reprezentują go nieliczne, źle zachowane pancerze trylobitów: *Kingaspis (Kingaspis) borealis*, *Ellipsocephalus hoffi* i *Protolenus* sp. Cederström i in. (2022), opisany przez Lendzion (1972) gatunek *Kingaspis (Kingaspis) borealis* = *Kingaspidoides (Kingaspis) borealis* z górnej części poziomu *Protolenus*, zaliczyli do rodzaju *Kingaspidoides*. Podobną tezę cytowani wyżej autorzy wysnuli dla gatunku *Protolenus* aff. *Pr. annulatus* opisanego przez Lendzion (1983a, b). Obecność rodzaju *Kingaspidoides* pozwala na odniesienie polskiego poziomu *Protolenus* do skandynawskiego poziomu *Dellingia scanica–Kingaspidoides lunatus* (Cederström i in., 2022).

1.5.3. Miaoling

Jolanta Pacześna

Nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*. Jest to najszerzej rozprzestrzeniony regionalnie w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej nadpoziom miaolingu. Występuje na obszarze całej platformy – w obniżeniu bałtyckim, obniżeniu podlaskim i lubelskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 5, 9). Ma też najpełniejszą dokumentację paleontologiczną (Lendzion, 1983a, b).

W zachodniej części basenu bałtyckiego Lendzion (1983a, b) wyróżniła w obrębie nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* dwa poziomy (fig. 5, 9): dolny *Eccaparadoxides insularis* z trylobitami *Eccaparadoxides insularis* i *Bailiella emarginata,* które są gatunkami przewodnimi dla tego poziomu oraz górny poziom *Acadoparadoxides pinus*.

W poziomie *Eccaparadoxides insularis* obok wcześniej wymienionych występują gatunki trylobitów, które swój zasięg występowania kontynuują do nadległego poziomu *Acadoparadoxides pinus*. Są to *Solenopleura cristata* i *Ellipsocehallus polytomus*. Obecność trylobitów *Eccaparadoxides insularis*, *Bailiella emarginata* i *Ellipsocehallus polytomus* pozwala skorelować polski poziom *Eccaparadoxides insularis* z jego skandynawskim odpowiednikiem o tej samej nazwie, stanowiącym dolny poziom nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Ahlberg i in., 2021).

Górny poziom *Acadoparadoxides pinus*, wyróżniany w Polsce, reprezentują gatunki: *Acadoparadoxides pinus, A. sjoegreni, A.* sp. (ex gr. *torelli*) i *A. torelli.* Występujące w polskim poziomie *Acadoparadoxides pinus* gatunki trylobitów *A. pinus* i *A. torelli* pozwalają go odnieść do skandynawskiego poziomu *Acadoparadoxides pinus–Ptychagnostus praecurrens*, który stanowi w profilach szwedzkich górną część nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Ahlberg i in., 2021).

Górny poziom *Acadoparadoxides pinus* został udokumentowany w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego obniżenia podlaskiego oraz w jego części lubelskiej. Na pozostałym obszarze platformy w Polsce, wydzielono jedynie nadpoziom

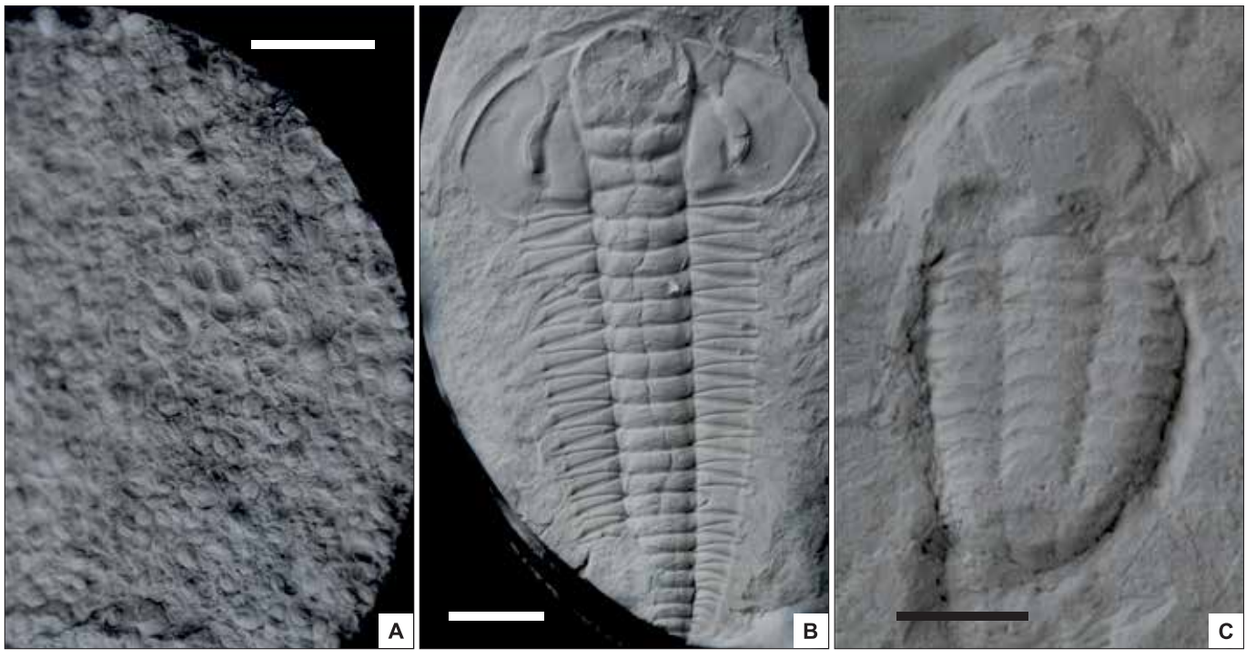


FIG. 10. Charakterystyczne trylobity występujące w utworach oddziału 2 kambru i miaolingu w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej: **A** – *Agnostus pisiformis* Linnaeus, miaoling, poziom *Agnostus pisiformis*, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2714,3 m, MUZ PIG.1211.II.121; **B** – *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*) cf. *torelli* (Holm M.S. et Westergård), miaoling, nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus*, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2862,0 m, MUZ PIG.1668.II.57; **C** – *Kingaspidoides sanctacrucensis* (Czarnocki), oddział 2, poziom *Holmia kjerulfi*, basen lubelsko-podlaski, otwór Tłuszcz IG 1, głęb. 2214,9 m, MUZ PIG.1211.II.38. A–C coll. det. K. Lendzion, fot. J. Pacześna. Skala liniowa 1 cm

Acadoparadoxides oelandicus (fig. 6, 9). Niedostateczna dokumentacja paleontologiczna uniemożliwiła tutaj dokonanie podziału na poziomy.

Nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus.* Jego występowanie zostało udokumentowane paleontologicznie tylko w zachodniej strefie podlaskiej części basenu lubelsko-podlaskiego (fig. 6) i na znacznym obszarze basenu bałtyckiego (fig. 5). W drugim z wymienionych obszarów Lendzion (1983a, b) wydzieliła w obrębie nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* trzy poziomy: *Ptychagnostus gibbus*, *Ptychagnostus atavus* i *Tomagnostus fissus* + *Hypagnostus parvifrons* (fig. 5, 9).

Poziom *Ptychagnostus gibbus* jest reprezentowany przez gatunek przewodni *Ellipsocephalus lejostracus*. Pozostałe trylobity występujące w tym poziomie kontynuują swój zasięg z niżej leżącego poziomu *Acadoparadoxides pinus* i wymierają w nim. Są to gatunki *Ptychagnostus praecurrens* i *Peronopsis fallax*. Gatunki *Peronopsis scutalis*, *Paradoxides salopiensis* i *Par. paradoxissimus* rozpoczynają w tym poziomie swoje zasięgi i kontynuują je do nadległych dwóch poziomów: *Ptychagnostus atavus i Tomagnostus fissus* + *Hypagnostus parvifrons*. Nazwa ostatniego z wymienionych poziomów pochodzi od występującego w nim indeksowego gatunku *Hypagnostus parvifrons*. Gatunkiem współwystępującym z gatunkiem przewodnim jest tutaj *Paradoxides paradoxissimus*. Polski poziom *Ptychagnostus gibbus* na podstawie występowania gatunków trylobitów *Ptychagnostus gibbus*, *Pty. praecurens* oraz licznych trylobitów z rodzaju *Peronopsis* można korelować ze skandynawskim poziomem *Ptychagnostus gibbus* wyróżnianym w Skanii i regionie Västergötland. Występowanie trylobitów *Paradoxides paradoxissimus* i *Par. salopiensis* w polskim poziomie *Ptychagnostus atavus* pozwala na jego odniesienie do szwedzkiego odpowiednika poziomu *Ptychagnostus atavus*. W lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego nie stwierdzono występowania nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* (Lendzion, 1983a, b).

Nadpoziom *Paradoxides forchhammeri.* Omawiany nadpoziom został udokumentowany paleontologicznie jedynie w północnych regionach zachodniej części basenu bałtyckiego (fig. 5). Lendzion (1983b) postawiła tezę o prawdopodobnym występowaniu w obrębie nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri* dwóch poziomów: *Jincella brachymetopa* i *Lejopyge laevigata* (fig. 5, 9). Obecność w utworach tego nadpoziomu tylko dwóch gatunków trylobitów *Lejopyge laevigata* oraz *Bilingsella exporrecta* oraz trylobita z rodzaju *Paradoxides* sp. nie pozwala jednoznacznie zdefiniować i wydzielić obu wspomnianych wyżej poziomów. Wynika to z faktu, że wymienione gatunki trylobitów występują w obu poziomach. Sytuację utrudnia również prawdopodobna obecność luki stratygraficznej w dolnej części nadpoziomu *Par. forchhammeri*. Według Lendzion (1983a, b) wskazuje ona, że w profilach przypisywanych do wspomnianego wcześniej nadpoziomu miaolingu występuje najprawdopodobniej tylko poziom *Lejopyge laevigata*.

W obrębie nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri*, w jego najwyższej części został zdefiniowany poziom *Agnostus pisiformis*, w utworach którego występują charakterystyczne nagromadzenia przepełnione pancerzykami drobnych trylobitów indeksowego gatunku *Agnostus pisiformis* (fig. 10A). Poziom *Agnostus pisiformis* jest obecnie na Bałtyce, w tym w Skandynawii, wydzielany jako najmłodsze wydzielenie biostratygraficzne miaolingu (np. Nielsen i in., 2014 i literatura tam cytowana).

1.5.4. Furong

Jolanta Pacześna

W polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej furong został udokumentowany paleontologicznie i biostratygraficznie jedynie w basenie bałtyckim. Największe obszarowo rozprzestrzenienie utworów furongu stwierdzono w zachodniej części tego basenu; występują one również na zachodniej flance wschodniej części wspomnianego basenu (Szymański, Pacześna, 2010). Profil furongu w polskiej części basenu bałtyckiego nie jest pełny. Na podstawie występujących w profilu gatunków trylobitów, Lendzion (1983a, b) wydzieliła w kolejności stratygraficznej: następujące nadpoziomy faunistyczne: *Olenus* + *Homagnostus obesus, Parabolina, Peltura i Acerocarina* (fig. 5, 7).

Nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus.* Najszersze rozprzestrzenienie regionalne w polskiej części basenu bałtyckiego ma dobrze udokumentowany stratygraficznie nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus* (fig. 5). Obecność wspomnianego nadpoziomu dokumentują bardzo liczne trylobity *Olenus* cf. *truncatus, O. wahlenbergii* (fig. 10B) i *Homagnostus obesus*. Obecność licznych trylobitów *Olenus cf. truncatus* umożliwia korelację z nadpoziomem *Olenus* w Szwecji, szczególnie z wyróżnianym w jego obrębie poziomem *Olenus truncatus* (Nielsen i in., 2014; Rassmusen i in., 2017).

Nadpoziom *Parabolina.* Bardzo słabo udokumentowany paleontologicznie nadpoziom *Parabolina* (fig. 5) wyróżniono na podstawie występowania okazów *Parabolina* sp. i ramienionoga *Orusia lenticularis*. Ze względu na fragmentaryczny brak osadów w obrębie polskiego profilu furongu nie wydzielono wyróżnianego w Szwecji nadpoziomu *Leptoplastus* i *Protopeltura* (Lendzion, 1983a, b).

Nadpoziom *Peltura.* Nadległy nadpoziom *Peltura* jest reprezentowany w basenie bałtyckim przez dwa poziomy: *Peltura minor* i *Peltura scarabaeoides* (fig. 5). Pierwszy z wymienionych poziomów reprezentują bardzo liczne okazy *Peltura acutidens, Sphaerophthalmus alatus* i *Ctenopyge tumida*. Wszystkie trzy wymienione wcześniej gatunki trylobitów umożliwiają korelację polskiego poziomu *Peltura minor* ze szwedzkim poziomem *Ctenopyge tumida*, wyróżnianym w obrębie nadpoziomu *Peltura* (Rassmusen i in., 2017). Poziom *Peltura scarabaeoides* cechuje się występowaniem gatunków *Sphaerophthalmus humilis*, *Ctenopyge* cf. *pecten*, *Peltura scarabaeoides scarabaeoides* i ramienionoga *Eoorthis*? sp.

Nadpoziom *Acerocarina.* Profil furongu zamyka wg Bednarczyka (1979) i Lendzion (1983b) – występujący tylko w zachodniej części basenu bałtyckiego – nadpoziom A*cerocarina* (fig. 5), odnoszony do swojego skandynawskiego odpowiednika (Nielsen i in., 2014). Jest on wg Lendzion (1983 a, b) reprezentowany przez trylobity *Peltura costata*, *P. transiens*, *Pelturina punctifera*, *Westergaardia lata*, *Parabolina heres heres* i *Parab. acanthura*. We wschodniej części basenu bałtyckiego, w pobliżu wschodniego zasięgu występowania utworów furongu udokumentowano jedynie nadpoziom *Olenus* + *Homagnostus obesus* i – prawdopodobnie – bardzo słabo udokumentowany paleontologicznie nadpoziom *Parabolina* (Lendzion, 1983a, b; fig. 5).

1.5.4.1. Konodonty

Zróżnicowane taksonomicznie i liczne ilościowo zespoły konodontów występują tylko w utworach furongu zachodniej części basenu bałtyckiego. Według Szaniawskiego (1971) i Bednarczyka (1979) niektóre gatunki konodontów mają zasięg ograniczony do poszczególnych poziomów trylobitowych, co umożliwia ich wzajemną korelację (tab. 2). Konodontowe zespoły basenu bałtyckiego korelują się z zespołami Skandynawii, Ameryki Północnej, północnego Iranu, północnych Chin i Australii (Bednarczyk, 1979).

1.5.5. Ramienionogi

Jolanta Pacześna

W profilu kambru basenu bałtyckiego występuje stratygraficzne następstwo trzech zespołów ramienionogów (Jendryka-Fuglewicz, 2007, 2011). Najniższy zespół występuje w górnej części poziomu *Holmia kjerulfi* i jest zdominowany przez obolidy z najszerzej reprezentowanym rodzajem *Westonia* z gatunkami*: W. nathorstii*, *W. aalandensis*, *W. wimani*, *W. baltica* oraz licznymi przedstawicielami rodzaju *Acrotreta* z gatunkami *A. uplandica* i *A. gemmula*. Dużą wartość stratygraficzną mają gatunki *?Botsfordia bellapunctata* oraz *W. nathorstii*, zawężające swoje występowanie do wyższej części poziomu *Holmia* i występujące we wszystkich profilach kambru basenu bałtyckiego. Dla poziomu *Protolenus* jest charakterystyczne występowanie gatunku *W. wimani* (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

Początek miaolingu cechuje zmiana składu taksonomicznego zespołu ramienionogów. Zaczynają dominować gatunki z rodziny Acrothelidae i Acrotretidae. Znaczenie stratygraficzne mają gatunki o zasięgu występowania tylko w miaolingu: *Acrothele granulata*, *Acr. prima*, *Acr. coriacea*, *Acroteta socialis*, *A. schmalenseei* i *A. polonica*. Typowymi gatunkami dla miaolingu są: *Acr. granulata* i *A. socialis*. Wyznacznikiem stratygraficznym najwyższego nadpoziomu miaolingu *Paradoxides forchhammeri* jest *Billingsella exporrecta* (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

Zespół ramienionogów furongu jest taksonomicznie ubogi. Reprezentuje go gatunek *Orusia lenticularis*. W utworach furongu stwierdzono także występowanie *Lingulella* sp. i *Acrotreta* sp. (Jendryka-Fuglewicz, 2011: fig. 14).

W utworach kambru lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego Jendryka-Fuglewicz (2007) stwierdziła występowanie dwóch zespołów ramienionogów. Zespół dolny występuje w poziomie *Holmia kjerulfi* i składa się z: indeksowego dla poziomu *Holmia* gatunku *Mickwitzia* cf. *monilifera* oraz współwystępujących z nim gatunków *?Botsfordia bellapunctata*, *B*. cf. *thorslundi*, *Westonia aalandensis*, *W. baltica*, *W. bottnica* i *Acrotreta uplandica* (Jendryka-Fuglewicz, 2007: fig. 21). Dla wyżej leżącego w profilach zespołu ramienionogów z miaolingu, charakterystyczne są gatunki:

TAB. 2. Występowanie konodontów w utworach furongu zachodniej części basenu bałtyckiego i ich korelacja z nadpoziomami i poziomami trylobitowymi

Oddział	Nadpoziomy trylobitowe wg Lendzion (1983a)	Poziomy trylobitowe wg Lendzion (1983a)	Konodonty wg Szaniawskiego (1971) i Bednarczyka (1979)
Furong	*Peltura*	*Peltura scarabaeoides*	nie stwierdzono występowania konodontów
		Sphaerophthalmus alatus	*Coelocerodontus* sp., *Gapparodus (?) bisulcatus*, *Hertzina elongata*, *Oneotodus erectus*, *Oneotodus* sp. A, *Westergaardodina* sp. nov., *Scandodus tortilis*
	Parabolina	–	*Hertzina elongata*, *Furnishina assymetrica*, *F. furnishi*, *Prooneotodus gallatini*, *Proacodus obliques*, *Westergaardodina bohlimi*, *W. bicuspidate*, *W. moessebergensis*, *W. wimani*, *Westergaardodina* sp. nov.
	Olenus + *Homagnostus obesus*	–	*Furnishina longibasis*, *F. pomeranica*, *F. furnishi*, *F. quadrata*, *Furnishina* sp. nov., *Muellerina cambrica*, *M. oelandica*, *Oneotodus* sp. b, *Prooneotodus tenuis*, *Westergaardodina tricuspidata*
Miaoling	*Paradoxides forchhammeri*	*Agnostus pisiformis*	*Furnishina alata*, *F. longibasis*, *F. polonica*, *F. pomeranica*, *F. furnishi*, *F. quadrata*, *Furnishina* sp. nov., *Muellerina pomeranensis*, *M. oelandica*, *Oneotodus* sp. b, *Westergaardodina tricuspidata*, *W. obliqua*, *W. wimani*

Acrothele cf. *granulata*, *Acr. coriacea*, *Acrotreta socialis*, *A. polonica*, *Westonia finlandensis*, *Lingulella ferruginea* oraz gatunki z rodzaju *Westonia*, które kontynuują do miaolingu swój zasięg z poziomu *Holmia kjerulfi* i *Protolenus* (Jendryka-Fuglewicz, 2007: fig. 21). Wspomniana autorka stwierdziła w profilu kambru otworu Łopiennik IG 1 występowanie gatunku *Ungula ingrica*, który może wskazywać na obecność utworów furongu w najwyższej części tego profilu (Jendryka-Fuglewicz, 2007). W świetle korelacji stratygraficznych (Popow i in., 1989; Puura, Holmer, 1993; Webby, 1995), obecność tego gatunku ramienionoga może wskazywać na najwyższy nadpoziom furongu – *Acerocarina.*

1.5.6. Akritarcha

Monika Jachowicz-Zdanowska

W kambrze kilkakrotnie miała miejsce przebudowa taksonomiczna zróżnicowanych morfologicznie zespołów akritarch. W okresie kambryjskim te organizmy – w przeciwieństwie do trylobitów – nie wykazują prowincjalizmu, co umożliwiło opracowanie na ich podstawie wiarygodnego rozpoziomowania utworów kambryjskich, a tak zdefiniowane podziały biostratygraficzne mogą być wykorzystywane w korelacjach międzykontynentalnych. W wielu rejonach występowania utworów kambru na platformie wschodnioeuropejskiej udokumentowane poziomy akritarchowe zostały ściśle skorelowane z wydzieleniami faunistycznymi, głównie bazującymi na trylobitach (np. Volkova, 1968, 1969a, b; Martin, Dean, 1988; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002; fig. 11).

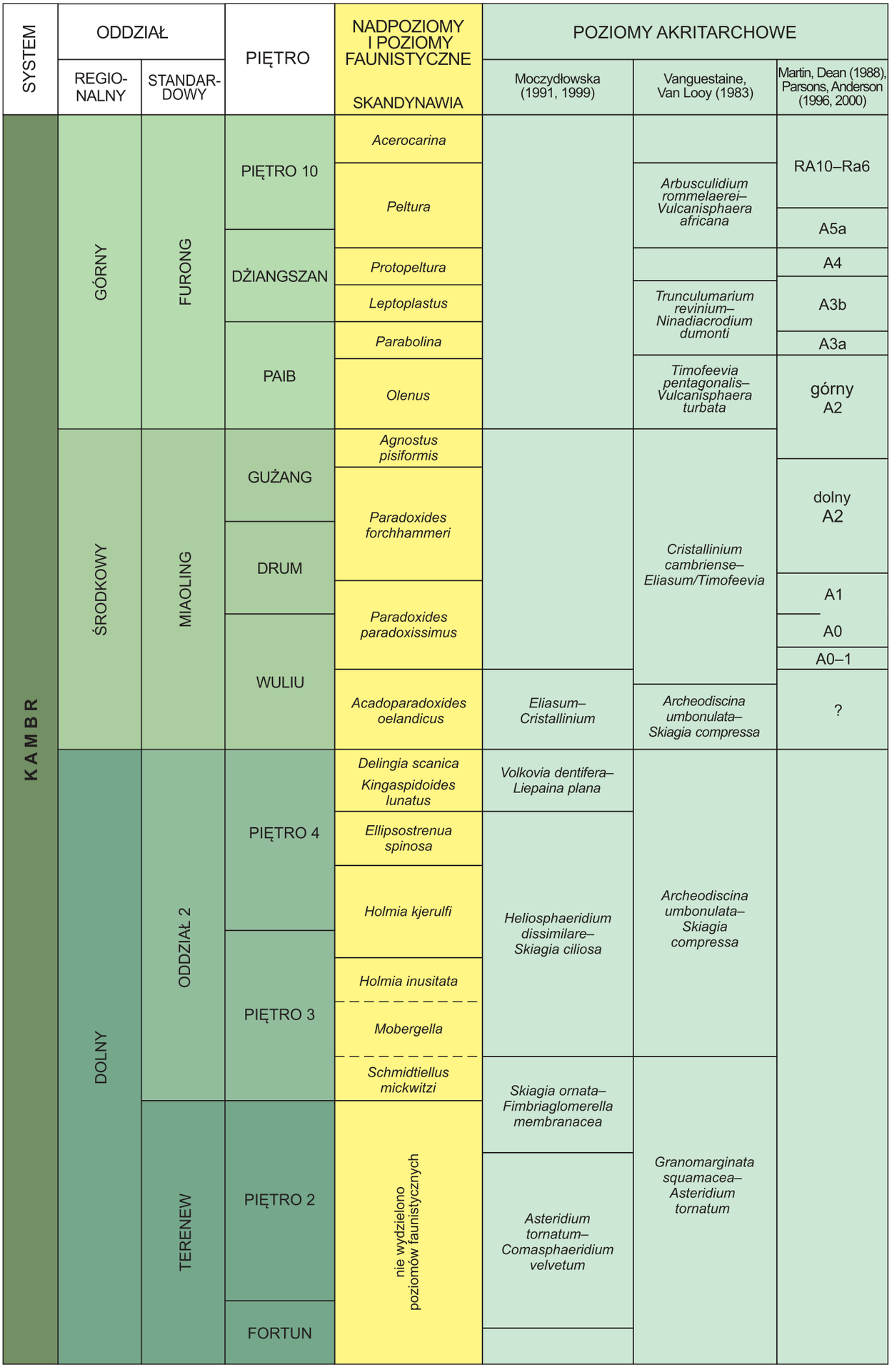
Zespoły mikroflory z terenewu i jego poziomów faunistycznych *Sabellidites cambriensis* i *Platysolenites antiquissimus* charakteryzują się słabym zróżnicowaniem morfologicznym. Są to taksony sferyczne, o słabo rozwiniętej morfologii. Wiele z nich kontynuuje występowanie z utworów ediakaru. Dotychczas w tym odcinku czasowym zostały wyróżnione dwa zespołowe poziomy akritarchowe, różniące się składem rodzajowym definiujących je zespołów. Poziom *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* został zdefiniowany na obszarze basenu lubelsko-podlaskiego i koreluje się z poziomem *Platysolenites antiquissimus* (Moczydłowska, 1991; fig. 12). Jego przewodnie gatunki to: *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. formosum*, *C. velvetum* oraz *Pterospermella velata.* Reinterpretacja zasięgu stratygraficznego poziomu *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum,* rozszerzająca jego zasięg na całe piętro fortun i nadległe piętro 2, spowodowała objęcie jego zasięgiem poziomów faunistycznych *Sabellidites cambriensis* i *Platysolenites antiquissimus* (Moczydłowska, Yin, 2012). Szczepanik (2000) opisał zespoły akritarch terenewu w zlokalizowanym w zachodniej części basenu bałtyckiego wierceniu Kościerzyna IG 1, które skorelował z poziomami *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum*, *Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* oraz *Volkovia dentifera–Liepaina plana,* wydzielonymi przez Moczydłowską (1991).

Jankauskas i Lendzion (1992) oraz Jankauskas (2002) udokumentowali w utworach poziomu *Platysolenites antiquissisimus* basenu bałtyckiego i obszarów przyległych poziom akritarchowy *Granomarginata prima* (fig. 12). W przypadku tego poziomu, wskaźnikowym wydarzeniem jest pierwsze pojawienie się gatunku *Granomarginata prima*, obok którego w dokumentowanych asocjacjach występują *G. squamacea*, *Pulvinosphaeridium antiquum* oraz prazynofity *Tasmanites tenellus*, *Ceratophyton vernicosum*, liczni przedstawiciele rodzaju *Leiosphaeridia* oraz fragmenty plech sinic. Urzeźbione akritarchy z urozmaiconą morfologią w postaci wyrostków reprezentuje jedynie gatunek *Asteridium tornatum*. Jankauskas i Lendzion (1992) uznali poziom *Granomarginata prima* za odpowiednik poziomu *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum* (Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002). Autorzy ci zauważyli jednak, że w porównaniu z asocjacjami akritarchowymi opisanymi w basenie bałtyckim w utworach poziomu *Platysolenites antiquissimus,* jedynie w basenie lubelsko-podlaskim gatunek *Granomarginata prima* charakteryzuje znacznie szerszy zasięg występowania. Wyraźne różnice w składzie taksonomicznym równowiekowych zespołów akritarch zostały w tym przypadku zinterpretowane różnicami facjalnymi analizowanych utworów (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002).

Pojawienie się trylobitów w zapisie geologicznym ok. 521 mln lat temu to wydarzenie proponowane jako potencjalnie służące do wyznaczenia spągu oddziału 2 w nowo przyjętym podziale systemu kambryjskiego (Gradstein i in., 2020; Cohen i in., 2025). W tradycyjnym podziale kambryjskiego systemu spąg interwału z zapisem trylobitowym korelowano ze spągiem poziomu *Schmidtiellus mickwitzi*. W tym okresie w zespołach akritarch zachodzą wyraźne zmiany, pojawiają się liczne formy o zróżnicowanej morfologii. Są to głównie przedstawiciele grupy Acanthomorphitae, do której należą akritarchy pokryte kolczastymi wyrostkami. Wskaźnikowym dla tego okresu jest charakterystyczny rodzaj *Skiagia,* rozpoznany w wielu obszarach występowania utworów niższego kambru (Volkova, 1968, 1969a, b; Downie, 1982; Volkova i in., 1983; Hagenfeldt, 1989a; Moczydłowska, 1991). Jest on reprezentowany przez kilka gatunków i dominuje w zespołach piętra 3 i 4, które obejmują tradycyjnie rozumiane poziomy *Schmidtiellus mickwitzi*, *Holmia kjerulfi* i *Protolenus*. W utworach tego wieku wyróżniono kilka poziomów akritarchowych (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002; fig. 12). Poziomy te różnie nazywane przez poszczególnych autorów charakteryzują asocjacje mikroflory o podobnym składzie rodzajowym i gatunkowym. Obok wskaźnikowych gatunków rodzaju *Skiagia,* w zespołach oddziału 2 występują niekiedy liczne gatunki reprezentujące rodzaje: *Asteridium*, *Heliosphaeridium*, *Comasphaeridium*, *Globosphaeridium*, *Pterospermella*, *Pterospermopsimorpha*, *Multiplicisphaeridum*, *Lophosphaeridium* czy *Estiastra.*

Trzy poziomy akritarchowe wyróżnione w utworach oddziału 2 basenu lubelsko-podlaskiego: *Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea*, *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* oraz *Volkovia dentifera–Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991; fig. 12), skorelowane odpowiednio z poziomami: *Schmidtiellus mickwitzi*, *Holmia kjerulfi* i *Protolenus*, znalazły szerokie zastosowanie w biostratygrafii utworów najstarszego kambru i są traktowane jako poziomy o charakterze globalnym. Zestawienie charakterystycznych gatunków akritarch i prazynofitów oraz regionalne korelacje poziomów akritarchowych wydzielonych przez Moczydłowską (1991) w oddziale 2 basenu lubelsko-podlaskiego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej przedstawiono w tabeli 3.

Asocjacje akritarch opisane z utworów poziomu *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) są najbardziej zróżnicowanymi zespołami oddziału 2 (tab. 3). Cechą charakterystyczną zespołów akritarch wyższej części oddziału 2 jest znaczące zubożenie taksonomiczne, pomimo pojawiania się niekiedy prekursorów mikroflory miaolingu, takich jak rodzaj *Eliasum* (Jankauskas, Lendzion, 1992).



1 Polska część platformy wschodnioeuropejskiej

FIG. 11. Korelacja poziomów akritarchowych wydzielanych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej z poziomami faunistycznymi wydzielanymi w innych regionach platformy wschodnioeuropejskiej. Podziały na nadpoziomy i poziomy faunistyczne w Skandynawii wg Nielsena, Ahlberga, (2019); Nielsena i in. (2020); Cederströma i in. (2022)

1
Polska część platformy wschodnio-europejskiej

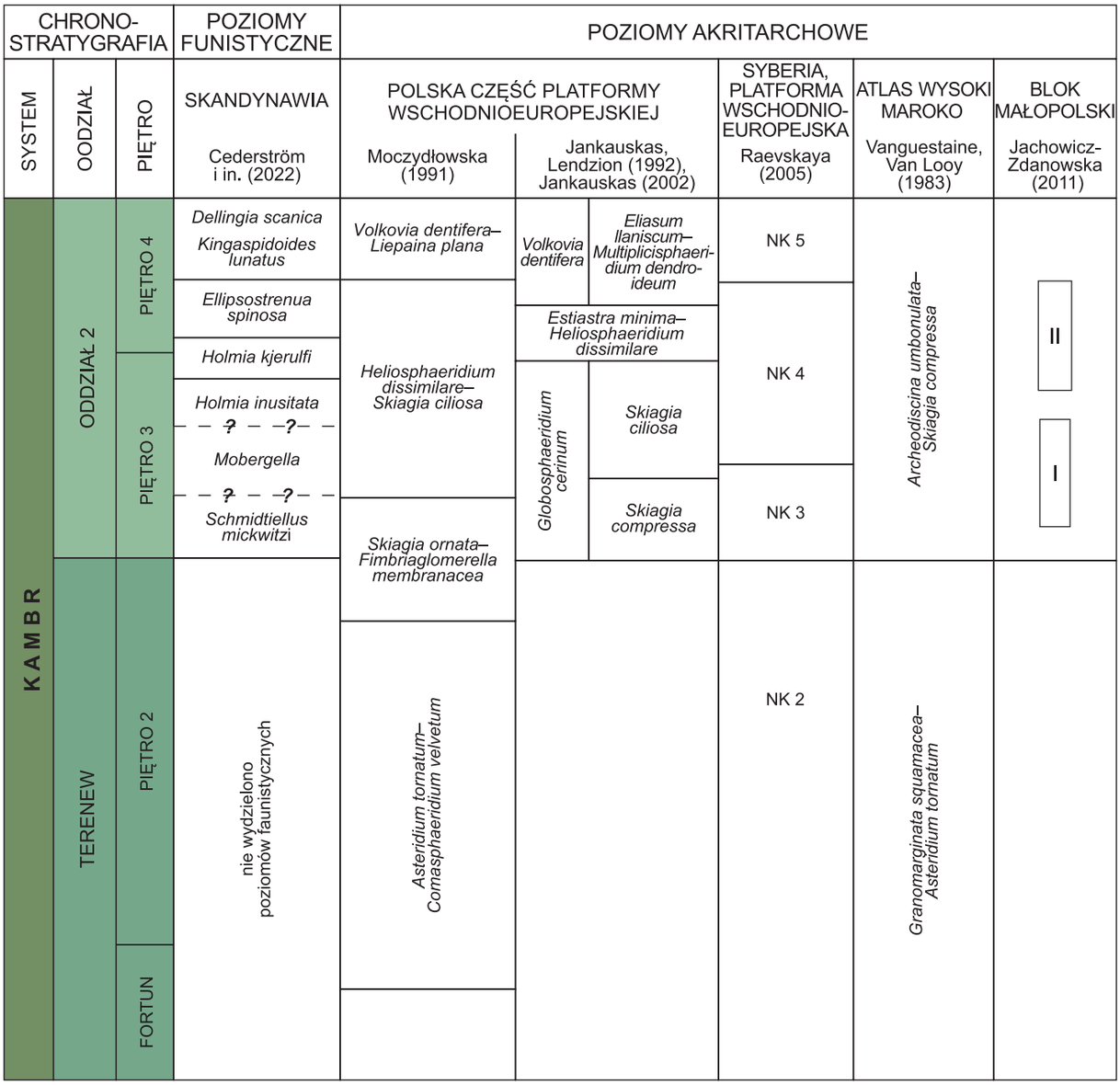


FIG. 12. Korelacja poziomów akritarchowych, wydzielonych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, na bloku małopolskim, Syberii i w Maroku (Atlas Wysoki) z poziomami faunistycznymi Skandynawii

TAB. 3. Biozonacja akritarchowa, zespoły charakterystycznych taksonów i ich definicje w utworach kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej i ich korelacja międzyregionalna (wg Moczydłowskiej, 1991)

Poziom wg Moczydłowskiej (1991)	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów
Asteridium tornatum–Comashaeridium velvetum (At–Cv) (fig. 11)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom definiują indeksowe gatunki: *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. formosum*, *C. velvetum* oraz *Pterospermella velata*, *Asteridium* sp.; poziom o zasięgu globalnym	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (Ac–Cv): *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. formosum*, *C. velvetum* oraz *Pterospermella velata*, *Asteridium* sp. Gatunki, które pojawiają się w spągu poziomu i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części profilu: *Ceratophyton vernicosum*, *Asteridium tornatum*, *Comashaeridium strogosum*, *Cymatiosphaera* sp., *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Lophosphaeridium tentativum*, *Pterospermella vitalis*, *Tasmanites bobrovskae*, *T. tenellus*
Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea (So–Fm)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	przewodnie gatunki, zdefiniowany przez poziom: *Asteridium pallidum* i *Skiagia pura;* poziom o zasięgu globalnym	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (So–Fm): *Asteridium pallidum*, *Goniosphaeridium* sp., *Skiagia pura.* Gatunki, które pojawiają się w spągu poziomu i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części poziomu: *Alliumella baltica*, *Comasphaeridium brachyspinosum*, *C. molliculum*, *Fimbriaglomerella membranacea*, *F. minuta*, *Globosphaeridium cerinum*, *Heliosphaeridium coniferum*, *Lophosphaeridium dubium*, *L. truncatum*, *Pterospermella* sp., *Skiagia compressa*, *S. orbiculare*, *S. ornata*, *S. scotica*, *Tasmanites volkovae*
Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa (Hd–Sc) (fig. 11)-+	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom zdefiniowany na podstawie występowania gatunków: *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa,* będące dominującymi ilościowo składnikami zespołu; poziom o zasięgu globalnym	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch, które pojawiają się po raz pierwszy i ograniczają swój zasięg występowania do poziomu (Hd–Sc): *Globoshaeridium* sp., *Lophoshaeridium* sp., *Skiagia* sp. Gatunki, które pojawiają się po raz pierwszy w spągu poziomu (Hd–Sc) i kontynuują swój zasięg występowania do wyższych części poziomu: *Heliosphaeridium dissimilare*, *H. lubomlense*, *H. obscurum*, *H. radzynicum*, *Asteridium spinosum*, *Skiagia scottica*, *S. ciliosa*, *Goniosphaeridium varium*, *G. implicatum*, *Multiplicisphaeridium dendroideum*, *Pterospermella solida* i *Cymatiosphaera postii*
Volkovia dentifera–Liepaina plana (Vd–Lp) (fig. 11)	zdefiniowany i opisany przez Moczydłowską (1991) w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – w lubelskiej części basenu lubelsko-podlaskiego, w otworach wiertniczych: Łopiennik IG 1, Terebin IG 5, Parczew IG 10, Radzyń IG 1, Kaplonosy IG 1	poziom zdefiniowany na podstawie występowania indeksowych gatunków: *Volkovia dentifera, Liepaina plana*, *Heliosphaeridium notatum* i *H. longum;* poziom o zasięgu globalnym	zespół mikroflory (fig. 13): gatunki akritarch ograniczających zasięg swojego występowania do poziomu (Vd–Lp)*: Volkovia dentifera, Liepaina plana*, *Heliosphaeridium notatum* i *H. longum.* Gatunki akritarch kontynuujących występowanie z niższych poziomów*: Asteridium tornatum*, *A. lanatum*, *Leiosphaeridia* sp., *Comasphaeridium strigosum*, *Cymatiosphaera* sp., *Granomarginata squamacea*, *Alliumella baltica*, *Lophoshaeridium truncatum*, *Skiagia compressa*, *Skiagia orbiculare*, *Skiagia ornata*, *Skiagia scotica*, *Tasmanites bobrovskae*, *T. volkovae*

Dokumentacja palinologiczna najmłodszych utworów piętra 4, korelowanych z poziomem akritarchowym *Volkovia dentifera–Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991), ze względu na rzadkie występowanie form przewodnich *Volkovia* i *Liepaina* jest bardzo trudna (Szczepanik, 2000). Powoduje to, że zespoły mikroskamieniałości z licznymi okazami *Volkovia,* które w ostatnich latach opisano z kieleckiego pasma fałdowego, należą do unikatowych w skali globu (Żylińska, Szczepanik, 2009).

W miaolingu nastąpiła kolejna, bardzo wyraźna zmiana składu taksonomicznego asocjacji akritarchowych. Wymarło wtedy wiele form wczesnokambryjskich, przede wszystkim zanikł przewodni rodzaj *Skiagia*, a jego pojedyncze okazy są dokumentowane wyłącznie w spągowych partiach miaolingu (Moczydłowska, 1998), chociaż nie można wykluczyć ich redepozycji z utworów starszych.

Utwory kolejnych nadpoziomów miaolingu: *Acadoparadoxides oelandicus*, *Paradoxides paradoxissimus, Paradoxides forchhammeri* obejmują piętra: wuliu, drum oraz gużang (Peng, Babcock, 2011). Zespoły akritarch opisane z powyższych nadpoziomów trylobitowych na platformie wschodnioeuropejskiej stwierdzili: Volkova (1990), Jankauskas i Lendzion (1992), Moczydłowska (1999) oraz Szczepanik (2000). Przykładowe taksony akritarch, reprezentujących udokumentowane palinologicznie poziomy akritarchowe, występujące w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, przedstawiono na figurze 13.

Z utworów miaolingu opisano kilka poziomów akritarchowych, które są skorelowane z poszczególnymi nadpoziomami faunistycznymi. I tak nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus* dokumentują równowiekowe poziomy akritarchowe: *Eliasum–Cristallinium* (Moczydłowska, 1998; fig. 12), *Heliosphaeridium notatum–Lophosphaeridum variabile* rozpoznane na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002), poziom KB (Volkova, Kirjanov, 1995) oraz częściowo poziomy *A. umbonulata–S. compressa* i *Cristallinium–Eliasum* (Vanguestaine, Van Looy, 1983; fig. 12) lub IMC 1 (Palacios, 2010). W innych częściach świata, poza obszarem Nowej Fundlandii, w utworach kambryjskich z przedziału wiekowego od nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri* włącznie wyznaczono kilka kolejnych zespołów akritarchowych, przykładowo, zespół SK 1 (Volkova, Kirjanov, 1995) rozpoznany na platformie wschodnioeuropejskiej; czy mikroflorę IMC 2 i IMC 3 (Palacios, 2008, 2010) udokumentowaną w Hiszpanii. Ten odcinek czasowy swoim zasięgiem częściowo obejmuje również poziomy *Comasphaeridium strigosum–Timofeevia lancarae*.

W furongu akritarchy ewoluowały jeszcze szybciej niż we wcześniejszych epokach. Liczba proponowanych dla tego interwału poziomów mikroflorystycznych gwałtownie wzrosła, czego najlepszym przykładem są szczegółowo rozpoziomowane poziomami akritarchowymi utwory trylobitowych nadpoziomów *Peltura* i *Acerocarina* na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988; Parson, Anderson, 1996, 2000; fig. 12).

1.6. HISTORIA SEDYMENTACJI

Jolanta Pacześna

Utwory terenewu, oddziału 2 i miaolingu w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej były deponowane w środowisku morskim, w którym oddziaływały pływy i sztormy (np. Pacześna, 1996; Jaworowski, 1997). Wymienione osady reprezentują pierwszy, wczesnopaleozoiczny cykl transgresywno-regresywny, rejestrowany w polskiej części platformy (Jaworowski, 1979).

We wczesnym kambrze sedymentacja transgresywnych utworów piaszczystych odbywała się w obrębie jęzorów (płycizn) piaszczystych, zlokalizowanych na obszarze pływowych piasków brzeżnych (*sensu* Reineck, Singh, 1980). Innym, znaczącym środowiskiem sedymentacji były pływowe grzbiety piaszczyste, rozwijające się na szelfie oraz kanały sztormowe wcinające się w mułowe i heterolityczne osady szelfu. Były one deponowane w strefie niżejpływowej, sublitoralnej oraz międzypływowej. Osady piaszczyste i ilastomułowe były deponowane w warunkach zbliżonych do panujących na współczesnych obszarach pływowych SE części wybrzeża Morza Północnego (Jaworowski, 1979, 1997: fig. 46).

Źródłem materiału detrytycznego były wyniesione części platformy zbudowane z prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych oraz gruboziarnistych, kontynentalnych utworów ediakaru. Materiał detrytyczny był transportowany do basenu sedymentacyjnego w kierunkach z NE na SW, z SE na NW, z NW na SE oraz z północy na południe. W basenie bałtyckim był także deponowany materiał detrytyczny donoszony do basenu z kierunków z SW na NE i z zachodu na wschód, pochodzący ze źródeł pozakratonicznych, zlokalizowanych na zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista. Gwałtowność transgresji spowodowała kanibalizację osadów strefy nadpływowej, równi mułowej i mieszanej piaszczysto-mułowej. Bazalnym ogniwem transgresji była równia piaszczysta. Transgresja wczesnokambryjska odbywała się w trakcie zmiany planu tektonicznego platformy z późnoediakarskiego na wczesnopaleozoiczny – kambryjski, z sedymentacją na wychłodzonych magmowo pasywnych brzegach paleokontynentu Bałtyki. We wczesnych stadiach transgresji jej przebieg warunkowało rozmieszczenie prekambryjskich masywów granitoidowych i otaczających je masywów metamorficznych, determinując kierunki transgresji, postępującej z SW na NE i z południa na północ.

Na przełomie epoki 2 i miaolingu nastąpiła zmiana warunków sedymentacji utworów piaszczystych z transgresywnych na regresywne. Były one – w przeciwieństwie do swoich odpowiedników sztormowych z niższego kambru – deponowane na obszarze pływowych piasków brzeżnych, zlokalizowanych w płytszej strefie zbiornika, bliżej lądowych obszarów alimentacyjnych (Jaworowski, 1997: fig. 42).

Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*	według Jankauskasa, Lendzion (1992) odpowiednikiem korelacyjnym poziomu (Ac–Cv), jest poziom *Granomarginata prima* (udokumentowany w utworach poziomu *Platysolenites antiquissimus* obniżenia bałtyckiego i obszarów przyległych (NW część platformy wschodnioeuropejskiej; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002). Gatunek *Granomarginata prima* charakteryzuje znacznie szerszy zasięg obszarów występowania w regionalnie zróżnicowanych taksonomiczne zespołach. Wyraźne różnice w składzie taksonomicznym równowiekowych zespołów akritarch zostały w tym przypadku zinterpretowane jako wynik różnic facjalnych analizowanych utworów (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)
oddział 2, ekwiwalent poziomu *Schmidtiellus mickwitzi* (wg Moczydłowskiej, 1991) lub odpowiednik skandynawskiego poziomu *Schmidtiellus mickwitzi* (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013)	zespół (So–Fm) jest zbliżony składem rodzajowym I gatunkowym do zespołu BAMA IV, opisanego przez Jachowicz-Zdanowską (2013) z kambru bloku górnośląskiego oraz zespołów *Baltisphaeridium cerinum–Skiagia ciliosa* poziomu *Baltisphaeridium cerinum* na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)
oddział 2, poziom *Holmia kjerulfi* (wg Moczydłowskiej, 1991)	zespół (Hd–Sc) jest podobny pod względem składu taksonomicznego do asocjacji mikroskamieniałości *Estiastra minima–Micrhystridium dissimilare* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonych dla utworów poziomu *Holmia kjerulfi,* rozpoznanych w wielu obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983; Jankauskas, 2002), Szkocji, Grenlandii i Kanady (Downie, 1982; Vidal, 1984), Chin (Zang, 1992; Moczydłowska, Zang, 2006) oraz południowej Australii (Moczydłowska, Zang, 2006); w SE Polsce zespoły akritarch tego wieku udokumentowano w obrębie utworów kambru bloku małopolskiego, w strefie Stalowa Wola–Lubaczów (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Poza wymienionymi regionami, asocjacje akritarch charakterystyczne dla poziomu *Holmia kjerulfi* opisano również z zachodniej części obniżenia bałtyckiego na platformie wschodnioeuropejskiej (Szczepanik, 2000) oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009)
oddział 2, poziom *Protolenus*	zespół akritarch (Vd–Lp) można korelować z zespołem BAMA VI opisanym przez Jachowicz-Zdanowską (2013) z kambru bloku górnośląskiego oraz z zespołami akritarch udokumentowanymi w cząstkowych profilach kambryjskich dwóch wierceń z rejonu Brna (Němčičky-3, Němčičky-6) i w otworze Jarząbkowice 1 po polskiej stronie brunowistulikum. Zespół (Vd–Lp) koreluje się również z zespołem *Volkovia dentifera*, wyznaczonym dla poziomu *Protolenus* na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)

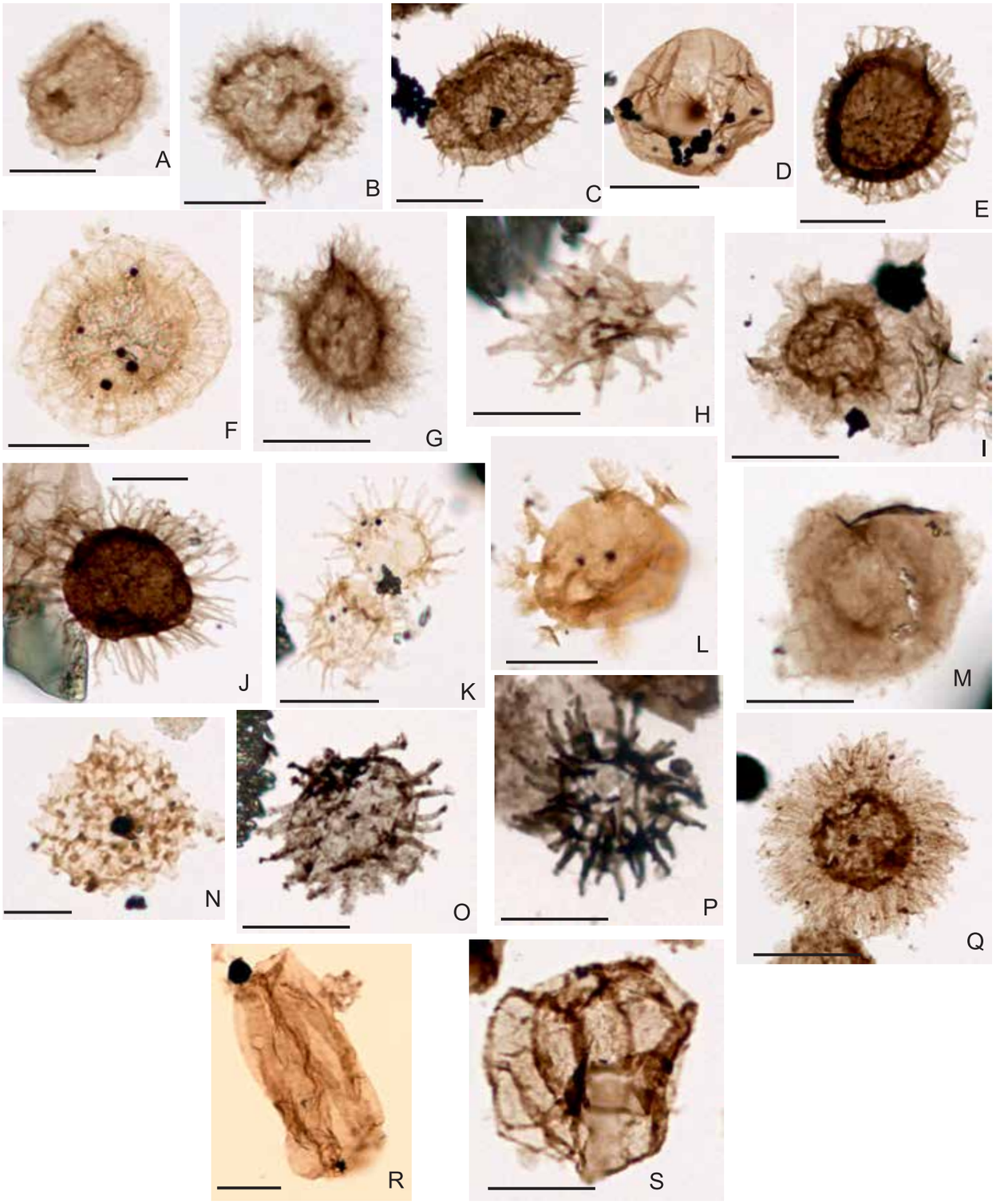


FIG. 13. Przykładowe taksony akritarch, reprezentujących udokumentowane palinologicznie poziomy akritarchowe, występujące w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskie: **A**, **M** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3872,4 m; **B** – *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3872,4 m; **C** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **D** – *Archeodiscina umbonulata* Volkova, basen bałtycki, otwór Stadniki IG 1, głęb. 1349,8 m; **E**, **F** – *Skiagia scottica* Downie, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **G** – *Comasphaeridium* sp., basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **H** – *Multiplicisphaeridium xianum* Fombella, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **I** – *Granomarginata squamacea* Volkova, basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3734,3 m; **J** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3776,9 m; **K** – *Heliosphaeridium dissimilare* (Volkova), basen lubelsko-podlaski, otwór Łochów IG 1, głęb. 1777,5 m; **L** – *Skiagia insigne* (Fridrichsone), basen bałtycki, otwór Żelazna Góra 4, głęb. 2816,8 m; **N** – *Adara alea* Martin, basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 4, głęb. 2739,3 m; **O**, **P** – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, basen lubelsko-podlaski, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 4656,2 m; **Q** – *Comasphaeridium silesiense* (Moczydłowska), basen bałtycki, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3562,8 m; **R** – *Eliasum llaniscum* (Fombella), basen bałtycki, otwór Hel IG 1, głęb. 3257,3 m; **S** – *Cristallinium cambriense* (Slaviková); basen bałtycki, otwór Żarnowiec IG 1, głęb. 2787,0 m. Skala liniowa 20 µm. Coll., det., fot. M. Jachowicz-Zdanowska

Utwory furongu reprezentuje kompleks silikoklastyków i skał węglanowych. Wśród silikoklastyków dominują piaskowce kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe, które były deponowane w środowiskach przybrzeża w warunkach wysokoenergetycznych, w początkowej fazie gwałtownej transgresji wczesnego furongu. Iłowce i skały węglanowe, głównie wapienie organodetrytyczne, osadziły się w środowiskach dysaerobowych/anaerobowych w środkowej części szelfu. Czarne iłowce i mułowce bitumiczne były deponowane z rozcieńczonych prądów zawiesinowych poniżej normalnej podstawy falowania (Szymański, 2008, 2011). Skały węglanowe powstały w wyniku redepozycji, w warunkach zdarzeń sztormowych, z materiału biogenicznego i węglanowego, pochodzącego z marginalnomorskich stref basenu i zlokalizowanych na nich śródmorskich płycizn na bliskim przybrzeżu (Jaworowski, 1997; Szymański, 2008). W łupkach ałunowych występujących w północnej części basenu bałtyckiego zostały również opisane autigeniczne węglany, powstałe w wyniku furońskiego zdarzenia SPICE (Majchrzyk i in., 2022). Bitumiczne iłowce i mułowce furongu są facjalnym odpowiednikiem łupków ałunowych Skandynawii.

Kompleks skał furongu reprezentuje cykl transgresywno-regresywny z zapisem dwóch różnowiekowych epizodów transgresywnych o zasięgu ponadregionalnym *sensu* Johnson i in. (1985). Starszy epizod transgresywny miał miejsce na początku furongu, młodszy natomiast – na przełomie furongu i tremadoku (Szymański, 2011).

Zapis ichnologiczny transgresji i regresji morza kambryjskiego w basenie bałtyckim i podlasko-lubelskim obejmuje 20 ichnocenoz zdefiniowanych w przejściowych profilach najwyższego ediakaru i kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Pacześna, 1996: fig. 2–4). Wspomniane ichnocenozy cechowała struktura ekologiczna, kształtowana przez zmieniające się warunki środowiskowe wraz z rozwijającą się wczesnokambryjską transgresją i postępującą – od przełomu epoki 2 i miaolingu – regresją. Transgresywny cykl zmian środowiskowych powoduje powstanie gradientu stresu środowiskowego, występującego początkowo w środowiskach przybrzeżnych, następnie przesuwającego się ku środowiskom głębszego szelfu (Anderson, 1971). Proces ten znalazł odzwierciedlenie w zmienności składu taksonomicznego i etologicznego ichnocenoz oraz w ich rozmieszczeniu w profilach ediakaru i kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. W sukcesji kambryjskiej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej cykl regresywny cechuje początkowe wystąpienie ichnocenoz wysokostresowych, po czym następuje stopniowe obniżanie stresu i pojawienie się ichnocenozy pozostającej pod wpływem średnich jego wartości (Pacześna, 1996). Jaworowski (1979) opisał z północnej Polski występowanie symetrycznego cyklu transgresywno-regresywnego, co może wskazywać na występowanie symetrycznego rozkładu gradientu stresu środowiskowego (Pacześna, 1996). W regionie lubelskim występują dwie fazy maksymalnego nasilenia stresu środowiskowego i symetrycznie dwie fazy jego wartości minimalnych. Pacześna (1996) zdefiniowała ekologiczny model ichnocenoz występujących w utworach kambru polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej przyjmując tezę, że na rozmieszczenie ichnocenoz i ich strukturę ekologiczną najsilniej wpływa energia środowiska, natlenienie wód i osadów przydennych oraz litologiczne wykształcenie osadów. Według Pacześnej (1996) w modelu ichnocenoz transgresywnych występują dwa warianty, różniące się członami inicjalnymi. Zróżnicowanie to wynika z różnej sytuacji paleotopograficznej szelfu i związanymi z tym różnymi dla obu wariantów warunkami środowiskowymi. Wariant transgresji morza na szelf stromy zakłada, że głównym czynnikiem stresującym była wysoka energia środowiska, co skutkowało znaczącym udziałem w ichnocenozach skamieniałości śladowych będących jamkami mieszkalnymi filtratorów (np. fig. 14F). W wariancie transgresji na szelf płogi i szelf płogi z barierą transgredującą, ichnocenozę tworzył zespół norek mieszkalno-żerowiskowych osadożerców (np. fig. 14A–E), gdzie istotnym czynnikiem stresującym mogło być złe natlenienie zbiornika. W modelu ichnocenoz regresywnych człony inicjalne wszystkich ichnocenoz mają zbliżoną strukturę ekologiczną, kształtowaną przez silnie stresujące warunki obniżonego natlenienia zbiornika. W miarę postępującej regresji stopień natlenienia ulegał podwyższeniu, powodując zmniejszenie się stresu środowiskowego i jednoczesne zwiększenie oddziaływania stresu biologicznego, wyrażające się wzrostem drapieżnictwa. Wspomnianemu procesowi w zapisie ichnologicznym odpowiadało masowe pojawienie się jamek mieszkalnych filtratorów *Bergaueria*, zamieszkiwanych zarówno w kambrze, jak i współcześnie, przez drapieżne ukwiały (Pacześna, 1996).

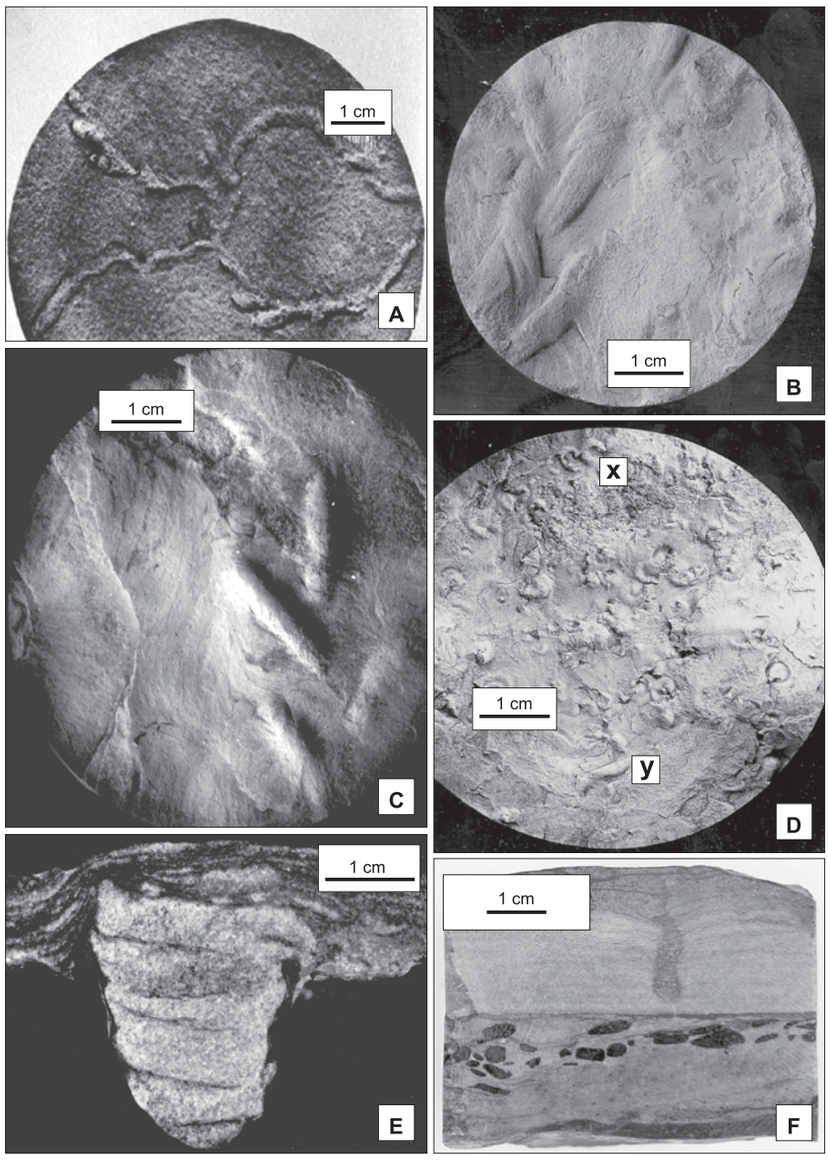


FIG. 14. Skamieniałości śladowe z utworów kambru basenu lubelsko-podlaskiego – przykładowe ichnogatunki: **A** – *Treptichnus pedum* (Seilacher), otwór Terebin IG 5, głęb. 3638,2 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **B** – *Treptichnus triplex* Palij, otwór Busówno IG 1, głęb. 3501,8 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **C** – *Treptichnus bifurcus* Miller, otwór Łopiennik IG 1, głęb. 5223, 8 m, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **D** – *Gyrolithes polonicus* Fedonkin (x) i *Planolites montanus* Richter (y), otwór Busówno IG 1, głęb. 3495,0 m, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **E** – *Teichichnus rectus* Seilacher, otwór Radzyń IG 1, głęb. 1535, 0 m, terenew, poziom *Platysolenites antiquissimus*; **F** – *Monocraterion* isp. w poziomo warstwowanym piaskowcu drobnoziarnistym, poniżej powierzchnia erozyjna z klastami iłowca, otwór Busówno IG 1, głęb. 3442,0 m, oddział 2 kambru, poziom *Holmia kjerulfi*. Coll., det., fot. J. Pacześna

1.7. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

Według Jaworowskiego (1997) we wczesnym kambrze, w terenewie, w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej poszczególne strefy depozycji utworów klastycznych tworzyły pasowy układ paleogeograficzny. Były to pasy wydłużone prawie równolegle do strefy Teisseyre'a-Tornquista, rozciągające się w kierunku z NE na E i SE. Najbliżej obszarów alimentacyjnych znajdowała się strefa pływowych piasków brzeżnych z rozwiniętymi na niej jęzorami piaszczystymi i kanałami pływowymi. Środkową część układu paleogeograficznego zajmowały osady przejściowe, tj. muły szelfu z warstwami sztormowymi, kanały sztormowe i pływowe grzbiety piaszczyste. Strefa ta zajmowała największy obszar. W jej NW części rozwinęła się strefa występowania mułów szelfu, nazwana przez Jaworowskiego (1979) „anomalią ilastą Gdańska" (Jaworowski, 1997: fig. 47).

W epoce 2 kambru i miaolingu zmienił się układ paleogeograficzny. Nadal utrzymywał się pasowy układ środowisk depozycji, ale zmienił się ich zasięg lateralny. Prawie bez zmian pozostał zasięg pływowych piasków brzeżnych. Radykalnemu zawężeniu uległ zasięg osadów strefy przejściowej, mułów szelfu z warstwami sztormowymi i grzbietami piaszczystymi. Pod koniec miaolingu strefa mułów szelfu występowała tylko w NW, wąskim obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Jaworowski, 1997: fig. 48).

Nielsen i Schovsbo (2011: fig. 73–87) zaprezentowali na szkicach paleogeograficznych rozmieszczenie szelfowych stref paleośrodowiskowych basenu wczesnokambryjskiego dla każdej z wydzielonych przez tych badaczy sekwencji depozycyjnych głównie na obszarze Skandynawii oraz NE części basenu bałtyckiego, w tym dla jego estońskiej, łotewskiej, litewskiej i polskiej części.

2 Blok łysogórski

Zbigniew Szczepanik

Obszar ten, w zaproponowanej przez Żelaźniewicza i in. (2011) propozycji regionalizacji geologicznej nazwany łysogórską strefą fałdów, jest obszarem występowania silnie zaangażowanych tektonicznie skał niższego paleozoiku, ulokowaną pomiędzy uskokiem świętokrzyskim, który oddziela ją od kieleckiej strefy fałdów znajdującej się w północnej strefie bloku małopolskiego, a uskokiem Skrzynna, odcinającym strefę fałdów łysogórskich od zrębu radomsko-kraśnickiego i brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Strefa ta jest interpretowana jako samodzielny terran pomiędzy wspomnianymi wyżej wielkimi jednostkami strukturalnymi (Pożaryski, 1990; Pożaryski, Tomczyk, 1993; Narkiewicz, Petecki, 2017) lub jako pas silnie zdeformowanych w stylu fałdowo-łuskowym skał dolnopaleozoicznych, rozwiniętych na pogrążonym, pasywnym brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (Dadlez i in., 1994; Kowalczewski, 2000).

Skały kambryjskie nawiercone na bloku Narol–Biłgoraj stanowią kontynuację równowiekowych utworów regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, gdzie sukcesje tego samego wieku odsłaniają się w wąskiej strefie przylegającej bezpośrednio od północy do uskoku świętokrzyskiego. Z uwagi na fakt, że dla obszarów tych nie opracowano jeszcze wspólnego schematu litostratygraficznego, poniżej przedstawione je osobno.

Warto zauważyć, że nazwa łysogórska strefa fałdów odnosi się do problematyki strukturalno-tektonicznej. W bardzo bogatej, powstałej w ciągu ostatnich stu lat, literaturze przedmiotu obszar ten w Górach Świętokrzyskich był powszechnie nazywany „regionem łysogórskim" i taka terminologia jest stosowana w dalszej części niniejszego tekstu, mimo zastrzeżenia, o którym mowa poniżej. Przy założeniach zaproponowanych przez Żelaźniewicz i in. (2011), w celu jednoznacznego określenia zasięgu regionu łysogórskiego konieczne jest zdefiniowanie jego południowej granicy we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie przebieg linii uskoku świętokrzyskiego nie jest wyznaczony (fig. 15). Biorąc pod uwagę tożsamość litologiczną, sedymentologiczną, stratygraficzną i tektonotermiczną skał reprezentujących formację łupków z Gór Pieprzowych w okolicach Sandomierza (fig. 4, 16), Opatowa i wzdłuż południowych stoków Pasma Głównego (Orłowski, 1975a; Szczepanik, 1997, 2001, 2007; Przewłocki, 2000; Malec, 2011), skały kambryjskie okolic Sandomierza zaliczono do regionu łysogórskiego. Należy zauważyć, że sekwencja skał kambryjskich w regionie łysogórskim stanowi kontynuację serii skalnych występujących w regionie kieleckim i na podstawie obserwacji ograniczonych do skał kambryjskich nie ma podstaw do rozróżniania regionów: kieleckiego i łysogórskiego. Mimo to, ze względu na istniejące podziały tektoniczne oraz utrwaloną tradycję w polskiej literaturze geologicznej, zdecydowano się zachować ten podział w dalszej części tekstu.

2.1. REGION ŁYSOGÓRSKI GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

2.1.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

O bliskim związku regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich z obszarem platformy wschodnioeuropejskiej – a szerzej z paleokontynentem Bałtyki – świadczą dane z głębokich sondowań sejsmicznych, które zgodnie wskazują na podobieństwo do podłoża krystalicznego regionu łysogórskiego i platformy wschodnioeuropejskiej (np. Malinowski i in., 2005; Mazur i in., 2017, 2018, 2021; Narkiewicz, Petecki, 2017). Część autorów uważa ten obszar za integralną, chociaż obniżoną, część platformy wschodnioeuropejskiej (np. Tomczyk, 1988; Dadlez i in., 1994; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Żelaźniewicz i in., 2020), inni zaś za terran proksymalny, czyli fragment skorupy, który – oderwawszy się od paleokontynentu Bałtyki – przemieścił się wzdłuż jej brzegu i ponownie zadokował przy jej SW krawędzi (np. Narkiewicz, Petecki, 2017). Pojawiały się także poglądy o gondwańskiej proweniencji terranu łysogórskiego (Belka i in., 2002), które wynikały z faktu rozpoznania w skałach staropaleozoicznych tego regionu łyszczyków pochodzących ze skał o konsolidacji kadomskiej. Należy jednak zauważyć, że dane dotyczące wieku minerałów detrytycznych z warstw kambryjskich bloku łysogórskiego nie są jednoznaczne i wskazują zarówno na związek z obszarami Gondwany, jak i Bałtyki (Belka i in., 2002; Nawrocki i in., 2007). Interepretacja użytych przez tych autorów danych biogeograficznych jest sprzeczna z innymi publikacjami dotyczącymi tej problematyki (np. Żylińska, 2002).

Najważniejszych informacji dotyczących pozycji paleogeograficznej basenów sedymentacyjnych kambru świętokrzyskiego dostarcza analiza paleobiogeograficzna występujących tu trylobitów i ramienionogów. Najstarszy, bardzo nieliczny, znany z formacji piaskowców z Wiśniówki, zespół trylobitowy jest reprezentowany przez gatunki bałtyckie. Obecność w nim gatunku *Aphelaspis rara*, pierwotnie interpretowanego jako awalońsko-gondwański (Żylińska i in., 2006), jest obecnie uznawana za dowód rejestrowanego na całej Bałtyce epizodu dyspersji egzotycznych trylobitów, związanego ze światowymi zjawiskami eustatycznymi (Żylińska i in., 2015; Trela i in., 2025). Wyżej w profilu kambru łysogórskiego dominują trylobity endemiczne, a w najwyższym furongu występuje już typowa fauna bałtycka, reprezentująca zespół trylobitowy charakterystyczny dla zewnętrznych mórz Bałtyki (Żylińska, 2002). Należy jednak zauważyć, że w skałach zawierających bałtycką faunę trylobitową obecne są ramienionogi, znane także z obszaru Awalonii (Biernat, Tomczykowa, 1968; Jendryka-Fuglewicz, 1992). Analiza danych paleobiogeograficznych wskazuje na bałtycki charakter występującej tu fauny. Niewątpliwie pozostaje ona w silnym związku z paleokontynentem Bałtyki, ale z zaznaczającymi się wpływami innych obszarów. Należy też zauważyć pewną zmienność w czasie tych zależności i powiązań. Wszystko to może sugerować marginalne położenie basenu sedymentacyjnego kambru łysogórskiego w stosunku do centralnych partii paleokontynentu Bałtyki.

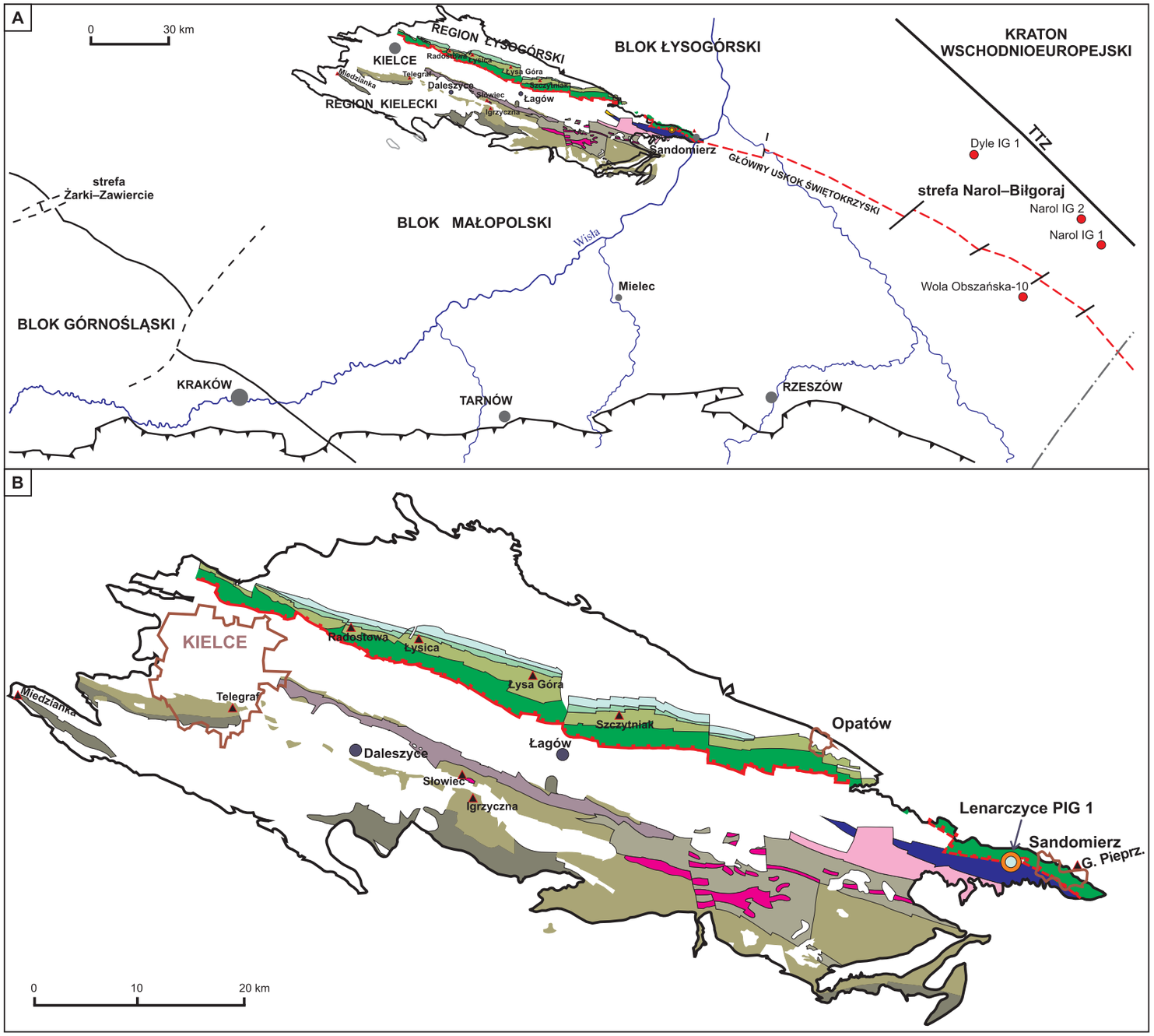
Pod względem tektonostratygraficznym kompleks skalny jest wyraźnie dwudzielny. Skały reprezentujące najstarszą z występujących tu formacji skalnych (łupków z Gór Pieprzowych) cechują się bardzo silnym zaangażowaniem tektonicznym. Najmłodsze utwory, zaliczane dotychczas do formacji łupków z Klonówki, a obecnie do formacji z Ameliówki i Brzezinek (Trela, 2006; Trela i in., 2025), charakteryzują się mało zaburzonym układem warstw. Stopień deformacji tektonicznych skał formacji piaskowców z Wiśniówki był przedmiotem dyskusji, w której ścierały się dwa poglądy. Część badaczy (np. Mizerski, 1995) optowała za spokojnym platformowym zaleganiem skał tej formacji, inni wskazywali na ich silną deformację tektoniczną (np. Salwa, Jarosiński, 2006). Przy założeniu silnego zdeformowania tektonicznego także skał formacji z Wiśniówki granicę między oboma kompleksami różniącymi się stopniem deformacji można postawić w środkowym furongu. Na sfałdowanych skałach reprezentujących osady trylobitowego poziomu *Parabolina brevispina* furongu środkowego leżałyby niezgodnie z pewną luką sedymentacyjną słabo zaburzone skały trylobitowego nadpoziomu *Peltura*. Obserwacje paleontologiczne zarówno zespołów fauny trylobitowej, jak i mikroflory akritarchowej, również wskazują na pewną lukę w zapisie występującej tu fauny i mikroflory, jednak jak dotychczas nie udokumentowano kontaktu obydwu kompleksów skalnych. Obecność sugerowanego kontaktu skał formacji z Wiśniówki i Brzezinek (uprzednio formacji z Klonówki) w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Wielka (Orłowski, 1975a) została później zakwestionowana (Żylińska i in., 2006; Malec, 2007b).

2.1.2. Litostratygrafia

Orłowski (1975a) zaproponował dla kambru całego obszaru Gór Świętokrzyskich sformalizowany podział litostratygraficzny (fig. 4, 16), w którym ujął także kambryjskie wydzielenia regionu łysogórskiego, wyróżniając trzy podstawowe formacje skalne: łupków z Gór Pieprzowych, piaskowców z Wiśniówki i łupków z Klonówki. Następnie (Trela, 2006; Trela i in., 2025) ze skał formacji z Klonówki wyodrębniono dwie formacje: mułowcowo-piaskowcową z Ameliówki i iłowcową z Brzezinek (fig. 16), a Kowalczewski (1990, 2000; Kowalczewski i in., 1990) zaproponował redefinicję formacji z Gór Pieprzowych, rozdzielając ją na dwie różniące się wykształceniem litologicznym jednostki, które na przedstawionym schemacie (fig. 16) określono ich historycznymi nazwami warstw krajnieńskich (Tomczykowa, 1968) i jurkowickich (Kowalczewski, 1973; Kowalczewski i in., 1976). Wydzielenia litostratygraficzne w utworach kambru regionu łysogórskiego i kieleckiego przedstawiono w tabeli 4 oraz na figurze 17.

2.2.3. Biostratygrafia

Miaoling. Trylobity tego oddziału znaleziono tylko w dwóch stanowiskach: kamieniołomie piaskowców w obrębie kompleksu łupków formacji z Gór Pieprzowych k. Sandomierza oraz na wzgórzu Pączek k. Gorzyc na prawym brzegu Wisły. Na podstawie znalezionych w tych stanowiskach trylobitów: *Ptychagnostus (Triplagnostus) gibbus* oraz *Solenopleurina linnarssoni* Orłowski (1964a, b, 1985c) uznał, że fauna ta odpowiada nadpoziomowi *Paradoxides paradoxissimus* skandynawskiego kambru środkowego. Opierając się na



REGION KIELECKI

- formacja iłowców i mułowców z Brzezinek
- formacja piaskowców, mułowców i zlepieńców z Lenarczyc
- warstwy z Kobiernik
- formacja piaskowców z Usarzowa
- formacja piaskowców ze Słowca
- łupki – nieokreślona przynależność
- formacja łupkow z Kamieńca
- formacja piaskowców z Ociesęk
- formacja łupków Czarnej

REGION ŁYSOGÓRSKI

- formacja iłowców i mułowców z Brzezinek
- formacja mułowców i piaskowców z Ameliówki
- formacja piaskowców z Wiśniówki
- formacja łupków z Gór Pieprzowych

GŁÓWNY USKOK ŚWIĘTOKRZYSKI

- przebieg stwierdzony
- przebieg przybliżony
- przybliżony przebieg poza obszarem Gór Świętokrzyskich

- a, b — strefy dyslokacyjne rozgraniczające główne bloki tektoniczne (a – pewne, b – przypuszczalne)
- zasięg nasunięcia Karpat
- granica państwa
- miasta
- otwory wiertnicze
- góry i wzgórza

FIG. 15. A – lokalizacja wychodni kambru w Górach Świętokrzyskich i strefie Narol–Biłgoraj na tle głównych jednostek strukturalnych wczesnego paleozoiku Polski: TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista (wg Dadleza i in., 1994, zmieniono); **B** – jednostki litostratygraficzne kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975a; Kowalczewski i in., 2006, zmieniono)

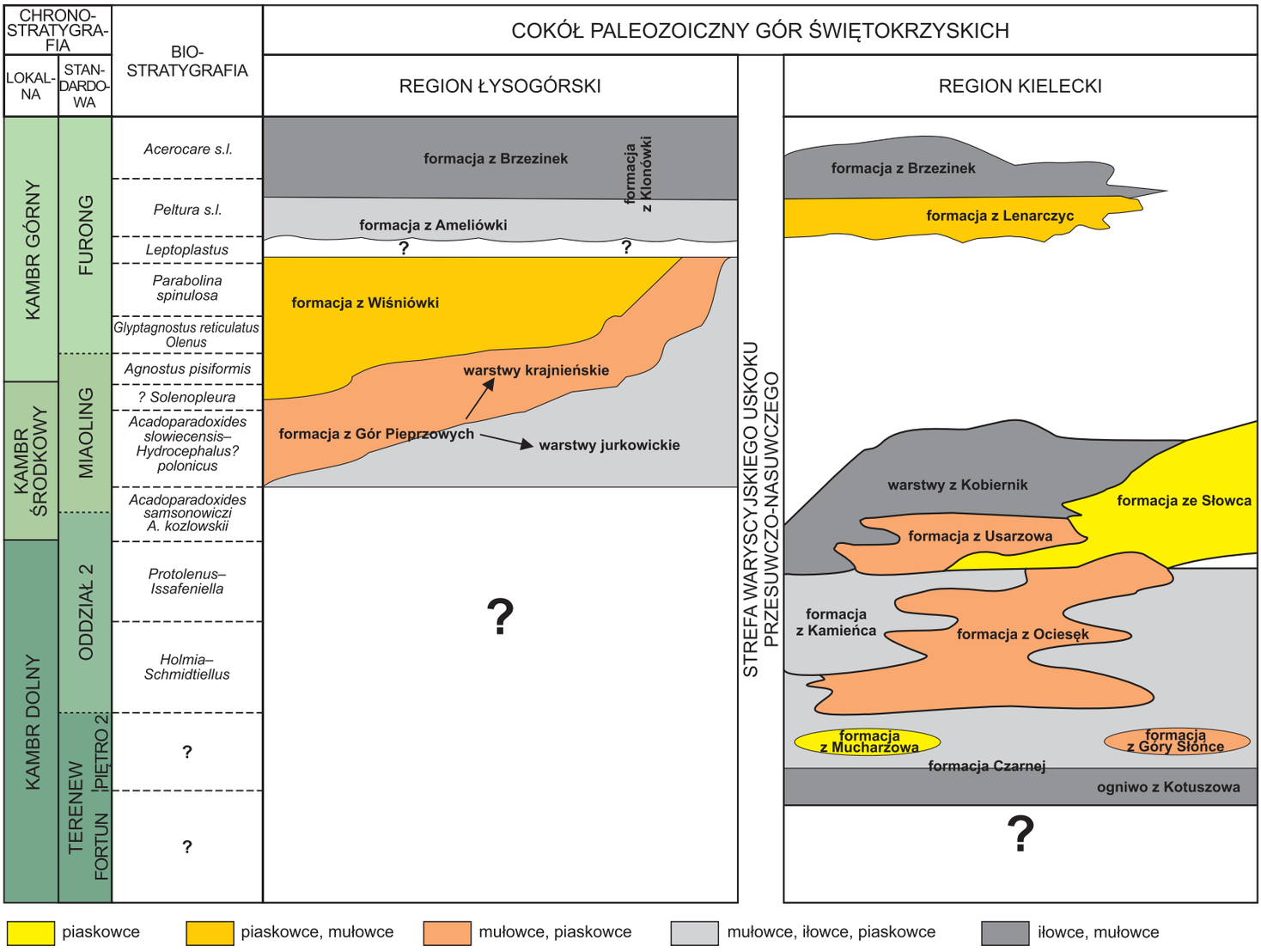


FIG. 16. Jednostki litostratygraficzne kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975a; Kowalczewski i in., 2006, zmieniono)

tych danych Orłowski (1975a) zaproponował ustanowienie lokalnej zony trylobitowej *Paradoxides polonicus,* która obejmowałaby niższą i środkową część tego nadpoziomu. Dodatkowo, po znalezieniu w odsłonięciu na wzgórzu Pączek pojedynczego kranidium oznaczonego jako *Solenopleura* cf. *Canaliculata*, Orłowski (1985c) zasugerował rozszerzenie zasięgu formacji do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri,* uzupełniając zaproponowany przez siebie schemat biostratygraficzny o lokalną zonę trylobitową *Solenopleura canaliculata.*

Te dane biostratygraficzne są jedynymi jak dotąd dostępnymi informacjami o występowaniu makrofauny w formacji łupków z Gór Pieprzowych, do tego skoncentrowanymi w bardzo niewielkiej, marginalnie położonej strefie w całym pasie wychodni skał tej formacji (długości prawie 100 km). Należy także zauważyć, że fauna trylobitowa z okolic Sandomierza, jako ostatnia ze wszystkich zespołów kambryjskich trylobitów w regionie świętokrzyskim, nie była poddana nowoczesnym pracom rewizyjnym.

Zespoły akritarchowe składają się głównie z taksonów o długim zasięgu stratygraficznym, tworzących łatwo identyfikowane zespoły palinologiczne znane z wielu rejonów świata. W profilu miaolingu regionu łysogórskiego rozpoznano dwie charakterystyczne asocjacje mikroflorystyczne, które ujęto w dwa lokalne poziomy mikroflorystyczne M-II i M-III. Zespoły te zostały przedstawione w tabeli 3. Na przełomie oddziału 2 i miaolingu doszło do gwałtownych zmian w zespołach mikroflorystycznych na całym świecie. Wymarły akritarchy z rodzaju *Skiagia* dominujące w asocjacjach mikroflory oddziału 2 kambru, a w zespołach mikroflorystycznych pojawiły się nowe taksony o zupełnie innej morfologii, kolejno: *Eliasum, Cristallinium* i *Timofeevia.* Ta sekwencja jest także bardzo czytelna w Górach Świętokrzyskich. W niższej części profilu, reprezentowanej przez warstwy jurkowickie (fig. 16), dominowały współwystępujące ze sobą *Eliasum llaniscum* i *Cristallinium cambriense,* którym towarzyszyły inne formy (M-II; tab. 5). Wyżej, w warstwach krajnieńskich (fig. 16), znacząco spada liczebność *Eliasum*, a pojawiają się akritarchy *Timofeevia* z gatunków *T. lancarae* i *T. phosphoritica* (poziom M-III*).* Z uwagi na silną degradację termiczną mikroflory akritarchowej w regionie łysogórskim, jej zespoły są znacząco zubożone. Brak w nich gatunków o delikatnych elementach morfologicznych, które zachowały się w równowiekowych asocjacjach z regionu kieleckiego. Znaczenie mikroflory akritarchowej w miaolingu regionu łysogórskiego jest szczególnie istotne, ponieważ z wyjątkiem zespołu trylobitów z Gór Pieprzowych i wzgórza Pączek, w zasadzie brak tu jakichkolwiek makroskamieniałości. Odnalezienie obu zespołów mikroflory pozwoliło na potwierdzenie wieku utworów, który do tej pory był określany jedynie na podstawie przesłanek superpozycyjno-strukturalnych, i umożliwiło ich wstępne rozdzielenie. Wyróżniony w regionie świętokrzyskim poziom M-II odpowiada wyższej część nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* i dużej części nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus*, a poziom M-III koreluje się z wyższą częścią nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* oraz nadpoziomem *Paradoxides forchhammeri* (fig. 18; tab. 5).

Furong. Żylińska (2001, 2002; Żylińska i in., 2006) bazując na kolekcjach archiwalnych, oraz nowych okazach trylobitów furongu, przeprowadziła ich rewizję taksonomiczną. W jej wyniku cała fauna trylobitowa opisywana do tej pory ze skał formacji z Wiśniówki została zaliczona do trzech oznaczalnych gatunków reprezentujących formy: *Olenus solitarus*, *Aphelaspis rara* i *Protopeltura aciculata* (Żylińska, 2001; Żylińska i in., 2006; fig. 18), przy czym tylko ostatni gatunek z tej listy znaleziono w skałach *in situ* w kamieniołomie Wiśniówka Duża, pozostałe zaś pochodzą z kamieniołomu w Wąworkowie. Pozwala to na korelację wieku serii skalnych zarówno z Wiśniówki Dużej, jak i z Wąworkowa z poziomem *Parabolina brevispina* w obrębie nadpoziomu *Parabolina spinulosa* oraz prawdopodobnie ze starszym poziomem *Olenus* starszego furongu.

TAB. 4. Jednostki litostratygraficzne w utworach kambru w Górach Świętokrzyskich

Formacja piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	100–150 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 16), formacja znana jedynie z otworów wiertniczych
Litologia	piaskowce zazwyczaj średnio- i gruboziarniste, rzadziej drobnoziarniste – często różnoziarniste; skład urozmaicony polimiktyczny, najczęściej arenity sublityczne i waki lityczne
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Mucharzów 79, głęb. 150–172 m
Biostratygrafia	brak jakichkolwiek danych paleontologicznych, jednak ponieważ piaskowce te są podścielane łupkami, w których stwierdzono dolnokambryjskie akritarchy, uznano, że formacja reprezentuje także interwał terenew–oddział 2
Chronostratygrafia	?oddział 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990, 1993)
Jednostki podległe	ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika (Kowalczewski, 1990)
Uwagi	skład petrograficzny skał tej formacji wyraźnie odbiega od typowych piaskowców kambryjskich 2 oddziału kambru oraz miaolingu i furongu, w których dominują ziarna kwarcu. Litologia i petrografia skał tej formacji jest natomiast zbliżona do piaskowców w kompleksie opisanym jako formacja mułowców i piaskowców arkozowych z góry Słońce w centralnej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Być może obie te formacje można połączyć w jedną nieciągłą formację
Ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	10–20 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 16), ogniwo znane jedynie z otworów wiertniczych
Litologia	rozrzucony luźno i bezładnie w masie mułowców materiał żwirowy, tworzący niekiedy przewarstwienia zlepieńcowe o grubości 0,6–1,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lipnik 98, głęb. 203,0–212,4 m (profil niepełny)
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990,1993)
Uwagi	za odpowiednik tego ogniwa Kowalczewski (1990) uznał ogniwo zlepieńców polimiktycznych ze Straszniowa w obrębie formacji mułowców, piaskowców arkozowych i zlepieńców z góry Słońce
Formacja mułowców, piaskowców arkozowych i zlepieńców z góry Słońce	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	120 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – zachodnia część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 16); góra Słońce w Straszniowie
Litologia	w profilu formacji dominują iłowce i mułowce szarozielone z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców, sporadycznie – żwirowców i zlepieńców z drobnymi otoczakami
Stratotyp/obszar typowy	wychodnie podczwartorzędowe wzdłuż południowego zbocza góry Słońce k. Pierzchnicy
Skamieniałości	mikroflora: rodzaje – *Asteridium*, *Comasphaeridium*, *Granomarginata, Ichnosphaera, Leiomarginata*, *Lophosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha, Pulvinosphaeridium*
Biostratygrafia	w mułowcach otworu Straszniów PIG 1 ulokowanego w bezpośrednim sąsiedztwie podczwartorzędowych wychodni skał tej formacji znaleziono akritarchy dowodzące kambryjskiego (późny terenew–oddział 2) wieku mułowców, jednak skomplikowana sytuacja tektoniczna nie daje pewności, czy nawiercone skały reprezentują tę jednostkę
Chronostratygrafia	?terenew
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Filonowicz (1961); Filonowicz i in. (1981); Kowalczewski, Romanek (1981); Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Migaszewski (1998); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990, 1993); paleontologiczno-stratygraficzne: Szczepanik, Żylińska (2021)
Jednostki podległe	ogniwo zlepieńców polimiktycznych ze Straszniowa
Uwagi	litologia i petrografia skał tej formacji jest zbliżona do formacji piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa we wschodniej części regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Być może obie te formacje można połączyć w jedną nieciągłą formację
Ogniwo zlepieńców polimiktycznych ze Straszniowa	
Kreator (rok)	Kowalczewski (1990)
Miąższość	>5 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – zachodnia część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 16); góra Słońce w Straszniowie
Litologia	zlepieńce, żwirowce piaszczyste, mułowce szarogłazowe
Stratotyp/obszar typowy	wychodnie podczwartorzędowe odsłonięte w rowie badawczym na polach wsi Straszniów, na południowym zboczu góry Słońce
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Kowalczewski Romanek (1981); Kowalczewski (1990, 1993, 2000); Filonowicz i in. (1981); Migaszewski (1998); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990, 1993)
Uwagi	za odpowiednik tego ogniwa Kowalczewski (1990) uważa: ogniwo żwirowców polimiktycznych i mułowców z Lipnika w obrębie formacji piaskowców szarogłazowych i żwirowców z Mucharzowa. Ogniwo zajmuje centralne położenie w obrębie formacji; od dołu kontaktuje wzdłuż powierzchni erozyjnej z mułowcami szarogłazowymi, górna granica ogniwa pozostaje nieznana
Formacja łupków Czarnej	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	z uwagi na nieznane granice w spągu i silne zaburzenia tektoniczne niemożliwa do ustalenia. Wg kreatora może osiągać nawet kilka tysięcy metrów, ale w późniejszych publikacjach są podawane zwykle znacznie mniejsze wartości. Miąższość znana z odsłonięć i otworów wiertniczych (Bazów IG 1) osiąga 700 m i taką wielkość dla widocznej części formacji podali Kowalczewski i in. (2006)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – południowa część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego, na całej rozciągłości tej jednostki strukturalnej (fig. 4, 15, 16, 17A1)
Litologia	łupki ilaste i mułowcowe z przewarstwieniami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych; liczba przewarstwień wzrasta ku stropowi. W dolnej części formacji obserwuje się przejawy silnej diagenezy. Charakterystyczną cechą tej partii profilu, zwanej w literaturze geologicznej warstwami kotuszowskimi jest ubóstwo hieroglifów biogenicznych i niewielki wzrost ich różnorodności i liczby ku stropowi formacji, gdzie kompleks iłowcowo-mułowcowy staje się bardziej monotonny litologicznie i jest złożony głównie z iłowców i kwarcowych mułowców z nielicznymi bio- i mechanoglifami (warstwy jasieńskie). We wschodniej części regionu południowego w okolicach Bazowa, Królewic, w obrębie kompleksu łupków Czarnej, rozpoznano pakiety średnioziarnistych piaskowców kwarcowych, przeławicane szarooliwkowymi iłowcami z konkrecjami węglanowymi. Struktury sedymentacyjne i skamieniałości śladowe świadczą o sedymentacji w warunkach głębszego szelfu z okresami deficytu tlenowego
Stratotyp/obszar typowy	dolina rzeki Czarnej Staszowskiej pomiędzy Kotuszowem a Jasieniem

TAB. 4 cd.

Skamieniałości	mikroflora: w niższej części *Leiosphaeridia*, *Asteridium*, *Heliosphaeridium*, *Comasphaeridium*, *Pulvinosphaeridium*, *Globosphaeridium*, *Fimbriaglomerella*, w wyższej części dodatkowo: *Skiagia*, *Globosphaeridium*; hiolity: *Allatheca kotuszowi, Hyolithes czarnae*; ichnoskamieniałości: ?*Bunyerichnus* isp, ?*Dictyodora* isp., ?*Dictyodora* isp., *Didymaulichnus* isp., *Diplocraterion parallelum*, *Elingua convexa*, *Gordia* isp., *Gyrolithes polonicus*, *Laevicyclus* isp., *Monomorphichnus* isp., *Neonereites* isp., *Palaeophychus* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Phycodes circinatus*, *Phycodes palmatum*, *Planolites annularius*, *Planolites ballandus*, *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Scolicia sp*, *?Taenidium* isp., *Teichichnus* isp., *Trepitichnus rectangularis*, *Trichichnus linearis*, *Trichophycus pedum*; inne skamieniałości: otwornice (*Platysolenites*), gąbki, stawonogi z grup bradoridów i anomalokaridów
Biostratygrafia	trylobity – lokalny poziom trylobitowy *Holmia–Schmidtiellius* (Orłowski, 1987; wyższa część formacji); mikroflora – południowa część profilu Kotuszowa oraz profile wierceń okolic Zbrzy: poziomy akritarchowe *Asteridium–Comasphaeridium* i *Globosphaeridium cerinum–Fimbriaglomerella membranacea*, które mogą być korelowane ze środkowym i górnym terenewem; północna część profilu Kotuszowa i skały rozpoznane w antyklinie chęcińskiej: poziom *Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea:* odpowiadający wiekowo pograniczu terenewu i oddziału 2 oraz najniższym partiom oddziału 2
Chronostratygrafia	terenew–najniższa część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1956, 1960, 1962); Michniak (1959, 1962, 1969); Michniak, Orłowski (1963); Łydka (1973); Orłowski (1975a, 1981, 1987); Łydka, Orłowski (1978); Kowalski (1983); Kowalczewski (1990, 2000); Stachacz (2012a); litostratygraficzne: Samsonowicz (1960); Michniak, Orłowski (1963); Orłowski (1975a); Romanek (1977); Kowalski (1983); Kowalczewski (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1948); Samsonowicz (1960, 1962); Jagielska (1963, 1965, 1967); Michniak (1969); Michniak, Rozanov (1969); Żakowa, Jagielska (1970; Pożaryski i in. (1981a, b; Lendzion i in. (1983a, b); Kowalski (1983, 1987); Orłowski, Waksmundzki (1986); Orłowski (1987, 1989); Kowalczewski i in. (1987); Orłowski, Mizerski (1998); Szczepanik (2009); Szczepanik, Żylińska (2012, 2016a, b, 2017, 2021); Żylińska i in. (2016, 2019); Skolimowska (2023); Kozłowska i in. (2024)
Synonimy	formacja iłowców, mułowców i piaskowców Czarnej (Kowalczewski,1990), piętro kotuszowskie (Samsonowicz, 1960); ?formacja łupków z Brzegów (Kowalski, 1983)
Jednostki podległe	ogniwo łupków z Kotuszowa, ogniwo łupków z Pliskowoli (Kowalczewski, 1990); ogniwo łupków z Jasienia (Kowalczewski, 1990); warstwy kotuszowskie (Michniak, Orłowski, 1963); łupki jasieńskie (Samsonowicz, 1960); warstwy jasieńskie (Michniak, Orłowski, 1963); warstwy bazowskie (Michniak, Orłowski, 1963)
Uwagi	osady iłowcowo-mułowcowe występują na dużym obszarze południowych peryferii Gór Świętokrzyskich, są także nawiercane w licznych otworach wiertniczych w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Z uwagi na podobieństwo litologiczne skał, zróżnicowanie facjalne manifestujące się różnym udziałem frakcji iłowcowych, mułowcowych i piaskowcowych, silne zaangażowanie tektoniczne i ubóstwo skamieniałości bardzo trudno w sposób jednoznaczny określić cechy tej formacji i ustalić jej granice. Z jednej strony wydzielenie to na poziomie ogólnym dobrze opisuje charakter miąższego pakietu dolnokambryjskich skał iłowcowo-mułowcowych, ale jego stosunek do skał starszych i młodszych pozostaje niejasny. Taki jest np. w przypadku miąższego kompleksu skał mułowcowo-ilastych z nielicznymi cienkimi przeławiceniami piaskowców, budujących partie centralne antykliny chęcińskiej. Cechy litologiczne wskazują na podobieństwo ze skałami formacji Czarnej, ale struktury sedymentacyjne, a przede wszystkim obecność bioglifów, upodabniają je do formacji z Ociesęk. Fakt, że sam kreator tych jednostek w różnych publikacjach zaliczał te skały do różnych formacji (por. Orłowski, 1975a; Orłowski, Mizerski, 1998), wskazuje na to, że podział powinien ulec doprecyzowaniu. Obecnie nie ma podstaw, aby tej jednostce nadać status w pełni formalny, ponieważ bardzo trudno byłoby zdefiniować zarówno profil stratotypowy, jak i stratotypy granic
Ogniwo łupków z Kotuszowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	szacunkowa miąższość widocznej partii profilu to 400–500 m, ale bardzo duża część profilu jest nieodsłonięta
Występowanie	południowa część antyklinorium kielecko-klimontowskiego (fig. 4, 16, 17A1)
Litologia	łupki ilaste i mułowcowe, przewarstwione mułowcami i drobnoziarnistymi piaskowcami. Utwory ogniwa wyróżniają się w obrębie formacji wysokim stopniem diagenezy
Stratotyp/obszar typowy	stratotypy cząstkowe w odsłonięciach w rejonie wsi Kotuszów, południowa część profilu
Skamieniałości	mikroflora: *Leiosphaeridia*, *Asteridium*, *Heliosphaeridium*, *Comasphaeridium*, *Pulvinosphaeridium*, *Globosphaeridium*, *Fimbriaglomerella*; hiolity: *Allatheca kotuszowi, Hyolithes czarnae;* ichnoskamieniałości: ?*Bunyerichnus* isp, ?*Dictyodora* isp., ?*Dictyodora* isp., *Didymaulichnus* isp., *Gordia* isp., *Gyrolithes polonicus*, *Laevicyclus* isp., *Monomorphichnus* isp., *Monomorphichnus multilineatus*, *Neonereites* isp., *Palaeophychus* isp., *Paleophycus tubularis*, *Phycodes circinatus, Planolites annularius*, *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *?Taenidium* isp., *Teichichnus* isp., *Trepitichnus rectangularis*, *Trichichnus linearis;* inne skamieniałości: otwornice (*Platysolenites*), gąbki, stawonogi z grup bradoridów i anomalokaridów
Biostratygrafia	mikroflora: w południowej części profilu Kotuszowa oraz w profilu wierceń okolic Zbrzy: poziomy *Asteridium–Comasphaeridium* i *Globosphaeridium cerinum–Fimbriaglomerella membranacea*
Chronostratygrafia	terenew środkowy i górny – być może także osady starsze (ediakar?)
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1956, 1960, 1962); Michniak (1959, 1962, 1969); Michniak, Orłowski (1963); Orłowski (1975a, 1981, 1987, 1989); Łydka, Orłowski (1978); Kowalski (1983, 1987); Kowalczewski (1990, 2000); Stachacz (2012b); litostratygraficzne: Samsonowicz (1960); Michniak, Orłowski (1963); Kowalski (1983); Orłowski (1975a), Kowalczewski (1990); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1960, 1962); Michniak, Rozanow (1969); Michniak (1969); Kowalski (1983); Kowalczewski i in. (1987); Szczepanik (2009); Stachacz (2016); Szczepanik, Żylińska (2021)
Synonimy	ogniwo mułowców z Pliskowoli (Kowalczewski, 1990), ogniwo mułowców, iłowców i piaskowców z Kotuszowa (Kowalczewski, 1990), ?formacja iłowców z Brzegów (Kowalski, 1983)
Uwagi	prawdopodobnie tożsame z szeroko rozpowszechnionym i rozpoznanym licznymi wierceniami kompleksem zdeformowanych skał mułowcowo-iłowcowych występujących w całym południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Być może jej dolne partie są lekko zmetamorfizowane. Strop i spąg ogniwa nieznane
Formacja piaskowców z Ociesęk	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 400 m na wschodzie do 600 m na zachodzie (wg Orłowskiego i in., 1986, nawet do 1200 m)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – antyklinorium chęcińsko-klimontowskie). Szeroki zasięg występuje zarówno w części zachodniej, jak i we wschodniej regionu (fig. 4, 15, 16, 17A2, B2)
Litologia	piaskowce ilasto-krzemionkowe, cienko- i średnioławicowe, szare i oliwkowe, przewarstwione łupkami mułowcowymi, rzadziej – łupkami ilastymi. Skały tej formacji są bardzo silnie zbioturbowane i osadzały się w warunkach płytkomorskich
Stratotyp/obszar typowy	obszar typowy – okolice wsi Ociesęki, liczne odsłonięcia na okolicznych wzgórzach
Skamieniałości	trylobity: zespół starszy – *Atops granulatus*, *Berabichia oratrix*, *Erytheia klimontowi*, *Holmia marginata*, *Holmia glabra*, *Holmia* sp., *Issafeniella orlowinensis*, *Iss. trifida*, *Kingaspidoides sanctacrucensis*, *Kjerulfia orcina*, *Postfallotaspis spinatus*, *Schmidtiellus nodosus*, *Sch. panowi*, *Strenuella polonica*, *Str. zbelutkae*, *Termierella sandomirensis*; zespół młodszy – *Issafeniella orlowinensis*, *Kingaspis guerichi*, *Kingaspidoides sandomiri*, *Orodes usarzowi*, *Ornamentaspis puschi*, *Orn. opatowi*, *Orn. henningsmoeni*, *Orn. hupei*; mikroflora: *Skiagia ciliosa, S. compressa*, *S. ornata, S. orbiculare*, *Parmasphaeridium implicatum*, *Eklundia varia, Polygonium* sp., *Multisphaeridium* sp., *Heliosphaeridium dissimilare*; ramienionogi: *Westonia bottnica*, *Acrothele granulata*, *Obolella rotundata*, *Trematobolus sp.*; ichnoskamieniałości: *?Asterophycus* isp., *?Bifungites* isp., *?Cosmosharpae* isp., *?Crassopodia* isp., ?*Lennea* isp., ?*Palaeopchycus tubularis*, *Arcuatichnus wimani*, *Arenicolites* isp., *Bergaueria baltica*, *B. perata*, *Cochlichnus anguineus*, *Cochlichnus annulatus*, *Conostichus* isp., *Cruziana dispar*, *Cr. magna*, *Cr. rusoformis*, *Cruziana* isp., *Cylindrichnus operosus*, *Dactyloidites asteroides*, *Dimorphichnus obliquus*, *Dimorphichnus* isp., *Diplichnites* isp., *Diplocraterion paralellum*, *Gordia arcuate*, *Gordia* isp., *Gyrolithes* isp., *Halopoa imbricata*, *Halopoa* isp., *Helminthoidichnites tenuis*, *Helminthopsis abeli*, *Helminthopsis hieroglifica*, *Helminthopsis* isp., *Mammilichnis aggeris, Monocraterion tentaculatum*, *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Monomorphichnus lineatus*, *Monomorphichnus multilineatus*, *Multina* cf. *minima*, *Multilamella spatiosa*, *Nereites* isp., *Palaeodiction majus*, *Paleophycus tubularis*, *Phycodes circinatus*, *Ph. palmatum*, *Planolites annularis*, *Pl. beverleyensis*, *Pl. montanus*, *Planolites* isp., *Protovirgularia* isp., *Psammichnites* cf. *gigas*, *Ptychoplasma* cf. *vagans*, *Rhizocorallium jenense*, *Rosellia* isp., *Rusophycus carbonarius*, *Rus.* cf. *avalonensis*, *Rus. crebrus*, *Rus. dispar*, *Rus. exsillus*, *Rus. magnus*, *Rus. versans*, *Rusophycus* isp., *Skolithos* isp., *Syringomorpha nilssoni*, *Teichichnus duplex*, *Te. rectus*, *Teichichnus* isp., *Trepitichnus rectangularis*, *Tre. pedum*, *Trichophycus* cf. *tripleurum*, *Tri. pedum, Trichophycus* isp.
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy: *Holmia–Schmidtiellus* korelowana ze skandynawskim poziomem *Holmia kjerulfi,* awalońskim poziomem *Callavia* i niższą częścią poziomu *Sectigena* w Maroku; *Protolenus–Issafaniella* korelowana pośrednio poprzez zespoły z Nowej Fundlandii ze skandynawskim poziomem "*Ornamentaspis" linnarssoni,* trylobity najwyższej części tej formacji (na południe od góry Słowiec) mogą odpowiadać poziomowi *Eccaparadoxides insularis;* mikroflora: zespół akritarchowy poziomy *Heliosphaeridium–Skiagia*
Chronostratygrafia	oddział 2, pogranicze oddziału 2 i miaolingu

TAB. 4 cd.

Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Czarnocki (1919, 1927, 1932); Michniak (1969); Łydka, Orłowski (1978); Studencki (1988); Kowalczewski (2000); Kozłowska i in. (2024); litostratygraficzne: Czarnocki (1927); Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1918, 1920, 1959a, b, c, 1962); Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1959b, 1974, 1975b, 1983, 1985a, b, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Szczepanik (2010a); Szczepanik, Żylińska (2012); Żylińska (2013a, b); Żylińska, Szczepanik (2009); Kozłowska i in. (2024)
Synonimy	formacja piaskowców, mułowców i iłowców z Ociesęk (Kowalczewski,1990)
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców i mułowców z Widełek (Kowalczewski,1990)
Uwagi	Kowalczewski (1990, 1996) zaproponował zmianę nazwy na formację piaskowców, mułowców i iłowców z Ociesęk, lepiej odpowiadającą litologii tej jednostki i uznał, że jednostka ta nie leży na formacji Czarnej, ale w dużej części zastępuje ją facjalnie. Granice pomiędzy formacjami piaskowcowymi i mułowcowo-ilastymi mają charakter płynny. We wschodniej części regionu kieleckiego skały formacji z Ociesęk mają zdecydowanie mniejszą miąższość niż na zachodzie, a w ich profilach obserwuje się duży udział skał mułowcowo-ilastych. Profile o cechach przejściowych między formacjami z Ociesęk i z Kamieńca można by wydzielić w odrębną jednostkę litostratygraficzną. Kowalczewski (1990; Kowalczewski i in., 1990) zaproponował wydzielenie w obrębie formacji z Ociesęk, ogniwa piaskowców i mułowców z Widełek charakteryzującego się większym udziałem skał mułowcowo-iłowcowych, mniejszą miąższością ławic piaskowcowych i innym charakterem bioturbacji
Formacja łupków z Kamieńca	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 600 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego i podłoże synklinorium kielecko-łagowskiego (fig. 4, 15, 16, 17B2)
Litologia	łupki ilaste i ilasto-mułowcowe, rzadziej mułowce, ciemnoszare i oliwkowe ze stosunkowo nielicznymi hieroglifami. W obrębie tego kompleksu występują konkrecje węglanowo-kwarcowe
Stratotyp/obszar typowy	stratotypy cząstkowe w odsłonięciach na terenie wsi Kamieniec, Łownica i Jugoszów
Skamieniałości	trylobity: *Cobboldites comleyensis*, *Hamatolenus (Hamatolenus) glabellosus*, *Issafaniella trifida*, *Protolenus (Hupeplenus) czarnockii*, *Protolenus (Protolenus) expectans*, *Serrodiscus primarius*, *Strettonia cobboldi:* są charakterystyczne dla zespołów najwyższego oddziału 2 Awalonii – Nowej Fundlandii i Anglii i reprezentują tak zwaną faunę „*Protolenus*"; mikroflora: *?Celtiberium* sp., *?Retisphaeridium* sp., *?Deunffia* sp., *?Liepaina* sp., *Ammonidium notatum*, *Celtiberium* sp., *Comasphaeridium* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Eklundia varia*, *Eliasum llaniscum, Granomarginata squamacea, Leiovalia tenera*, *Lophosphaeridium tentativum*, *Loph. truncatum*, *Lophosphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium dendroideum, Parmasphaeridium implicatum, Polygonium* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Pterospermella* cf. *vitalis*, *Pterospermella velata*, *Pterospermella* sp., *Skiagia* cf. *brevispinosa, S. ciliosa*, *S. compressa*, *S. orbiculare*, *S. ornate*, *Volkovia dentifera, Volkovia* sp.; ichnoskamieniałości: *Arcuatichnus wimani*, *Bergaueria baltica, Bergaueria perata, Cruziana* isp., *Elingua convexa, Phycodes palmatum*, *Planolites* isp.
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy *Holmia–Schmidtiellus* korelowane ze skandynawskim poziomem *Holmia kjerulfi*, awalońskim poziomem *Callavia* i niższą częścią poziomu *Sectigena* w Maroku – zespół znajdowany w skałach przejściowych między formacją z Ociesęk i formacją z Kamieńca; *Protolenus–Issafaniella* korelowana z poziomem „*Ornamentaspis" linnarssoni* w Szwecji i odpowiadający pograniczu poziomów *Hupeolenus* i *Morocconus notabilis* kambru Maroka; mikroflora: zespół akritarchowy poziomy *Heliosphaeridium–Skiagia* w skałach przejściowych między formacją z Ociesęk i formacją z Kamieńca; zespół akritarchowy poziomu *Volkovia dentifeira–Liepaina plana*
Chronostratygrafia	wyższa część oddziału 2
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Bednarczyk i in. (1965); Michniak (1969); Łydka, Orłowski (1978) Studencki (1988); Kowalczewski (2000); Grotek (2019); Kozłowska i in. (2024); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c,1962); Orłowski (1959b, 1974, 1975a, 1983, 1985a, b, 1987); Szczepanik (2010, 2019); Szczepanik, Żylińska (2012); Żylińska (2013a, b, 2019); Żylińska, Szczepanik (2009); Kozłowska i in. (2024)
Uwagi	formacja znana tylko ze wschodniej części Gór Świętokrzyskich; częściowy odpowiednik górnej części formacji piaskowców z Ociesęk. Do wyjaśnienia pozostaje stosunek omawianej formacji do warstw z Kobiernik. Wg Kowalczewskiego (2000) obecność konkrecji węglanowych upodabnia omawianą formację do ogniwa z Jasienia w obrębie formacji Czarnej
Formacja piaskowców z Usarzowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 400 m (skały silnie zaburzone tektonicznie, trudno o precyzyjne określenie)
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce kwarcowe różnoziarniste, przeławicone łupkami mułowcowymi i ilastymi. Grubość ławic od 10 do 20 cm, barwy skał: jasnoszara, oliwkowa i rdzawa
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcia w zboczach bezimiennego strumienia, składające się na profil Jugoszów–Usarzów
Skamieniałości	trylobity: *Acadoparadoxides kozlowskii*, *Acadoparadoxides samsonowiczi*, *Ellipsocephalus hoffi*, *Hydrocephalus?* sp., *Kingaspidoides jugoszowi*, *Kingaspinoides sandomiri*, *Kingaspis guerichi*, *Latigingaspis samsonowiczi*, *Latoucheia (Latoucheia) longa*, *Ornamentaspis henningsmoeni, Ornamentaspis hupei, Ornamentaspis opatowi, Ornamentaspis puschi*, *Orodes usarzowi*, *Protolenus (Protolenus) polonicus*; ramienionogi: *Trematobolus pristnus*; szkarłupnie: (pierwotnie zaliczone do archeocjatów – Orłowski, 1959a, 1962, następnie zaliczone do prymitywnych ctenocystoidów – Dzik, Orłowski, 1993, 1995); ichnoskamieniałości: *Arcuatichnus wimani*, *Cruziana regularis*, *Planolites beverleyensis*
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: *Acadoparadoxides kozlowskii–Acadoparadoxides samsonowiczi* korelowany z gondwańskim poziomem *Morocconus notabilis*
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaolingu
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Samsonowicz (1920); Michniak (1969); Orłowski (1975a); Łydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c, 1962); Orłowski (1959a, b, c, 1964a, b, 1971, 1985c, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2019, 2021)
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców z Jugoszowa
Uwagi	aktualnie profil bardzo słabo dostępny. Według Orłowskiego (1975a) jednostka leży zgodnie na formacji z Kamieńca, według Kowalczewskiego (1990, 2000) kontakt między tymi formacjami był pierwotnie dyskordantny
Ogniwo piaskowców z Jugoszowa	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 10 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce kwarcowe różnoziarniste, o miąższości ławic zazwyczaj 30–40 cm, niekiedy jednak ponad 1 m, przeławicone warstewkami (3 cm grubości) jasnoszarych iłów. Piaskowce zawierają nieliczne ziarna glaukonitu, na powierzchniach zaś ławic – liczne hieroglify. Ogniwo położone mniej więcej w środkowej części formacji z Usarzowa
Stratotyp/obszar typowy	nieczynny, zarośnięty i zapełznięty kamieniołom we wsi Jugoszów
Skamieniałości	trylobity: *Acadoparadoxides kozlowskii*, *Acadoparadoxides samsonowiczi*, *Kingaspinoides sandomiri*, *Kingaspis guerichi*, *Latigingaspis samsonowiczi*, *Latoucheia (Latoucheia) longa*, *Ornamentaspis henningsmoeni*, *Protolenus (Protolenus) polonicus*
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: *Acadoparadoxides kozlowskii–Acadadoparadoxides samsonowiczi* korelowany z gondwańskim poziomem *Morocconus notabilis*
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaolingu
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrogarficzne: Samsonowicz (1920); Michniak (1969); Orłowski (1975a); Łydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Samsonowicz (1920, 1959a, b, c, 1962); Orłowski (1959b, c, 1964a, b, 1971, 1985c, 1987); Jendryka-Fuglewicz (1992); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2019, 2021)

TAB. 4 cd.

Formacja piaskowców ze Słowca	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	ok. 100 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – wschodnia (Pasmo Wygiełzowskie) i lokalnie centralna część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16, 17C1)
Litologia	formację tworzy kompleks piaskowców zwięzłych różnoziarnistych, często średnio i gruboziarnistych, przeławiconych z rzadka mułowcami i żwirowcami. W składzie mineralnym występuje jedynie kwarc i sporadyczne łyszczyki. Piaskowce te tworzą stosunkowo miąższe, przekraczające kilkadziesiąt centymetrów ławice
Stratotyp/obszar typowy	Góra Słowiec w środkowej części Gór Świętokrzyskich – odsłonięcia w partii szczytowej
Skamieniałości	trylobity: *Acadoparadoxides slowiecensis*, *Hydrocephalus*? *polonicus*, *Parasolenopleura linnarssoni*, *Solenopleura munsteri, S. trapezoides, S. minima*, *Kootenia enigmatica*, *Geyerorodes usarzowi*, *Kingaspidoides jugoszowi*, *K. sanctacrucensis*, *K. sandomiri*, *Kingaspis guerichi*, *Latikingaspis samsonowiczi*, *Latoucheia* (*Latoucheia*) *longa*, *Ornamentaspis henningsmoeni*, *O. hupei*, *O. opatowi*, *O. puschi*; ramienionogi: *Acrothele granulata*, *Lingulella vistulae*, *Mickwitzia sp.*, *Acrotreta* sp.; ichnoskamieniałości: *Monocraterion tentaculatum*, *Planolites beverleyensis*, *Treptichnus rectangularis;* inne: *Eldonia czarnockii*, *Rotadiscus* sp.
Biostratygrafia	trylobity: lokalny poziom: *Acadoparadoxides slowiecensis–Hydrocephalus? polonicus*
Chronostratygrafia	niższy miaoling–wuliu (5 piętro kambru)
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1964b); Michniak (1969); Łydka, Orłowski (1978); Kowalczewski (2000); litostratygraficzne: Czarnocki (1927); Orłowski (1975a); Kowalczewski (1990, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1932); Orłowski (1959b, 1974, 1975b, 1983, 1985a, b, 1987); Bednarczyk (1970); Jendryka-Fuglewicz (1992); Masiak, Żylińska, 1994; Żylińska, Masiak (2007); Żylińska, Szczepanik (2009); Nowicki, Żylińska (2021)
Jednostki podległe	?ogniwo piaskowców z Osieka
Uwagi	formacja ze Słowca leży na formacji z Ociesęk (góra Słowiec) i być może łupkach z Kamieńca (Pasmo Wygiełzowskie). Kontakt między utworami tej formacji i jednostkami podległymi jest zgodny wg Orłowskiego (1975) i niezgodny wg Kowalczewskiego (1990, 2000)
Warstwy z Kobiernik	
Kreator (rok)	Szczepanik i in. (2005)
Miąższość	brak danych, kompleks tylko nawiercony
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – NE część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego i prawdopodobnie wąska strefa w obrębie tej jednostki strukturalnej w przylegającej do synklinorium kielecko-łagowskiego. Bardzo prawdopodobne, że skały tych warstw obecne są także w podłożu synklinorium kielecko-łagowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	iłowce i iłowce mułowcowe z przewarstwieniami mułowców i pyłowców
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, głęb. 133,5–150 m
Skamieniałości	mikroflora: *Adara alea*, *Aliumella baltica*, *Ammonidium* cf. *notatum*, *Celtiberium dedalinum*, *Comasphaeridium longispinosum*, *C. silesiense*, *Cristallinium cambriense*, *Cristallinium* sp, *Cymatiosphaera cramerii*, *Eklundia varia*, *Eliasum* cf. *asturicum*, *E. llaniscum*, *Granomarginata squamacea*, *Leiovalia tenera*, *Liepaina plana, Lophosphaeridium* cf. *latviense*, *L. tentativum, L. truncatum*, *L. variabile*, *Multiplicisphaeridium xianum*, *M. sosnowicense*, *Polygonium* sp., *Pterospermella vitalis, Skiagia brevispinosa*, *S. insignis*, *S. ciliosa*, *Solisphaeridium flexipilosum*, *Tubulosphaera* cf. *craterae*
Biostratygrafia	akritarchy: dwa zespoły: starszy lokalny poziom M-I i typowy zespół nadpoziomu *Cristallinium–Eliasum*
Chronostratygrafia	pogranicze oddziału 2 i miaolingu – wuliu (5 piętro kambru)
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Szczepanik i in. (2004a, 2005); Trela i in. (2006); litostratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); paleontologiczno-stratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); Trela i in. (2006, 2025); Szczepanik (2009); Żylińska, Szczepanik (2009)
Uwagi	wydzielenie to w schemacie Orłowskiego (1975a) stanowiło południowy kompleks litologiczny formacji łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975a). Można go także rozpatrywać jako jakiś fragment (?ogniwo) w obrębie łupków z Gór Pieprzowych (Orłowski, 1975a), ale w tym celu należałoby zweryfikować przebieg i znaczenie głównego uskoku świętokrzyskiego. Przy założeniu, że w środkowym kambrze mamy do czynienia z dwoma oddzielnymi blokami skorupowymi, nie można lokować tam tego typu łączonego wydzielenia
Formacja piaskowców, mułowców i zlepieńców z Lenarczyc	
Kreator (rok)	Trela i in. (2025)
Miąższość	ok. 50 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, NE część antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16)
Litologia	piaskowce przeławicone heterolitami mułowcowo-piaskowcowymi i zlepieńcami. W najniższej partii profilu kilka przewarstwień brekcji tektonicznych
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lenarczyce PIG 1, głęb. 68,2–133,5 m
Skamieniałości	mikroflora: *Acanthodiacrodium snookense*, *Actinotodissus achrasii*, *Actinotodissus* div. sp., *Arbusculidium* cf. *polypus*, *Buedingiisphaeridium tremadocum*, *Calyxiella izhoriensis*, *Cymatiogalea* div. sp., *Dasydiacrodium veryhachioides*, *Gigadiacrodium* div. sp., *Ladogella rotundiformis*, *Leiofusa stoumonensis*, *Lusatia* sp., *Nellia acifera*, *Ninadiacrodium dumontii*, *Poikilofusa squama*, *Polygonium pugens*, *P. sexradiatum*, *P. uncinatum*, *S.* div. sp., *Stelliferidium* div. sp., *Timofeevia lancarae*, *T. phosphoritica*, *Trunculumarium revinium*, *Trichosphaeridium hirtum*, *Vogtlandia notabilis*, *Vogtlandia petropolitana*; ramienionogi: z grupy Lingulidów
Biostratygrafia	mikroflora: lokalne poziomy akritarchowe od M-IX do M-XI, która mogą być korelowane z niższą częścią kambryjskiego trylobitowego nadpoziomu *Peltura*
Chronostratygrafia	środkowy–wyższy furong
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Szczepanik i in. (2004a, 2005); Trela i in. (2006); litostratygraficzne: Szczepanik i in. (2005); Trela i in. (2025); paleontologiczno-stratygraficzne: Szczepanik i in. (2004a); Trela i in. (2006, 2025); Szczepanik (2009)
Synonimy	warstwy z Lenarczyc
Formacja łupków z Gór Pieprzowych	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	wg Orłowskiego (1975a, 1988) ok. 400 m, wg Kowalczewskiego (1990) 500–600 m, z czego fragment odsłonięty w rejonie Sandomierza ok. 400 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – antyklina łysogórska, wzdłuż południowych zboczy Pasma Głównego oraz w okolicach Opatowa i Sandomierza. W definicji autorskiej do formacji tej zaliczano także kompleksy skał iłowcowo-mułowcowych występujące na SW od Sandomierza w obrębie antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego (fig. 4, 15, 16, 17C2, D1)
Litologia	łupki ilaste i mułowcowe oraz mułowce przewarstwione piaskowcami, ortokwarcytami i zlepieńcami. Skały silnie sfałdowane. Lokalnie w strefach najsilniejszych deformacji tektonicznych stwierdzono (jedyne występowanie w całym regionie świętokrzyskim) skał metamorficznych – fyllitów (Salwa, 2006)
Stratotyp/obszar typowy	obszary typowe: – Góry Pieprzowe, tworzące stromy brzeg doliny Wisły ok. 2 km na północ od Sandomierza; – profil w dolinie rzeczki Kochówki na południowy zachód od Opatowa. Niższa część profilu najlepiej odsłonięta w Górach Pieprzowych i okolicach Jurkowic, a wyższa część profilu najlepiej eksponowana w okolicach Marcinkowic i wąwozach na południowych stokach Pasma Masłowskiego i Łysogór
Skamieniałości	trylobity: *Ptychagnostus gibbus*, *Peronopsis fallax*, *Solenopleurina linnarssoni*, *Solenopleura munsteri* i *S.* cf. *canaliculata*; ramienionogi: *Lingulella vistulae*; mikroflora: ?*Acanthodiacrodium* sp., *Acritarcha* ex gr. *"galeate"*, *Actinotodissus achrasii*, *A.* sp., *Ammonidium cf. notatum*, *Aranidium* sp., *Asteridium* sp., *Celtiberium* sp., *Cristallinium cambriense*, *Cr.* cf. *randomense*, *Cr.ovillense*, *Cr.* sp., *Cymatiosphaera cramerii*, *Cy.* sp., ?*Dasydiacrodium* sp., *Dictyotidium* sp., *Eliasum llaniscum*, *E.* sp., *Heliosphaeridium lanceolatum*, *H. longum*, *H.* sp., *Impluviculus* sp., *I. villosiusculus*, *Izhoria angulata*, *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium martae*, M. sp., *Ninadiacrodium dumontii*, *Pirea* sp., *Polygonium minimum*, *P. pungens*, *P.* sp., ?*Pterospermella* sp., *Retisphaeridium dichamerum*, *R. howelli*, *R.* sp., *Solisphaeridium* sp., *Tasmanites* sp., *Timofeevia cf. lancarae*, *T. phosphoritica*, *T.* sp., ?*Vulcanisphaera* sp.

TAB. 4 cd.

Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy *Paradoxides polonicus, Solenopleura canaliculata*; akritarchy: nadpoziom akritarchowy *Cristallinium–Elliasum* w obrębie nadpoziomu wyróżniono dwa lokalne poziomy palinologiczne: M-II i M-III. W rejonie Opatowa i Kielc znaleziono także akritarchy typowe dla środkowego furongu; nie jest jasne, czy dowodzą one trwania sedymentacji facji ilasto-mułowcowej aż do środkowej części furongu, czy też tektonicznego wymieszania skał różnego wieku w strefie dyslokacji świętokrzyskiej
Chronostratygrafia	miaoling, piętra: ?wuliu, drum, gużang–?furong
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Samsonowicz (1916, 1920); Kuhl (1931); Wawryk (1932); Michniak (1962); Orłowski (1964a, b, 1968); Kowalczewski (1973); Kowalczewski i in. (1976); Łydka, Orłowski (1978); Przewłocki (2000); Jaworowski, Sikorska (2006); Salwa (2006, 2008, 2009, 2013); Malec (2007a, b, 2010a, b, 2011, 2012, 2014); Naglik, Natkaniec-Nowak (2015); Naglik i in. (2016, 2017); Szczepanik, Malec (2017); litostratygraficzne: Orłowski (1968a,1975a, 1988, 1992); Tomczykowa (1968); Kowalczewski i in. (1976, 2006); Kowalczewski (1996, 2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Gürich (1892a, b, 1896); Samsonowicz (1916, 1920); Alexandrowicz (1969, 1976); Orłowski (1964a, b, 1975a, 1985); Jendryka-Fuglewicz (1992); Szczepanik (1996, 1997, 2001, 2009, 2010a); Naglik i in. (2016, 2017); Szczepanik, Malec (2017)
Jednostki podległe	warstwy krajnieńskie (Tomczykowa, 1968), warstwy marcinkowickie (Orłowski, 1968 a); warstwy jurkowickie, gołoszyckie, marcinkowickie (Kowalczewski i in., 1976)
Uwagi	najsłabiej rozpoznana formacja litostratygraficzna kambru Gór Świętokrzyskich o niepewnym zasięgu lateralnym i pionowym
Formacja piaskowców z Wiśniówki	
Kreator (rok)	Orłowski (1975a)
Miąższość	miąższość skał tego kompleksu skalnego określana jest bardzo różnie, w zależności od przyjętego stylu budowy tektonicznej (od ok. 80–200 m do nawet ok. 1000 m)
Występowanie	antyklina łysogórska – buduje osiową partię łańcuchów Pasma Głównego (Masłowskie, Łysogóry, Jeleniowskie). Na wschód od Opatowa stopniowo zanika i obserwowana jest tylko w pojedynczych punktach (np. Wąworków; fig. 17D2, E1, E2)
Litologia	piaskowce kwarcytowe i kwarcowe, barwy jasnoszarej, ciemnoszarej lub niebieskawej, o grubości warstw do 2 m. Piaskowce i tworzą pakiety osiągające grubość do 20 m rozdzielane przez mułowce, łupki mułowcowe i ilaste. Pierwotnie piaskowce kwarcytowe te były arenitami złożonymi z drobnoziarnistych ziaren kwarcu. Wśród przeławiceń ilasto-mułowcowych rozpoznane są lokalnie także skały piroklastyczne (bentonity). Wewnątrz warstw i na ich powierzchniach występują liczne struktury sedymentacyjne oraz bardzo bogata ichnofauny stawonogów kambryjskich. Skały tej formacji powstały w środowisku morza płytkiego do bardzo płytkiego
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: w kamieniołomach Wiśniówka Mała i Wiśniówka Duża, hipostratotyp: kamieniołom w Wąworkowie
Skamieniałości	trylobity: *Olenus solitarius*, *Aphelaspis rara* i *Protopeltura aciculata*; ramienionogi: *Acrocreta multa*, *Eoorthis* sp., *Lingulella ferruginea*, *Obolus* sp., *Orusia* cf. *lenticularis*; lingulidy znalezione na południowej ścianie kamieniołomu Wiśniówka Duża o potencjalnie dużej wartości biostratygraficznej – jeszcze nieopracowane paleontologicznie; mikroflora: ?*Cymatiogalea* sp., ?*Deunfia* sp., ?*Eliasum* sp., ?*Ooidium* sp., *Comasphaeridium* sp., *Cristallinium cambriense*, *Cymatiogalea bellicosa*, *Cym. bellicosa*, *Cym. fimbriata*, *Cym. velifera*, *Dictyotidium* sp., *Granomarginata* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Pirea orbicularis*, *Pirea* sp., *Poikilofusa* sp., *Retisphaeridium* sp., *Stelliferidium* sp., *Timofeevia lancarae*, *T. pentagonalis*, *T. phosphoritica*, *T.* sp., *Vulcanisphaera africana*, *V.* cf. *africana*, *V. spinulifera*, *V. turbata*; szkarłupnie: *Cambrocrinus regularis*; ichnoskamieniałości: *Asterichnus* isp., *Bergaueria elliptica*, *Bergaueria perata*, *Cruziana barbata*, *Cruziana semiplicata*, *Cruziana tenella*, *Dimorphichnus* isp., *Diplichnites* isp., *Diplocraterion parallelum*, *Gordia* isp., *Monocraterion tentaculatum*, *Paleophycus tubularis*, *Petalichnus* isp., *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Rusophycus inexpectus*, *Rusophycus polonicus*, *Rusophycus versans*, *Treptichnus* isp., *Treptichnus rectangularis*, *Triops australiensis*, *Volkichnium volki*; anomalocaridy: *Peyotia* sp.; pseudoskamieniałości: zespół opisany przez Sedlaka (1967, 1968a, b, c, 1973, 1975, 1980, 1985) po przeprowadzonej rewizji (Bodzioch, 2000; Malec, 2007, 2008c; Mazurek i in., 2018) został uznany za struktury nieorganiczne
Biostratygrafia	trylobity: udokumentowany poziom trylobitowy *Parabolina brevispina* w niższej części nadpoziomu *Parabolina.* Prawdopodobne jest także występowanie poziomów starszych (nadpoziom *Olenus* i starsze), ale nie ma na to jednoznacznych dowodów; mikroflora: trzy lokalne poziomy akritarchowe M-IV, M-V i M-VI, które dobrze korelują się z reprezentującymi dolny furong poziomami: WK–1 na kratonie wschodnioeuropejskim i mikroflorą Tp–Vt na obszarze Nowej Fundlandii
Chronostratygrafia	furong dolny (nie można wykluczyć najwyższego miaolingu)
Historia badań	litologiczno-sedymentologiczne: Samsonowicz (1916, 1920, 1934, 1956); Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Czermiński (1959); Bielikowski (1960); Dżułyński, Żak (1960); Radwański, Roniewicz (1960, 1962, 1972); Orłowski (1968a); Tomczykowa (1968); Kowalczewski i in. (1986a, b); Studencki (1994); Sikorska (2000b); Malec (2004, 2007a, b, c, d, 2008a, b, 2009a, b, 2012); Jaworowski, Sikorska (2006); Poros (2007, 2009); Sadlok (2013); litostratygraficzne: Orłowski (1968a, 1975a); Tomczykowa (1968); Kowalczewski (1996, 2000); Kowalczewski in. (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Radwański, Roniewicz (1960, 1963, 1967, 1972); Tomczykowa (1964, 1968); Sedlak (1967, 1968a, b, c, 1973, 1975, 1980, 1985); Orłowski (1968b, 1992); Orłowski i in. (1970, 1971); Kowalczewski i in. (1984, 1986a, b); Dzik, Orłowski (1993); Masiak, Żylińska (1994); Jendryka-Fuglewicz, Malec (1998); Orłowski, Żylińska (1999); Żylińska (1999, 2001); Bodzioch (2000); Szczepanik (2002, 2009, 2010); Żylińska i in. (2006); Poros (2007, 2009); Malec (2007, 2008c); Sadlok, Machalski (2009); Sadlok (2010, 2013, 2014a, b); Mazurek i in. (2018)
Synonimy	warstwy świętokrzyskie (Tomczykowa, 1968, Orłowski, 1968a)
Uwagi	zespół akritarchowy ze skał mułowcowo-iłowcowych występujących w obrębie przekopów komunikacyjnych na północ od kamieniołomu Wiśniówka Duża diametralnie różni się od zespołu powszechnie występującego w formacji z Klonówki. Słabo zachowane fragmenty palinomorf z przekopu na Wiśniówce wskazują na obecność o wiele starszego zespołu równowiekowego z zespołem Wiśniówki. Tak więc łupki z Wiśniówki mogą zostać wyróżnione jako ogniwo, ale w obrębie formacji z Wiśniówki
Formacja mułowców i piaskowców z Ameliówki	
Kreator (rok)	Trela i in. (2025)
Miąższość	widoczna miąższość ok. 60 m (otwór wiertniczy Wilków 1), ale spąg nieznany
Występowanie	antyklina łysogórska – północne zbocza pasm: Masłowskiego i Łysogórskiego
Litologia	szare i ciemnoszare mułowce ilaste z przewarstwieniami i czasem bardziej miąższymi (do 1 m.) ławicami drobnoziarnistych, czasem zbioturbowanych piaskowców
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie Chabowe Doły w przełomie Lubrzanki, hipostratotyp: wiercenie Wików 1, głęb. 891,0–957,0 m
Skamieniałości	trylobity: *Acerocarina klonowkae*, *Ctenopyge* (*Ctenopyge*) cf. *linnarsoni*, *C.* (*Ctenopyge*) *fletcheri*, *C.* (*Mesoctenopyge*) *tumida*, *Leptoplastides irae*, *Parabolina (Neoparabolina ?)* dawsoni, *P.* (*Neoparabolina ?*) *lapponica*, *Parabolinites*? sp., *Peltura acutidens*, *P. protopeltorum*, *P. scarabaeoides scarabaeoides*, *Sphaerophtalmus alatus*, *S. humil, S. major*, *Trilobagnostus rudis*; ramienionogi: *Lingulella lepis*, L. davisi, L. ferruginea, Acrotreta klonowkae; mikroflora: ?*Actinotodissus* sp., ?*Baltisphaeridium* sp., ?*Eliasum* sp., ?*Pirea* sp., ?*Polygonium* sp., *Acanthodiacrodium golubii*, *A. snookense*, *Actinotodissus achrasii*, *A.* cf. *achrasii*, *A.* cf. *formosus, A.* cf. *polimorphus*, *A.* cf. *secundarius*, *A.* cf. *spinutisus*, *A. polimorphus*, *A.* sp., *Buedingisphaeridium tremadocum*, *Calyxiella izhoriensis*, *Cristallinium cambriense*, *Cr.* cf. *cambriense*, *Cr. ovillense*, *Cr. randomense*, *Cr.* cf. *randomense*, *Cr.* sp., *Cymatiogalea* cf. *velifera*, *Cym. membranispina*, *Cym.* sp., *Cymatiosphaera cramerii*, *Dasydiacrodium* cf. *obsonum*, *D.* cf. *tricorne*, *D. obsonum*, *D.* sp., *Elenia armillata*, *Eliasum llaniscum*, *E.* sp., *Estiastra* sp., *Impluviculus* sp., *I. villosiusculus*, *Izhoria angulate*, *?Ladogella* cf. *intermedia*, *Ladogella rommelaerei*, *L.* cf. *rommelaerei*, *L. cf. rommelaerei*, *L. rotundiformis*, *Leiofusa* sp., *L. stoumonensis*, *L.* cf. *stoumonensis*, *Leiosphaeridia* sp., *Lusatia* sp., *Ninadiacrodium caudatum*, *N.* cf. *caudatum*, *N. dumontii*, *N.* cf. *dumontii*, *Ooidium timofeevi*, *Poikilofusa* sp., *Polygonium gracile*, *P. martinae*, *P. minimum*, *P.* cf. *minimum*, *P. pellicidum*, *P.* cf. *pellicidum*, *P. pungens*, *P. sexradiatum*, *P.* sp., *Retisphaeridium dichamerum*, *Schizodiacrodium* cf. *digermulense*, *Solisphaeridium* div. sp., *Stelliferidium* cf. *furcatum*, *St.* cf. *glabrum*, *St.* cf. *pingiculum*, *St. pingiculum*, *St.* sp., *Timofeevia* cf. *phosphoritica*, *T. pentagonalis*, *T. pentagonalis*, *T. phosphoritica*, *Trichosphaeridium* cf. *annolovalense*, *Tri.* sp., *Trunculumarium revinium*, *Tr.* sp., *Veryhachium mutabile*, *Vulcanisphaera africana*, *V.* cf. *africana*, *V. spinulifera*, *V. spinulifera-turbata* forma przejściowa, *V. tuberata*; ichnoskamieniałości: *Gordia* isp., *Planolites beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Treptichnus rectangularis*
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy trylobitowe – *Protopeltura praecursor*, *Peltura minor*, *Peltura scarabaeoides*; akritarchy: lokalne poziomy akritarchowe M-IX, M-X
Chronostratygrafia	górny furong
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Samsonowicz (1916, 1920, 1934, 1956); Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Orłowski (1968a, b); Tomczykowa (1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Malec (2007e, 2009a, b, 2012); litostratygraficzne: Orłowski (1968a, 1975a, 1992); Tomczykowa (1968); Kowalczewski (1996, 2000); Kowalczewski in. (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Czarnocki (1919, 1927, 1928, 1950); Tomczykowa (1964, 1968); Orłowski (1968b, 1992); Kowalczewski i in. (1984, 1987a, b); Żylińska (2001, 2002); Szczepanik (2002, 2009, 2010b, 2015a); Szczepanik i in. (2004b, 2017); Żylińska i in. (2006); Szczepanik, Żylińska (2017)
Synonimy	warstwy mąchocickie

TAB. 4 cd.

Formacja iłowca z Brzezinek	
Kreator (rok)	Trela (2006)
Miąższość	do 150 m
Występowanie	Góry Świętokrzyskie – region łysogórski: otwory wiertnicze wzdłuż północnych zboczy pasm: Maslowskiego, Łysogórskiego, Jeleniowskiego oraz w okolicach Opatowa – profil otworu wiertniczego Daromin 1 i odsłonięcie w Pobroszynie, region kielecki: profil otworu wiertniczego Lenarczyce PIG 1 k. Opatowa
Litologia	szare i ciemnoszare, miejscami czarne, iłowce lub łupki z cienkimi, pojedynczymi przewarstwieniami mułowców lub piaskowców, lokalnie soczewkami wapieni
Stratotyp/obszar typowy	profil geologiczny otworu wiertniczego Brzezinki 1; hipostratotypy – profil geologiczny otworu wiertniczego Daromin IG 1 (lub Wilków IG 1)
Skamieniałości	trylobity: *Acerocare* sp., *Angelina* cf. *hyeronimi*, *Leptoplastides coniunctus*, *L. latus*, *L. ulrichi*, *Nerciaspis robusta*, *Parabolinella* sp. *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens*, *P.* (*Neoparabolina?*) *lapponica*, *P.* (*Parabolina*) *heres*, *P.* (*Parabolina?*) *jemtlandica*, *Peltura* cf. *costata*, *P.* cf. *transiens*, *P. scarabaeoides* cf. *westergaardi*, *Plicatolina* sp.; ramienionogi: *Lingulella lepis*, *L. davisi*; mikroflora: *Acanthodiacrodium angustum*, *A. bicoronatum*, *A. golubii*, *A. papillare*, *A. snookense*, *A.* cf. *rotundatum*, *Actinotodissus achrasii*, *Act.* cf. *burmanniae*, *Act. crinitus*, *Act. formosus*, *Act.* cf. *polimorphus*, *Act. secundarius*, *Act. spinutisus*, *Act. ubuii*, *Adorfia* sp., *Arbusculidium destombesii*, *Arb.* cf. *polypus*, *Aryballomorpha* sp., *Athabascella playfordii*, *Ath. rossi*, *Athabascella* sp., *Buedingisphaeridium tremadocum*, *Calyxiella izhoriensis*, *Comasphaeridium* sp., *Cristallinium cambriense*, *Cr. randomense*, *Cymatiogalea bellicose*, *Cym. cristata*, *Cym. cuvillieri*, *Cym.* cf. *fimbriata*, *Cym. membranispina*, *Cym. polygonophora*, *Cym.* sp., *Cymatiosphaera cramerii*, *Dasydiacrodium* cf. *tricorne*, *D. obsonum*, *D. palmatilobum*, *D.* sp., *Deunfia* sp., *Dictyotidium* sp., *Eliasum* sp., *? Estiastra* sp., *Granomarginata* sp., *Izhoria angulata*, *Ladogella rommelaerei*, *L. rotundiformis*, *Leiofusa stoumonensis*, *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium crevinacornuum*, *Nellia acifera*, *Nellia sukatschevii*, *Ninadiacrodium caudatum*, *N. dumontii*, *Ooidium* cf. *rossicum*, *O.* sp., *Pirea* sp., *Poikilofusa* sp., *Polygonium gracile*, *P. minimum*, *P. pungens*, *P. sexradiatum*, *P.* sp., *Retisphaeridium* sp., *Schizodiacrodium digermulense*, *Solisphaeridium akrochordum*, *So.* cf. *cylindratum*, *So. chinese*, *Stelliferidium* cf. *glabrum*, *St.* cf. *pingiculum*, *St. modestum*, *St.* sp., *Timofeevia* cf. *pentagonalis*, *T. phosphoritica*, *T.* sp., *Trichosphaeridium hirtum*, *Trichosphaeridium* sp., *Trunculumarium revinium*, *Veryhachium mutabile*, *Vogtlandia notabilis*, *Vogtlandia* sp., *Vulcanisphaera africana*, *V. britannica*, *V. capillata*, *V. tuberata*
Biostratygrafia	trylobity: lokalne poziomy trylobitowe – *Peltura scarabaeoides*, *Acerocare s.l.*; akritarchy: lokalne poziomy akritarchowe M-XI, M-XII
Chronostratygrafia	najwyższy furong–najniższy tremadok
Historia badań	litologiczne i sedymentologiczne: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa, Tomczyk (2000); Trela (2006, 2012); Trela, Malec (2015); litostratygraficzne: Trela (2006); paleontologiczno-stratygraficzne: Tomczykowa (1968); Biernat, Tomczykowa (1968); Jendryka-Fuglewicz (1992); Tomczykowa, Tomczyk (2000); Żylińska (2001, 2002,); Szczepanik (2009, 2010a, b, 2015a); Szczepanik, Żylińska, 2017; Szczepanik i in. (2017); Trela i in. (2025)
Uwagi	kompleks litologiczny wydzielony jako odrębna formacja z formacji łupków z Klonówki (Orłowski, 1975a). Kompleks formacji z Brzezinek jest tożsamy litologicznie i stratygraficznie ze skałami warstw z Ublinka (Szczepanik i in., 2005)

W utworach furońskiej formacji z Wiśniówki w regionie łysogórskim obficie występują skamieniałości śladowe, których twórcami były trylobity i inne stawonogi, ale także przedstawiciele fauny bezszkieletowej (np. Radwański, Roniewicz, 1963, 1972; Orłowski, 1992; Orłowski, Żylińska, 1996; Sadlok, 2013). Ichnocenoza ta jest jednym z najbogatszych zespołów kambryjskich, rozpoznanych na świecie (fig. 19).

Znacznie bogatszy zespół fauny trylobitowej – od zespołu z formacji z Wiśniówki – stwierdzony w skałach formacji z Lenarczyc i Brzezinek (Tomczykową, 1964, 1968; Orłowski, 1967, 1968a, b), został poddany rewizji przez Żylińską (2001, 2002). Badaczka ta rozpoznała bogaty zespół trylobitów (tab. 2) i zaproponowała lokalny podział biostratygraficzny, uszczegóławiający propozycję przedstawioną przez Orłowskiego (1988) w obrębie trylobitowego nadpoziomu *Peltura* oraz generalizujący propozycję podziału poziomu *Acerocare* zaproponowaną przez Tomczykową (1968). Efektem jej prac było zakwestionowanie obecności lokalnych poziomów wprowadzonych przez Tomczykową (1968). Żylińska (2001, 2002) tylko warunkowo dopuściła możliwość wystąpień nadpoziomów *Protopeltura* i *Leptoplastus* ze względu na brak ich jednoznacznego potwierdzenia. Żylińska (2001, 2002) stwierdziła też, że ubogi zespół niższej części furongu wskazuje na bałtycką proweniencję fauny, zespoły jego środkowej części są zdominowane przez formy endemiczne, a na pograniczu kambru i ordowiku zdecydowanie dominują trylobity charakterystyczne dla zewnętrznych peryferii Bałtyki.

Skały furongu w regionie łysogórskim są reprezentowane przez trzy formacje skalne: piaskowców z Wiśniówki, mułowców i piaskowców z Ameliówki i iłowców z Brzezinek (Orłowski, 1975a; Trela, 2006; Trela i in., 2025). We wszystkich tych jednostkach rozpoznano liczne zespoły mikroflory akritarchowej, które zaklasyfikowano do 8 lokalnych poziomów mikroflorystycznych M-IV, M-V, M-VI i M-IX–M-XII (tab. 5; fig. 20). Brak tu znanych jedynie z bloku Narol–Biłgoraj poziomów M-VII i M-VIII. Charakterystykę poszczególnych zespołów przedstawiono w tabeli 3. W utworach dolnego furongu (formacja piaskowców z Wiśniówki) występuje bardzo liczny, ale stosunkowo ubogi gatunkowo zespół, charakteryzujący się masową obecnością palinomorf reprezentujących rodzaj *Timofeevia*, częstym występowaniem *Vulcanisphaera* (Kowalczewski i in., 1984, 1986a, b; Żylińska i in., 2006) oraz pojawiającymi się po raz pierwszy w profilach akritarchami z grupy „galeate" (Żylińska i in., 2006; tab. 4). Asocjacja ta została rozpoznana w wyrobiskach kamieniołomów: Wiśniówka Wielka, Wiśniowka Mała oraz Podwiśniówka i ujęta w trzy lokalne poziomy palinologiczne M-IV, M-V i M-VI (fig. 4; Szczepanik, 2009, 2010b). Stratygraficzny podział tego zespołu na poszczególne poziomy bazuje na ewolucji rodzaju *Vulcanisphaera*. Kolejno pojawiły się w profilu *V. spinulifera, V. turbata* i *V. africana,* które stanowią indeksowe taksony wyróżnionych poziomów (fig. 4, 20; tab. 5). Ciągła sekwencja tych poziomów obserwowana kolejno od południa ku północy przeczy tezie o tektonicznym powtórzeniu pakietów kwarcytowych (np. Kowalczewski i in., 1986a) w tej części Gór Świętokrzyskich. Podobne do zespołów z Wiśniówki asocjacje mikroflorystyczne są znane ze zbliżonych wiekowo utworów platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990) i Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988). Szczególnie znaczenie mają obserwacje z Nowej Fundlandii, ponieważ wraz z akritarchami znajdowano tam trylobity poziomów *Agnostus pisiformis–Parabolina spinulosa*, a więc pogranicza miaolingu i furongu oraz dolnego furongu. Nieliczne trylobity, jakie udało się pozyskać z kamieniołomów na górze Wiśniówka, potwierdziły taki właśnie zasięg wiekowy.

Kolejne zespoły mikroflorystyczne rozpoznano w skałach formacji z Ameliówki i Brzezinek. Reprezentują one lokalne poziomy akritarchowe M-IX–M-XII (fig. 4; tab. 5; Szczepanik, 2009, 2010b) i zawierają znacznie bardziej zróżnicowane asocjacje mikroflory akritarchowej. W porównaniu do profilu kambryjskiego na bloku Narol–Biłgoraj, w Łysogórach brakuje dwóch charakterystycznych poziomów mikroflorystycznych (M-VII–M-VIII), co prawdopodobnie jest związane z luką sedymentacyjną przypadającą na wyższą część nadpoziomów trylobitowych *Parabolina spinulosa* i *Leptoplastus*. Okres środkowego, a szczególnie późnego furongu charakteryzował się gwałtownym rozwojem mikrofitoplanktonu (Servais i in., 2016), co skutkowało pojawieniem się w skałach licznych i szybko zmieniających się zespołów akritarchowych. Sekwencja ewoluujących zespołów mikroflorystycznych zawiera kilka charakterystycznych i łatwo identyfikowalnych zdarzeń, których obserwacja pozwala na stosunkowo łatwą orientację w profilu i wydzielenie kilku poziomów akritarchowych (fig. 4, 20; tab. 5), które dobrze korelują się z poziomami wyróżnianymi w innych obszarach występowania skał kambryjskich na świecie. Charakteryzuje się ona pojawieniem się form z rodzajów: *Ninadiacrodium i Gigadiacrodium,* stopniowym różnicowaniem się form o symetrii diakriodalnej oraz pojawianiem się charakterystycznych taksonów najwyższego furongu i pogranicza furongu i tremadoku (Szczepanik, 2009).

2.2. BLOK NAROL–BIŁGORAJ

2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Na podstawie analizy danych uzyskanych w efekcie interpretacji wyników głębokich sondowań sejsmicznych (Narkiewicz i in., 2014), pozycja bloku Narol–Biłgoraj lokuje się poza obszarem platformy wschodnioeuropejskiej, bezpośrednio na jej SW przedpolu. Jest to zgodne z poglądami reprezentowanymi wcześniej (Modliński, Szymański, 2005; Szymański, Pacześna, 2010). Nieco inną pozycję strukturalną zaproponowali Jaworowski i Sikorska (2006), którzy lokowali otwór Narol IG 1 na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej z uwagi na fakt sugerowanej

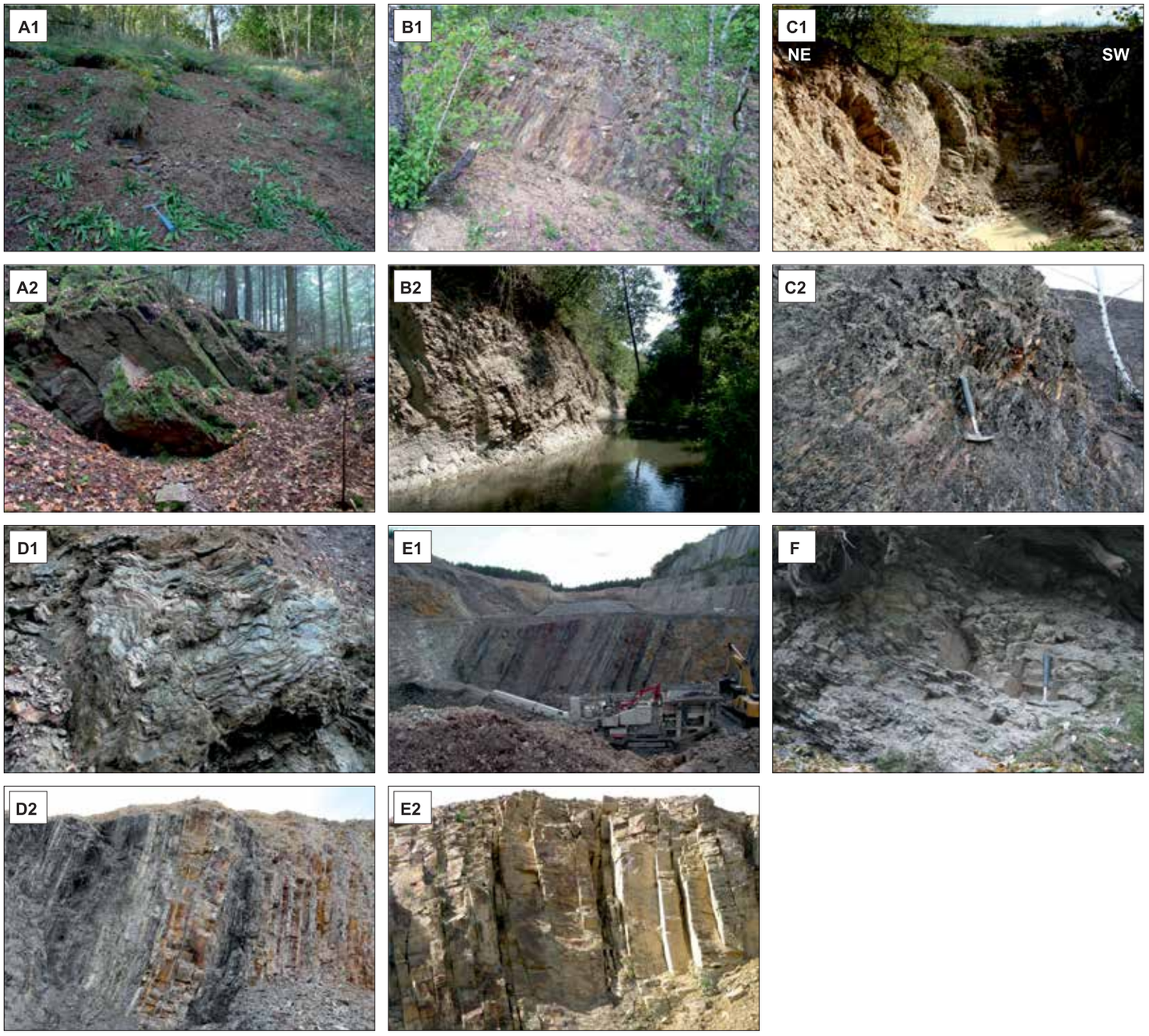


FIG. 17. Odsłonięcia skał kambru reprezentujących wydzielane w Górach Świętokrzyskich formacje litostratygraficzne:
A1 – łupki formacji Czarnej w Kotuszowie (ogniwo łupków z Kotuszowa) – stan na 2014 r. Fot. A. Żylińska;
A2 – łupki formacji z Ociesęk na Plebańskiej Górze w Jaworzni (ogniwo z Igrzycznej) – stan na 2021 r. Fot. D. Wieczorek;
B1 – łupki formacji z Ociesęk na Kapiej Górze w Wolicy (ogniwo z Igrzycznej) – stan na 2020 r. Fot. D. Wieczorek;
B2 – łupki formacji z Kamieńca (dolina Koprzywianki w Kamieńcu) – stan na 2006 r. Fot. S. Salwa;
C1 – łupki formacji ze Słowca na górze Kapustówka w Konarach – stan na 2021 r. Fot. Z. Szczepanik;
C2 – łupki formacji z Gór Pieprzowych – Góry Pieprzowe, Sandomierz – stan na 2010 r. Fot. J. Malec;
D1 – fyllity w obrębie formacji z Gór Pieprzowych, Kamecznica Podmąchocicka – stan na 2020 r. Fot. S. Salwa;
D2 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Podwiśniówka – stan na 2007 r. Fot. J. Malec;
E1 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Wiśniówka Duża – stan na 2020 r. Fot. S. Salwa;
E2 – skały formacji z Wiśniówki, kamieniołom Podwiśniówka – stan na 2007 r. Fot. J. Malec;
F – skały formacji z Klonówki, Chabowe Doły w przełomie Lubrzanki – stan na 2010 r. Fot. J. Malec

przez Lendzion (1988) luki stratygraficznej analogicznej do tej, jaka została rozpoznana w profilach kambru obniżenia bałtyckiego w północnej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Obecność tej luki została jednak zakwestionowana w efekcie badań mikroflorystycznych (Szczepanik, 2015b). We wszystkich głębokich wierceniach wykonanych na obszarze bloku Narol–Biłgoraj rozpoznano miąższe serie furongu. Skały te są z reguły zaburzone tektonicznie i nigdzie nie zostały przewiercone. Reprezentowane są przez kompleksy heterolitów piaskowcowo-mułowcowych z pakietami piaskowców kwarcytowych w spągu i skał iłowcowo-mułowcowych w stropie (najwyższy furong). Sukcesja ta przypomina sekwencję kambru łysogórskiego, choć niewątpliwie kompleksy heterolitowe wydają się być specyficzne dla bloku Narol–Biłgoraj.

2.2.2. Litostratygrafia

Miąższy kompleks skał terygenicznych kambru, nawiercony na bloku Narol-Biłgoraj, nie został do tej pory ujęty w żadną formalną jednostkę litostratygraficzną. W literaturze geologicznej używano dla tych skał roboczych wydzieleń (warstwy z Narola 1 i Narola 2

TAB. 5. Biozonacja akritarchowa, zespoły charakterystycznych taksonów i ich definicje w utworach kambru Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Definicja	Występowanie
M-XII (Szczepanik, 2009)	zasięg *Arbusculidium destombesii*	formacja z Brzezinek: strop sekwencji kambryjskich w otworach: Wilków 1, Daromin IG 1, Jeleniów PIG 1; warstwy z Narola: otwory Narol IG 1 i Narol PIG 2 (Szczepanik, 2009, 2015a, b)
M-XIb (Szczepanik, 2009)	FAD* *Arbusculidium* cf. *Arb. polypus*	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2 głęb. 3000,0–3015,0 m; formacja z Brzezinek i formacja z Lenarczyc: otwór Lenarczyce PIG 1 głęb. 39,7–135,0 m (współwystępowanie z M-XIa), (Szczepanik, 2009, 2015b)
M-XIa (Szczepanik, 2009)	FAD i liczna obecność *Acanthodiacrodium snookense*	formacja z Ameliówki: odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa; otwory: Wilków 1 głęb. 856,0–946,5 m; Daromin IG 1 głęb. 406,0 m; fm. z Brzezinek: otwór Lenarczyce PIG 1 głęb. 39,7–135,0 m; warstwy z Narola: otwór Narol IG 1 głęb. 3286,5–3295,0 m (Szczepanik, 2009, 2015a, b), furong – niższa i środkowa część poziomu *Peltura scarabeoides*
M-X (Szczepanik, 2009)	liczne występowanie: wielkie akritarchy *Solisphaeridium* sp. 1, 2 oraz *Gigadiacrodium* div. sp.	formacja z Ameliówki: odsłonięcie Chabowe Doły – młyn (Szczepanik, 2009)
M-IX (Szczepanik, 2009)	liczne: *Polygonium*, *Solisphaeridium*, *Actinotodissus*, wśród których bardzo często występuje *Dasydiacrodium obsonum*	formacja z Ameliówki: otwór Zabłocie IG 1 (głęb. 222,1–229,0 m), Lisie Jamy w przełomie Lubrzanki w Mąchocicach; warstwy z Narola: otwór Narol IG 1, głęb. 3321,0 m (Szczepanik i in., 2004b; Szczepanik, 2009, 2015b)
M-VIII (Szczepanik, 2009)	FAD *Actinotodissus achrasii* poziom rozkwitu *Trunuclomarium revinium*	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3159,0–3114,0 m, otwór Narol IG 1 w próbce z głęb. 3336,0 m (Szczepanik, 2015b)
M-VII (Szczepanik, 2009)	FAD *Ninadiacrodium caudatum*	warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6–3490 m (Szczepanik, 2015b)
M-VI (Szczepanik, 2009)	FAD *Vulcanisphaera africana*	formacja z Wiśniówki: północna ściana kamieniołomu Wiśniówka Wielka (Żylińska i in., 2006); warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6–3490 m (Szczepanik, 2015b)
M-V (Szczepanik, 2009)	FAD *Vulcanisphaera turbata*, zdecydowany spadek liczby form *Timofeeva lancarae*	formacja z Wiśniówki: kamieniołom Wiśniówka Wielka (Żylińska i in., 2006), warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3490–3544 m (Szczepanik, 2015b)
M-IV (Szczepanik, 2009)	FAD *Vulcanisphaera spinulifera*, która występuje licznie z *T. lancarae*	formacja z Wiśniówki: kamieniołomy Podwiśniówka i Wiśniówka Mała (Żylińska i in. 2006); warstwy z Narola: otwór Narol PIG 2, głęb. 3544–3650 m (Szczepanik, 2015b)
M-III (Szczepanik, 2009)I	FAD *Timofeevia phosphoritica* i *T.* cf. *lancarae,* zanik akritarch z rodzaju *Elliasum*	formacja z Gór Pieprzowych: Marcinkowice k. Opatowa, kamecznica podmąchocicka w Łysogórach (Szczepanik, 2001, 2009)
M-II (Szczepanik, 2009)	liczna obecność *Cristallinium cambriense* w asocjacji z *Eliasum llaniscum*, *Heliosphaeridium* div. sp., *Retisphaeridium* div. sp., *Cymatiosphaera* div. sp.	formacja z Gór Pieprzowych: okolice Sandomierza i wiercenia w okolicach Jurkowic k. Opatowa (Szczepanik, 2001, 2009); warstwy z Kobiernik: odsłonięcie w Lenarczycach (Żylińska, Szczepanik, 2009)
M-I (Szczepanik, 2009)	współwystępowanie *Skiagia insignis* i *Adara alea*	warstwy z Kobiernik: otwór Lenarczyce PIG 1 (Żylińska, Szczepanik, 2009)
Volkovia dentifera–Liepaina plana (Moczydłowska, 1991)	pojawienie się po raz pierwszy form indeksowych, zanik powszechnie wcześniej występujących form *Skiagia*	formacja z Kamieńca: odsłonięcie w stratotypowym profilu w Kamieńcu, otwór Zaręby IG 2 (Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2019)
Heliospharidium dissimilare–Skiagia ciliosa (Moczydłowska, 1991)	obok *Skiagii* pojawiają się nowe formy: *Parmasphaeridium implicatum*, *Eklundia varia, Polygonium* sp. i *Multisphaeridium* sp.	formacja z Ociesęk: centralna i wschodnia część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, Żylińska, 2012)
Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea (Moczydłowska, 1991)	pojawienie się zróżnicowanych morfologicznie i licznych form z rodzaju *Skiagia.* Maksimum rozwojowe populacji tego rodzaju	formacja Czarnej: wyższa część profilu Kotuszów–Jasień (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021); kambr w dolinie chęcińskiej (Skolimowska, 2023)
Fimbriaglomerella membranacea–Globosphaeridium cerinum (Szczepanik, Żylińska, 2021)	współwystępowanie obu indeksowych taksonów. Bez obecności jakichkolwiek form z rodzaju *Skiagia*, które pojawiają się później w profilu	formacja Czarnej: Kotuszów (skarpa za rzeką), częściowo także w odsłonięciach na południe od Kotuszowa (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021)
Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum (Moczydłowska, 1991)	współwystępowanie obu indeksowych taksonów. Pojawienie się rodzajów *Pulvinosphaeridium, Variosphaeridium*	formacja Czarnej: otwór Zbrza PIG 2 oraz odsłonięcia na południe od Kotuszowa (Szczepanik, Żylińska, 2016, 2021)

* FAD (ang. *first appearance datum*) – pierwsze pojawienie się

Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
ścisłe pogranicze furongu i tremadoku – nie można wykluczyć obecności najniższego tremadoku (Szczepanik, 2009, 2015a, b)	liczny i bardzo zróżnicowany zespół mikroflorystyczny z szeregiem charakterystycznych taksonów ścisłego pogranicza kambr/ordowik; występuje w wielu rejonach świata (Vanguestaine, 1974; Martin, Dean, 1981, 1988; Vanguestaine, van Looy, 1983; Volkova, 1990; Vecoli, 1990; Parsons, Anderson, 1996, 2000)
furong górny – pogranicze nadpoziomów *Peltura i Acerocarina* (Szczepanik, 2009, 2015b).	na Nowej Fundlandii zespoły akritarch *RA7a–RA8* odpowiadajace tej mikroflorze współwystępują z trylobitami najwyższych podpoziomów poziomu *Peltura scarabaeoides* oraz niższych poziomów nadpoziomu *Acerocare* (Parsons, Anderson, 2000)
furong górny – w otworze Wilków IG 1 rozpoznano współwystępujące z mikroflorą trylobity podpoziomu *Ctenopyge linnarsoni* poziomu *Peltura scarabeoides* (Żylińska, 2002)	*Acanthodiacrodium snookense* jest taksonem przewodnim dla poziomu RA6b na Nowej Funlandii (Parsons, Anderson, 2000); na Nowej Fundlandii zespół zawierający tę palinomorfę występuje z trylobitami niższej i środkowej części poziomu *Peltura scarabaeoides*
furong – wyższa część poziomu *Peltura minor* – podpoziomów *Ctenopyge tumida* i *C. affinis* (Żylińska, 2002)	unikalny zespół, prawdopodobnie związany z lokalnymi doskonałymi warunkami bytowania mikroflory. Nie udało się odnaleźć analogicznych asocjacji na innych obszarach występowania skał kambryjskich. Bogaty zespół trylobitów pozwala na precyzyjne określenie wieku skał
furong – poziom *Protopeltura praecursor.* Na postawie lokalnych danych trylobitowych (Żylińska, 2002)	w obu profilach świętokrzyskich, w których rozpoznano poziom akritarchowy M IX znaleziono trylobity wskazujące obecność poziomu *Protopeltura praecursor.* Bardzo podobny zespół akritarch RA5 rozpoznano na Nowej Fundlandii (Parsons, Anderson, 2000), gdzie również rozpoznano zbliżony wiekowo zespół trylobitowy (Parsons, Anderson, 2000)
furong – odpowiednik wyższej części poziomu *Parabolina spinulosa*, być może także nadpoziomu *Leptoplastus* [na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Martin, Dean (1981, 1988)]	z uwagi na bardzo charakterystyczny skład taksonomiczny, asocjacja tego zespołu łatwa do zidentyfikowanie na wielu obszarach występowania skał furongu (Vanguestaine 1974; Volkova, 1990; Parsons, Anderson, 2000); jedyne profile, gdzie te poziomy mają dobrą dokumentację makrofaunistyczną, znajdują się na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988); dane te wskazują na pogranicze poziomów *Parabolina spinulosa i Leptoplastus*
furong – odpowiednik wyższej części poziomu *P. spinulosa* (na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Martin i Dean, 1981, 1988)	zespół zony M-VII najlepiej koreluje się ze strefą przejściową pomiędzy mikroflorą A3a i A3b; liczny i bogaty zespół trylobitów z Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988) pozwala w sposób wiarygodny umieścić pogranicze tych poziomów w pobliżu granicy poziomów trylobitowych *Parabolina brevispina* i *P. spinulosa* (w obrębie nadpoziomu *Parabolina spinulosa*) (Parsons, Anderson, 2000)
furong – odpowiednik poziomu *Parabolina brevispina* w niższej części nadpoziomu *Parabolina*. Na postawie lokalnych danych trylobitowych (Żylińska, 2002; Żylińska i in., 2006)	w odsłonięciu Wiśniówka Duża rozpoznano trylobita *Protopeltura aciculata* (Żylińska i in., 2006). Jest on przewodniego dla poziomu *Parabolina brevispina* w nadpoziomie *Parabolina spinulosa;* zespół akritarchowy tej zony korelują się z biozoną A3a, rozpoznaną na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988)
dolny furong odpowiednik nadpoziomów *Glyptagnostus.reticulatus–Olenus* [na podstawie korelacji z Nową Fundlandią – Parsons, Anderson (2000); Żylińska i in., (2006)]	podobne zespoły mikroflory rozpoznano na Nowej Fundlandii na pograniczu zon A2 i A3 z uwagi na spadek liczebności populacji *Timofeevia lancarae* oraz jednoczesne pojawienie się form o charakterze pośrednim pomiędzy *Vulcanisphaera turbata* i *V. africana* (Martin, Dean, 1988). Mikroflora ta występuje w profilu nieco powyżej stanowisk makrofauny dokumentujących nadpoziom *Homagnostus obesus*, a poniżej skał zawierających skamieniałości przewodnie dla poziomu *Parabolina spinulosa*
najniższy furong, pogranicze miaolingu–furong, być może najwyższy miaoling (Żylińska i in., 2006)	w otworze wiertniczym Narol PIG 2, w skałach zawierających zespół akritarchowy poziomu M-IV na głęb. 3649,0 m znaleziono trylobity *Homagnostus obesus* i *Olenus transversus* (Lendzion *w*: Jendryka-Fuglewicz 1995). Formy te są przewodnie dla najniższego nadpoziomu trylobitowego furongu: *Glyptagnostus reticulatus;* zespół wykazuje duże podobieństwo do zespołu WK1 kratonu wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990), poziomu A2 Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981)
miaoling – wyższa część poziomu *Paradoxides paradoxissimus* i poziom *Paradoxides forchhammeri* (Szczepanik, 2001, 2009)	poziom wykazuje bardzo dobrą korelację z kompleksem akritarchowym *SK2*, wyróżnionym przez Volkovą (1990) na obszarze syneklizy moskiewskiej, gdzie w jego stropie znaleziono trylobity dokumentujące obecność nadpoziomu trylobitowego *Paradoxides forchhameri* (Volkova, 1990). Spągowa część zony A2 na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1981, 1988), gdzie jest datowana trylobitami na nadpoziom *Par. forchhammeri*
niższa część miaolingu. Poziomy *Acadoparadoxides oelandicus* (wyższa część) i niższa część *Paradoxides paradoxissimus*. Szeroki zasięg stratygraficzny (Żylińska, Szczepanik, 2009)	popularny zespół asocjacji *Eliasum–Cristallinium* rozpowszechniony w bardzo wielu profilach na świecie, korelowany z zoną SK-1 na platformie wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990; Moczydłowska, 1991); także zony BAMA VIII, IX na Górnym Śląsku (Jachowicz-Zdanowska, 2013); na Nowej Fundlandii zespół o podobnym charakterze reprezentuje mikroflorę A0 i jest datowany za pomocą trylobitów na środkową część nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* (Martin, Dean, 1984)
pogranicze 2 oddziału kambru i miaolingu (Żylińska, Szczepanik, 2009)	zespół o charakterze przejściowym pomiędzy zespołami 2 oddziału kambru i miaolingu; najbardziej podobny do zespołów piętra Kibart na obszarze Litwy. Unikalny zespół o cechach mieszanych, ale już z obecnością form uznawanych za przewodnie dla miaolingu (Volkova, Kiryanov, 1995)
kambr protolenusowy – piętro 4, 2 oddział kambru (Żylińska, Szczepanik, 2009)	w obu stanowiskach, w jakich znaleziono zespół akritarchowy tej zony, są obecne przewodnie trylobity poziomu *Protolenus* (Żylińska, Szczepanik, 2009); unikalna w skali całego świata możliwość korelowania zonacji trylobitowyh i akritarchowych, w tym fragmencie profilu
oddział 2 – pogranicze piętra 3 i 4 (Szczepanik, 2009)	skały zawierające ten zespół akritarchowy zawierają także trylobity poziomu *Holmia kjerulfi;* liczne profile skał dolnokambryjskich na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej i wielu innych obszarów na świecie
pogranicze terenew – 2 oddział kambru – niższa część 3 piętra kambru (Szczepanik, Żylińska, 2021)	prawdopodobnie skały reprezentują pogranicze terenewu i 2 oddziału kambru; brak danych trylobitowych uniemożliwia bardziej precyzyjną korelację; liczne profile skał dolnokambryjskich na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej i wielu innych obszarów na świecie
terenew – wyższa część (Szczepanik, Żylińska, 2021)	zespół o charakterze przejściowym pomiędzy zonami *S. ornata–F. membranacea* i *A. tornatum–C. velvetum;* brak analogicznych zespołów w znanych profilach
terenew (środkowa część) – pogranicze fortunu i 2 piętra kambru (Szczepanik, Żylińska, 2021)	profile terenewu na lubelskim skłonie i innych obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Paškevičiene,1980; Moczydłowska, 1991; Volkova i in., 1983); obecność formy przewodniej *Pulvinosphaeridium antiquum* pozwala na jednoznaczne zaliczenie skał do terenewu

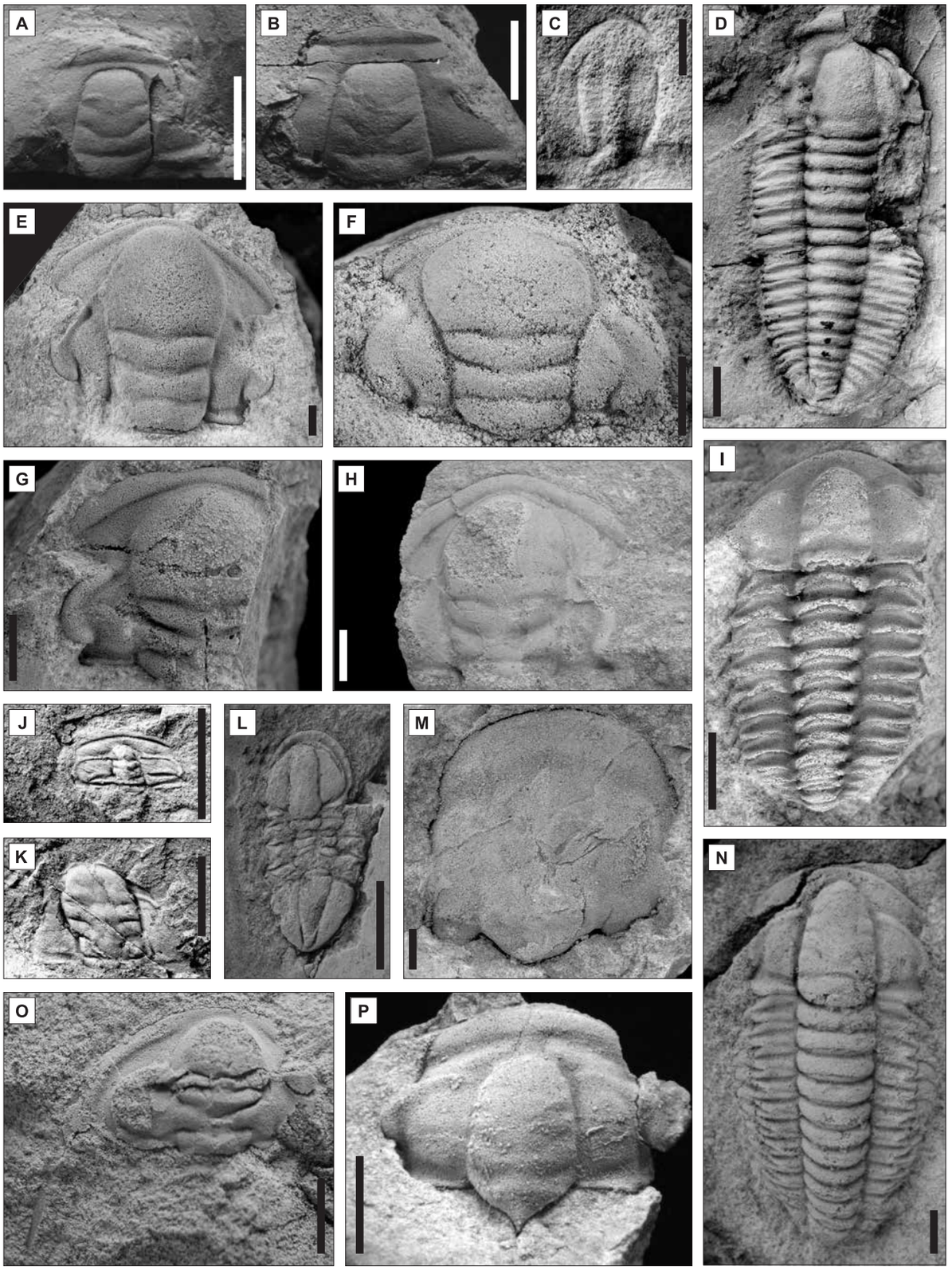


FIG. 18. Trylobity z utworów kambru Gór Świętokrzyskich: **A** – *Parabolina* (*Neoparabolina*) *frequens* (Barrande), otwór Bukowiany 1a, głęb. 238–243 m, furong, nadpoziom *Acerocarina*, formacja z Brzezinek; **B** – *Leptoplastides latus* (Tomczykowa), otwór Jeleniów 3, głęb. 160 m, furong, formacja z Brzezinek; **C** – *Protopeltura aciculata* (Angelin), kamieniołom Wiśniówka Duża, furong, nadpoziom Olenus – poziom *Parabolina spinulosa*, poziom *Parabolina brevispina* formacja z Wiśniówki; **D** – *Aphelaspis rara* (Orłowski), kamieniołom Wiśniówka Duża, furong, nadpoziom Olenus – poziom *Parabolina spinulosa*, za Nielsen i in., 2014, formacja z Wiśniówki; **E** – *Acadoparadoxides slowiecensis* (Czarnocki *w*: Orłowski, 1965), góra Słowiec, miaoling, poziom *Acadoparadoxides slowiecensis–Hydrocephalus*? *polonicus*, formacja ze Słowca; **F** – *Hydrocephalus*? *polonicus* (Czarnocki *w*: Orłowski, 1965), góra Słowiec, miaoling, poziom *Acadoparadoxides slowiecensis–Hydrocephalus*? *polonicus*, formacja ze Słowca; **G** – *Acadoparadoxides kozlowskii* (Orłowski), MWGUW ZI/29/3210, Jugoszów, pogranicze oddziału 2 i miaolingu, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi–Acadoparadoxides kozlowskii*, formacja z Usarzowa; **H** – *Acadoparadoxides samsonowiczi* (Orłowski), Sternalice, pogranicze oddziału 2 i miaolingu, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi–Acadoparadoxides kozlowskii*, formacja z Usarzowa; **I** – *Latikingaspis samsonowiczi* (Orłowski), Jugoszów, pogranicze oddziału 2 i miaolingu, poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi – Acadoparadoxides kozlowskii*, formacja z Usarzowa; **J** – *Protolenus* (*Hupeolenus*) *czarnockii* Orłowski et Bednarczyk, otwór Zaręby 2, głęb. 1336,5–1337,0 m, oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **K** – *Strettonia cobboldi* Orłowski et Bednarczyk, otwór Zaręby 2, głęb. 1336,5–1337,0 m; oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **L** – *Serrodiscus primarius* Orłowski, Kamieniec zapora, oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **M** – *Kingaspidoides sanctacrucensis* (Czarnocki), Widełki–Łapigrosz; oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, formacja z Ociesęk; **N** – *Protolenus (Protolenus) expectans* Orłowski, Nowa Łagowica, oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, formacja z Kamieńca; **O** – *Holmia marginata* Orłowski, Igrzyczna, oddział 2, poziom *Holmia–Schmidtiellus*, formacja z Ociesęk; **P** – *Strenuella polonica* Czarnocki, Leśniakowa Dębina, oddział 2, poziom *Holmia–Schmidtiellus*, formacja z Ociesęk. Skala liniowa 0,5 cm.
Fotografie autorstwa A. Żylińskiej zamieszczone w publikacjach w Acta Geologica Polonica: A –D – Żylińska (2001); E–F – Nowicki, Żylińska (2021); G–N – Żylińska, Szczepanik (2009); O–P – Żylińska (2013) wykorzystano dzięki zgodzie autorki i redakcji wydawnictwa – za co autorzy wyrażają serdeczne podziękowania

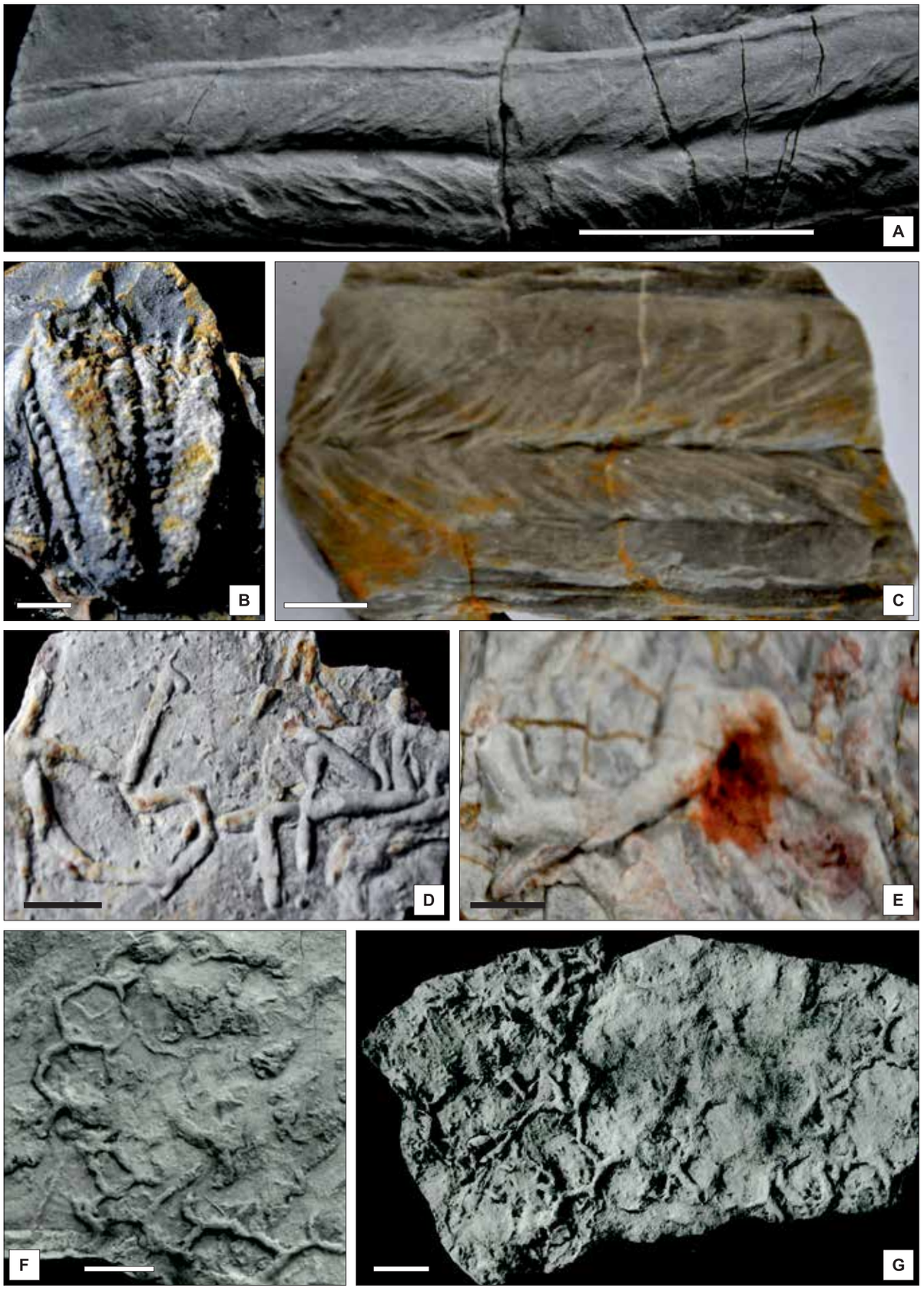


FIG. 19. Skamieniałości śladowe z utworów kambru Gór Świętokrzyskich – przykładowe ichnogatunki: **A** – *Cruziana semiplicata* Salter, MUZ PIG 1689.II.57, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*,poziom *Parabolina spinulosa,* formacja z Wiśniówki*;* **B** – *Rusophycus polonicus* Orłowski, Radwański et Roniewicz, MUZ PIG 1689.II.56, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa,* formacja z Wiśniówki; **C** – *Cruziana semiplicata Salter*, MUZ PIG 1716.II. 26, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa,* formacja z Wiśniówki*;* **D** – *Treptichnus rectangularis* Orłowski et Żylińska, MUZ PIG. 1689. II. 62, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa,* formacja z Wiśniówki; **E** – *Treptichnus pedum* (Seilacher), MUZ PIG. 1819. II. 4, Wiśniówka Duża, kambr, furong, nadpoziom *Olenus*, poziom *Parabolina spinulosa*, formacja z Wiśniówki; **F** – *Paleodictyon majus* Meneghini, MUZ PIG.1556.II.1 kambr, oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, Zbelutka-Kędziorka, formacja z Ociesęk; **G** – *Paleodictyon* isp. MUZ PIG.1556.II.3, kambr, oddział 2, poziom *Protolenus–Issafeniella*, Zbelutka-Kędziorka, formacja z Ociesęk. Skala liniowa 1 cm; okazy A–E – blok łysogórski; okazy F–G – kieleckie pasmo fałdowe. Wszystkie fotografie i układ planszy autorstwa J. Pacześnej

– Jaworowski, Sikorska, 2006; warstwy z Narola – Wagner, 2008). W zgeneralizowanym dla całego bloku profilu skał kambryjskich indywidualizuje się kilka skalnych kompleksów, które niewątpliwie zasługują na wydzielenie ich jako samodzielnych jednostek litostratygraficznych.

Są to, w kolejności stratygraficznej, pakiet heterolitowo-mułowcowy nawiercony w spągu wiercenia Narol PIG 2, kompleks z dużym udziałem miąższych ławic piaskowców, miąższy kompleks heterolitowy i w stropie pakiet iłowców pogranicza furongu i tremadoku (fig. 21).

2.2.3. Biostratygrafia

Występowanie skał kambryjskich w rejonie Narola udowodniono przez udokumentowanie obecności trylobita oznaczonego przez Pawłowskiego (1992) jako *Parabolina spinulosa* w profilu otworu wiertniczego Dyle IG 1. W wierceniu Narol PIG 2 trylobity stwierdzono w spągu (głęb. 3649 m), gdzie rozpoznano także taksony: *Homagnostus obesus* i *Olenus* (Jendryka-Fuglewicz, 1995, 2015), co pozwoliło zaliczyć całą sekwencję kambryjską tego wiercenia do furongu. Trzeba jednak zauważyć, że w tym samym profilu, na głęb. 3504–3515 m, Jendryka-Fuglewicz (2015) znalazła trylobita *Agnostus pisiformis,* którego obecność mogłaby wskazywać na najmłodszy poziom miaolingu. Tymczasem nie ma żadnych przesłanek tektonicznych wskazujących na odwrócenie serii skalnej w profilu tego otworu. Wyniki badań trylobitów w rejonie Narola wymagają zatem prac rewizyjnych. Liczne, chociaż nie najlepiej zachowane trylobity, wskazujące na obecność skał najwyższego furongu, zostały odnalezione w kompleksach iłowcowych, podścielających skały ordowickie w profilach otworów Narol IG 1 i Narol PIG 2 (Leszczyński i in., 2015).

W profilach otworów wiertniczych (Narol IG 1, Narol PIG 2) rozpoznano liczne, bogate i zróżnicowane zespoły kambryjskiej mikroflory akritarchowej (Szczepanik, 2015b). Można w nich prześledzić charakterystyczną sekwencję pojawiania się zespołów palinomorf opisywaną z innych regionów, w szczególności zaś z profili furongu Nowej Fundlandii. Rozpoznane na bloku Narol–Biłgoraj zespoły palinomorf wykazują wielkie podobieństwo do równowiekowych asocjacji mikroflorystycznych z Gór Świętokrzyskich. W wierceniach z okolic Narola stworzono regionalny schemat biostratygraficzny o doskonałej korelacji z obszarem Gór Świętokrzyskich (tab. 5; fig. 21). W przeciwieństwie do obszaru łysogórskiego, profile okolic Narola prezentują pełen profil furongu – od najstarszych zespołów pogranicza miaolingu i furongu po pogranicze tego ostatniego z tremadokiem. Duża dynamika ewolucji mikrofitoplanktonu w furongu pozwoliła na wydzielenie 10 poziomów (M-IV–M-XII), ich definicję i charakterystykę (fig. 21, 22). Poziomy te dobrze korelują się nie tylko z profilem kambru platformy wschodnioeuropejskiej (np. Volkova, 1990), ale także Nowej Fundlandii i innymi obszarami występowania skał furongu na świecie: Olandii (np. Di Mila i in., 1989) i północnej Norwegii (Welsch, 1986), paleozoicznych masywów francusko-belgijskich (np. Vanguestaine, 1974), obszaru śródziemnomorskiego (np. Albani i in., 2006), a także arktycznych obszarów Rosji (Moczydłowska, Stockfors, 2004). Szczególnie istotne dla problematyki regionalnej stratygrafii skał kambryjskich jest współwystępowanie charakterystycznego zespołu mikroflory M-IV z trylobitami *Homagnostus obesus* i *Olenus* (Jendryka-Fuglewicz, 1995). Pozwoliło to na pośrednie określenie wieku najstarszych skał furongu w Górach Świętokrzyskich.

FIG. 20. Zespoły akritarchowe z utworów kambru Gór Świętokrzyskich – przykładowe gatunki:
ZESPÓŁ A: **A** – *Pulvinosphaeridium antiquum* Paškevičiene, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 20,3 m; **B** – *Variosphaeridium sanctacrucensis* Szczepanik, Żylińska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 50,7 m; **C** – *Comasphaeridium agglutinatum* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 20,2 m; **D** – *Pterospermella velata* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 63,0 m; **E** – *Comasphaeridium velvetum* Moczydłowska, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 57,0 m; **F** – *Granomarginata prima* Naumova, otwór Zbrza PIG 2, głęb. 51,2 m; **G** – *Asteridium tornatum* (Volkova), Kotuszów, odsłonięcie na południe od wsi;

ZESPÓŁ B: **A** – *Lophosphaeridium dubium* (Volkova), otwór Ostrówka P1, głęb. 23,0 m; **B** – *Globosphaeridium cerinum* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **C** – *Fimbriaglomerella membranacea* (Kiryanov), Kotuszów, odsłonięcie na południe od wsi; **D** – *Granomarginata squamacea* Volkova, otwór Zbrza PIG 1, głęb. 128,0 m; **E** – *Pterospermella vitalis* Jankauskas, Kotuszów, odsłonięcie na południe od wsi; **F** – *Aliumella baltica* Vanderflit, Kotuszów, odsłonięcie „za mostem"; **G** – *Asteridium lanatum* (Volkova), Kotuszów, odsłonięcie „za mostem";

ZESPÓŁ C: **A** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Ostrówka P1, głęb. 23,0 m; **B** – *Skiagia ornata* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **C** – *Skiagia* cf. *scotica* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **D** – *Skiagia* cf. *pura* Moczydłowska, Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **E** – *Skiagia compressa* (Volkova), Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **F** – *Ichnosphaera* sp., Chęciny, estakada drogi ku Brzezinom; **G** – *Ichnosphaera delicata* Jachowicz-Zdanowska, Nowa Łagowica stary łom;

ZESPÓŁ D: **A** – *Skiagia ciliosa* (Volkova), Nowa Łagowica stary łom; **B** – *Skiagia ciliosa* (Volkova), Nowa Łagowica stary łom; **C** – *Polygonium* sp. odsłonięcie „dąb" k. Klimontowa; **D** – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), odsłonięcie „dąb" k. Klimontowa; **E** – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), Nowa Łagowica stary łom; **F** – *Skiagia brachyspinosa* (Kiryanov), Kamieniec odsłonięcie „tamka";

ZESPÓŁ E: **A** – *Lophosphaeridium variabile* Volkova, otwór Zaręby 2, głęb. 1367,0 m; **B** – *Leiovalia tenera* Kiryanov, Kamieniec odsłonięcie „tamka"; **C** – *Volkovia dentifera* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; **D** – *Celtiberium dedalinum* Fombella, otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; **E** – ?*Liepaina* sp., otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; **F** – *Heliosphaeridium* cf. *notatum* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m; **G** – *Eklundia varia* (Volkova), otwór Zaręby 2, głęb. 1290,0 m;

ZESPÓŁ F: **A** – *Liepaina plana* Yankauskas et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; **B** – *Skiagia insignis* (Fridrichsone), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; **C** – *Adara alea* Martin, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; **D** – *Eliasum* cf. *llaniscum* Fombella, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 138,4 m; **E** – *Comasphaeridium silesiense* Moczydłowska, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 132,5 m; **F** – *Comasphaeridium longispinosum* Hagenfeldt, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 136,2 m;

ZESPÓŁ G: **A** – *Eliasum llaniscum* Fombella, Lenarczyce odsłonięcie k. zbiorników wodociągowych; **B** – *Eliasum llaniscum* Fombella, otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; **C** – *Cristallinium cambriense* (Slavíkova), Lenarczyce, odsłonięcie k. zbiorników wodociągowych; **D** – *Cristallinium cambriense* (Slavíkova), otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; **E** – *Comasphaeridium silesiense* Moczydłowska, Lenarczyce, odsłonięcie k. zbiorników wodociągu; **F** – *Heliosphaeridium notatum* (Volkova), otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; **G** – *Retisphaeridium dichamerum* Staplin, Jansonius et Pockok, otwór Kobylanki 1, głęb. 16,5 m; **H** – *Cristallinium ovillense* (Cramer et Diez), otwór Kobylanki 1, głęb. 26,5 m; **I** – *Celtiberium* sp., otwór Kobylanki 1, głęb. 26,5 m;

ZESPÓŁ H: **A** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, odsłonięcie Marcinkowice; **B** – *Timofeevia* cf. *estonica* Volkova, odsłonięcie Marcinkowice; **C** – *Timofeevia* cf. *lancarae* (Cramer et Diez), odsłonięcie Marcinkowice; **D** – *Cristallinium randomense* (Martin), odsłonięcie Marcinkowice; **E** – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, otwór Kobylanki 1, głęb. 25,5 m; **F** – *Cymatiosphaera cramerii* Slavikova, odsłonięcie „Kamecznica Podmąchocicka";

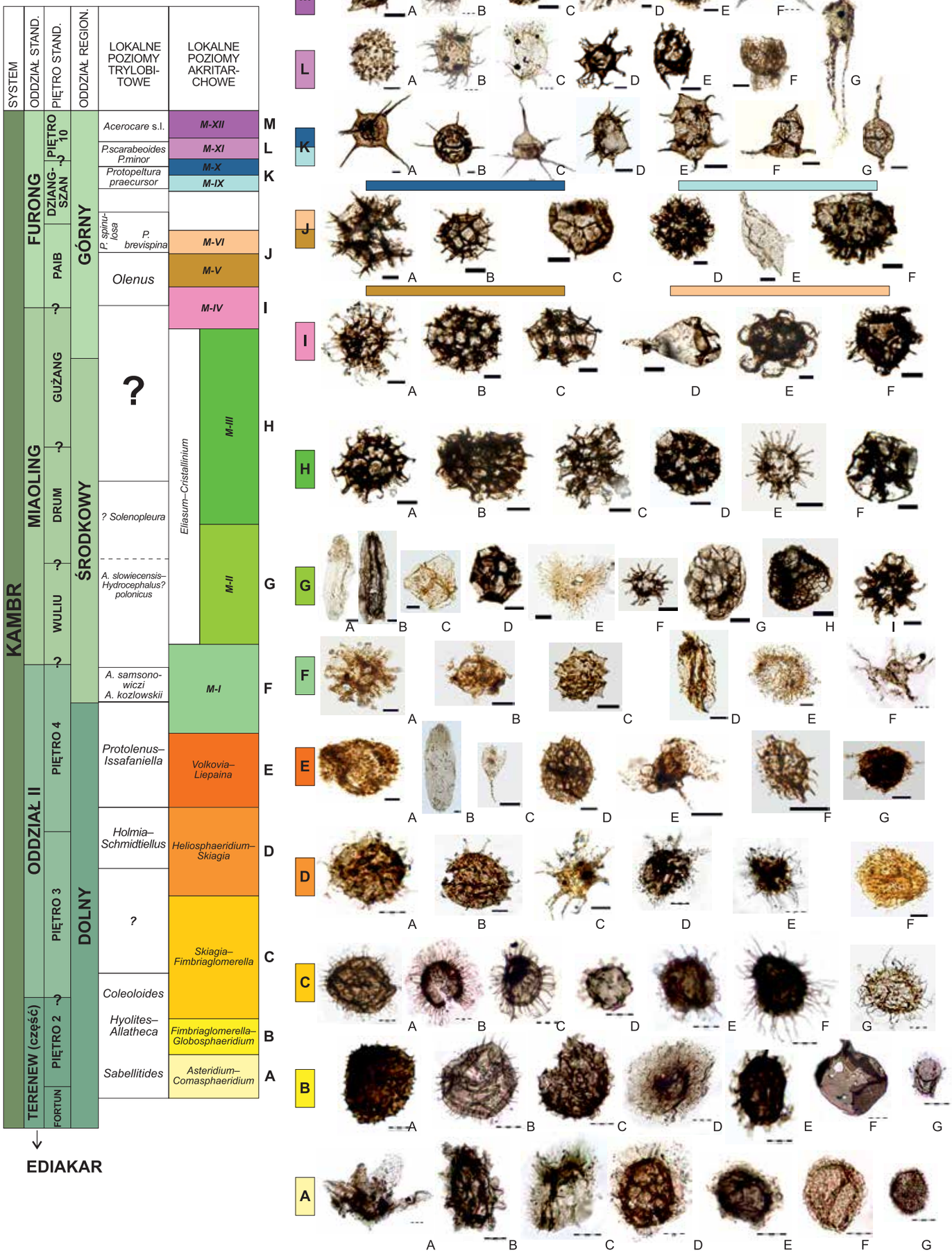
ZESPÓŁ I: **A** – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), kamieniołom Podwiśniówka; **B** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), kamieniołom Wiśniówka Mała; **C** – *Vulcanisphaera spinulifera–tutbata* (forma przejściowa), kamieniołom Wiśniówka Mała; **D** – *Pirea orbicularis* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Mała; **E** – *Stelliferidium* cf. *magnum* Palacios, kamieniołom Wiśniówka Mała; **F** – *Cymatiogalea velifera* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Mała;

ZESPÓŁ J: **A** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, kamieniołom Wiśniówka Duża; **B** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), kamieniołom Wiśniówka Duża; **C** – *Cymatiogalea* cf. *cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; **D** – *Vulcanisphaera tutbata–africana* (forma przejściowa), kamieniołom Wiśniówka Duża; **E** – *Poikilofusa* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; **F** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża;

ZESPÓŁ K: **A** – *?Solisphaeridium mutabile* (Di Milia et al.), odsłonięcie Chabowe Doły; **B** – *Solisphaeridium lucidum* (Deunff), odsłonięcie Chabowe Doły; **C** – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau 1985, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 132,2 m; **D** – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **E** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **F** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **G** – *Lustia* sp., otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m;

ZESPÓŁ L: **A** – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anders, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 134,5 m; **B** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 131,7 m; **C** – *Arbusculidium* cf. *A. polypus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **D** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; **E** – *Nellia sukatschevii* (Timofeev), otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; **F** – *Elenia armillata* (Vanderlift) odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **G** – *Arbusculidium perlongum* Di Milia, Ribecai, Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m;

ZESPÓŁ M: **A** – *Arbusculidium destombesii* Deunff, otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; **B** – *Vulcanisphaera simplex* Jardiné, Combaz, Magloire, Peniguel and Vachey, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; **C** – *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie), otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; **D** – *Baltisphaeridium capilla*tum (Naumova) otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 42,5 m; **E** – *Athabascella* sp., otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 50,5 m; **F** – *Ruvalia* sp., otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 39,7 m.
Skala liniowa 10 μm


SYSTEM
ODDZIAŁ STAND.
PIĘTRO STAND.
ODDZIAŁ REGION.
LOKALNE POZIOMY TRYLOBITOWE
LOKALNE POZIOMY AKRITARCHOWE
KAMBR
ODDZIAŁ II
TERENEW (część)
FORTUN
PIĘTRO 2
PIĘTRO 3
PIĘTRO 4
PIĘTRO 10
DOLNY
ŚRODKOWY
GÓRNY
WULIU
DRUM
GUŻANG
PAIB
DZIANG-SZAN
MIAOLING
FURONG
Acerocare s.l.
P.scarabeoides P.minor
Protopeltura praecursor
P. spinulosa
P. brevispina
Olenus
?
? Solenopleura
A. slowiecensis–Hydrocephalus? polonicus
A. samsonowiczi A. kozlowskii
Protolenus–Issafaniella
Holmia–Schmidtiellus
?
Coleoloides
Hyolites–Allatheca
Sabellitides
Eliasum–Cristallinium
M-XII
M-XI
M-X
M-IX
M-VI
M-V
M-IV
M-III
M-II
M-I
Volkovia–Liepaina
Heliosphaeridium–Skiagia
Skiagia–Fimbriaglomerella
Fimbriaglomerella–Globosphaeridium
Asteridium–Comasphaeridium
M
L
K
J
I
H
G
F
E
D
C
B
A
EDIAKAR

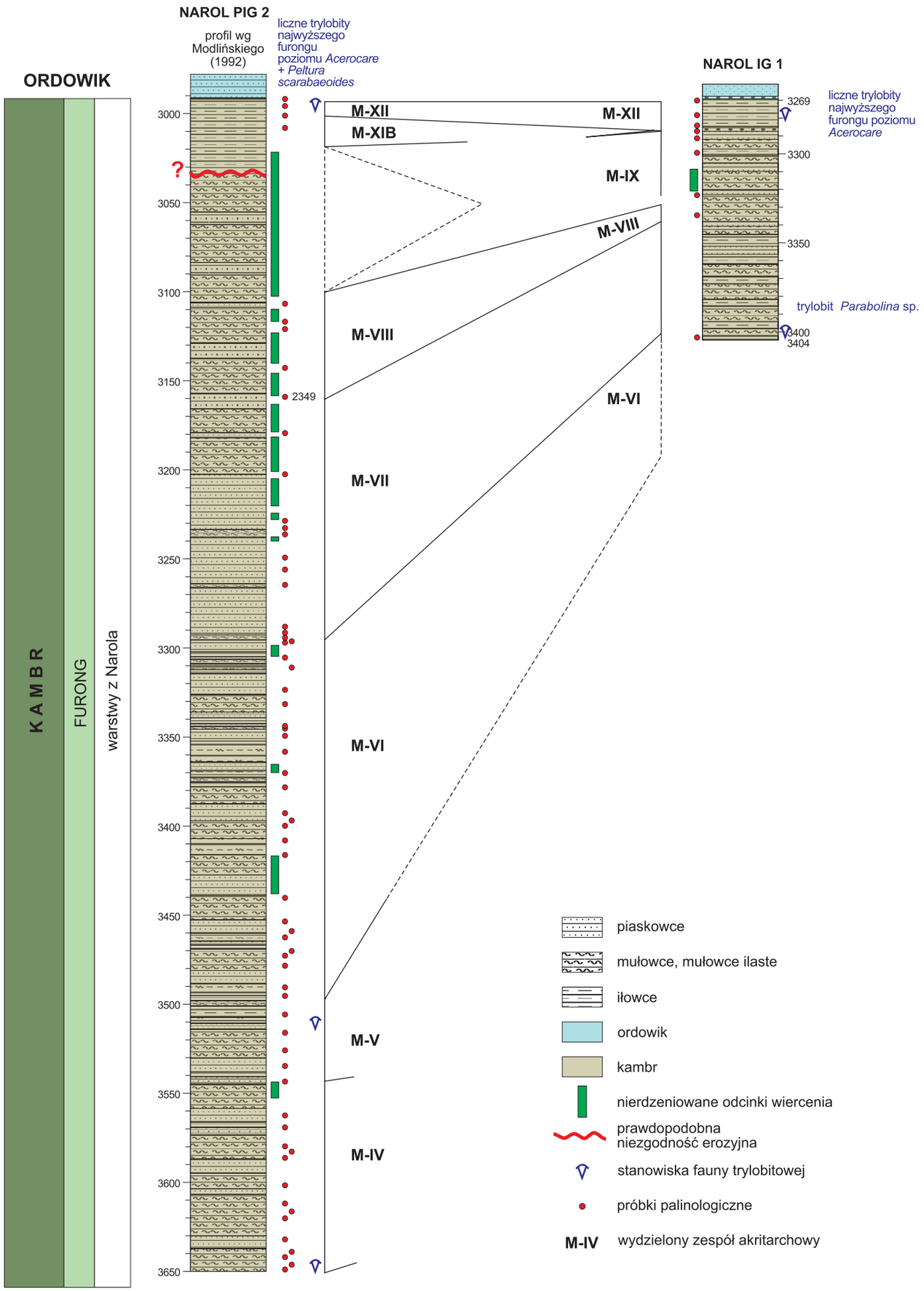


FIG. 21. Korelacja utworów kambru z profili otworów wiertniczych Narol IG 1 i Narol PIG 2 na podstawie zespołów akritarch (wg Szczepanika, 2015a, b)

Blok małopolski

3

3.1. REGION KIELECKI – KIELECKIE PASMO FAŁDOWE

Zbigniew Szczepanik

3.1.1. Wstęp

Region kielecki jest zlokalizowany w północnej części bloku małopolskiego, powszechnie uznawanego za niezależny blok skorupy ziemskiej usytuowany w obrębie szeroko rozumianej strefy szwu transeuropejskiego (TESZ). W literaturze geologicznej, przy omawianiu problematyki facjalnej i stratygraficznej, ten obszar jest nazywany regionem kieleckim, a przy rozważaniu zagadnień tektonicznych – kielecką strefą fałdów (Żelaźniewicz i in., 2011). W wypadku skał kambryjskich, podział ten ma charakter arbitralny, wynikający jedynie z tradycji. Skały kambryjskie tworzą ciągły – obejmujący oba regiony: kielecki i łysogórski – kompleks stratygraficzno-litologiczny, w którym od południa ku północy odsłaniają się kolejno, w porządku stratygraficznym, coraz to młodsze utwory, obejmując w sumie prawie pełny profil kambru – od środkowego terenewu po najwyższy furong (fig. 15, 16). Po obu stronach uskoku świętokrzyskiego występują w większości skały różnego wieku, których nie można ze sobą porównywać (Michniak, Orłowski, 1963), a równowiekowe osady występujące na pograniczu obu tych regionów wykazują wyraźne podobieństwo do siebie (Szczepanik i in., 2004a, 2005; Trela i in., 2006). Przy stosowaniu podziału na dwa regiony problemem jest określenie ich zasięgów lateralnych. Tradycyjnie za granicę między regionami: kieleckim i łysogórskim jest uznawana linia głównego uskoku świętokrzyskiego (fig. 15), ale jej przebieg we wschodniej części regionu nie został jednoznacznie ustalony. W efekcie, przy rozgraniczeniu obydwu regionów niejasna staje się pozycja łupków formacji z Gór Pieprzowych w rejonie Sandomierza (Orłowski, 1975a). Analiza litologii i środowiska sedymentacji łupków z Gór Pieprzowych (Przewłocki, 2000; Malec, 2011) oraz ich wieku, stopnia deformacji tektonicznych i dojrzałości termicznej występującej w nich materii organicznej (Szczepanik, 1997, 2001, 2007), wskazuje na podobieństwo do serii skalnych typowego kambru łysogórskiego z rejonu Opatowa i południowych zboczy Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich. Dlatego też skały kambryjskie okolic Sandomierza zaliczono do regionu łysogórskiego.

3.1.2. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Blok małopolski, w którego północnej części znajduje się kambryjski basen sedymentacyjny regionu kieleckiego, jest jednostką tektoniczną o wciąż dyskutowanej pozycji paleotektonicznej. Część badaczy uważa, że skorupa kontynentalna podścielająca sekwencję osadową jest tożsama z tą, która tworzy podłoże platformy wschodnioeuropejskiej i regionu łysogórskiego (np. Malinowski i in., 2005; Mazur i in., 2017, 2018, 2021); inni zaś twierdzą, że podłoże to ma odmienny charakter i może być związane z paleokontynentem Gondwany (np. Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017; Puziewicz i in., 2017).

Badania wieku radiometrycznego łyszczyków i cyrkonów (Belka i in., 2002; Nawrocki i in. 2007) wskazują, że w niższym kambrze dominują minerały o proweniencji kadomskiej (500–600 mln lat), choć wg danych Nawrockiego i in. (2007) pojawiają się też tam łyszczyki starsze (700–900 mln lat). Nieliczne dane z miaolingu wskazują na obecność mik o wieku ok. 1,5 mld lat, a w górnokambryjskich skałach z otworu Lenarczyce – o wieku pośrednim, ok. 800 mln lat. Dane z tego otworu są zbliżone do wielu danych z kambru regionu łysogórskiego, gdzie podobny wiek cechuje piaskowce z Wiśniówki (Belka i in., 2002). Sugeruje to, że obszar alimentacyjny basenu kambryjskiego w regionie kieleckim był bardzo zróżnicowany i zmieniał się w czasie. Bardzo czytelny jest jednak wpływ masywów o konsolidacji kadomskiej, co wskazuje na położenie w pobliżu obszarów związanych z orogenem kadomskim. Dane paleomagnetyczne (Nawrocki, 2003; Nawrocki i in., 2007) ze skał niższego kambru wschodniej części regionu kieleckiego wskazują, że skały powstały w basenie sedymentacyjnym wykazującym związek z paleokontynentem Bałtyki. Trzeba jednak zauważyć, że wcześniejsze interpretacje, także bazujące na danych paleomagnetycznych (Lewandowski, 1993; Lewandowski i in., 1999; Narkiewicz, 2002), sugerują, że w kambrze blok małopolski znajdował się jeszcze w pewnej izolacji od Bałtyki.

Ważne wnioski paleogeograficzne wynikają z analizy proweniencji zespołów trylobitowych. Od początku badań tej grupy jej badacze (np. Czarnocki, 1919, 1927; Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1971, 1974, 1985b, c) doszukiwali się ścisłych związków z obszarem prowincji bałtyckiej, chociaż dostrzegali także formy związane z innymi paleokontynentami (np. Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1985a). Żylińska, Masiak (2007), Żylińska i Szczepanik (2009) oraz Żylińska (2013a, b, 2019), nie negując obecności trylobitów o proweniencji bałtyckiej, zwrócili uwagę na występowanie, a często wręcz dominację, licznych ellipsocefalidów wskazujących na bliskość Awalonii i zachodniej Gondwany; zatem sedymentacja osadów kambryjskich odbywałaby się najprawdopodobniej w pobliżu Bałtyki, ale na szelfie skierowanym ku Awalonii i Gondwanie. Obecność innych niż bałtyckie taksonów trylobitowych była spowodowana przenoszeniem przez prądy morskie larwalnych form tych stawonogów.

Tego typu tendencja jeszcze silniej zaznaczyła się w skałach miaolingu. W efekcie prac rewizyjnych fauny trylobitowej z okolic Brzechowa, Słowca i Jugoszowa (Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019, 2021), taksony uznawane wcześniej za typowo bałtyckie zostały zakwalifikowane do rodzajów o gondwańskiej, a nie bałtyckiej proweniencji paleogeograficznej, a wiek zawierających je skał został ograniczony do ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingu oraz najniższej części miaolingu. Z drugiej strony takie same „bałtyckie" trylobity zostały odnalezione w skałach bloku górnośląskiego (Orłowski, 1975b) o proweniencji awalońskiej (Nawrocki i in., 2004; Kalvoda i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009; Żylińska, 2021). Warto również zauważyć, że zespoły ramienionogów znajdowane w dolnym kambrze Gór Świętokrzyskich różnią się wyraźnie od zespołów platformy wschodnioeuropejskiej (Jendryka-Fuglewicz, 1992).

3.1.3. Litostratygrafia

Bardzo miąższy pakiet skał kambryjskich w regionie kieleckim został włączony przez Orłowskiego (1975a) w obręb formalnej jednostki litostratygraficznej – grupy świętokrzyskiej, która obejmuje także skały regionu łysogórskiego. Ten, w założeniu formalny, podział litostratygraficzny jest podstawowym podziałem używanym praktycznie przez wszystkich badaczy zajmujących się problematyką kambru świętokrzyskiego. Szczegółową charakterystykę poszczególnych formacji skalnych przedstawiono w tabeli 4, a schemat rozmieszczenia poszczególnych litosomów – na fig. 16. Schemat zaproponowany przez Orłowskiego (1975a) był kilkakrotnie uzupełniany (Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000; Orłowski, Mizerski, 1996, 1998; Szczepanik i in., 2005; Kowalczewski i in., 2006). Główne modyfikacje wynikły z odkrycia w regionie kieleckim nowego, nieznanego wcześniej kompleksu skał miaolingu i furongu (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025; fig. 4, 16), a także rozpoznania przez Kowalczewskiego (1990) kompleksów skał grubookruchowych, które zostały ujęte w odrębne formacje skalne, w profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych na południe od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (fig. 4, 16) oraz zredefinowania formacji z Osieka i zaliczenia jej do kambru środkowego (fig. 4, 16).

3.1.4. Biostratygrafia

Terenew. Znaczenie badań mikroflorystycznych w terenewie jest szczególnie istotne z uwagi na fakt, że w tym najniższym oddziale kambryjskim nie ma trylobitów. Powodowało to, że badacze zajmujący się problematyką kambru świętokrzyskiego (np. Orłowski, 1975a) zaliczali skały formacji Czarnej do kambru subholmiowego (obecnie terenew). Znalezienie w skałach tej formacji (Kowalski, 1983; Moczydłowska *w:* Lendzion i in., 1983) akritarch z rodzaju *Baltisphaeridium* (obecnie *Skiagia*), spowodowało, że wiek tej formacji może reprezentować także oddział 2 kambru. Z tego względu Kowalczewski i in. (2006) zaproponowali nowy schemat rozmieszczenia przestrzenno-czasowego dolnokambryjskich jednostek litostratygraficznych, w którym formacja Czarnej nie występuje jedynie w spągu formacji z Ociesęk, jak wcześniej sugerował Orłowski (1975a, 1988 i in.), ale także ją zastępuje obocznie (Kowalczewski, 1990, 2000; Kowalczewski i in., 2006). W ostatnich latach wykazano, że pojawianie się charakterystycznych akritarch z rodzaju *Skiagia* ma miejsce jeszcze przed pojawieniem się pierwszych trylobitów (Moczydłowska, Yin, 2012), a więc w terenewie. W związku z tym korekta schematu zaproponowana przez Kowalczewskiego i in. (2006) wymaga potwierdzenia.

FIG. 22. Zespoły akritarchowe z utworów furongu Gór Świętokrzyskich i bloku Narol–Biłgoraj:

M-XII: **A** – *Arbusculidium destombesii* Deunff, otwór Narol IG 1, głęb. 3268,0 m; **B** – *Arbusculidium* cf. *destombesii* Deunff, otwór Daromin 1, głęb. 346,0 m; **C**, **D** – *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie): C – otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m, D – otwór Narol PIG 2, głęb. 2996,0 m; **E** – *Nellia* sp., otwór Daromin 1, głęb. 372,5 m; **F** – *Baltisphaeridium* sp., otwór Daromin 1, głęb. 372,50 m; **G** – *Trichosphaeridium* sp., otwór Daromin 1, głęb. 372,5 m; **H** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; **I** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **J** – *Vogtlandia petropolitana* (German), otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **K** – *Athabascella* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **L**, **Ł** – *Arbusculidium destombesii* Deunff, L – otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m, **Ł** – otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **M** – *Acanthodiacrodium* cf. *angustum* (Downie), otwór Daromin IG 1, głęb. 346,0 m; **N** – *Nellia sukatschevii* (Timofeev), otwór Wilków 1, głęb. 782,50 m; **O** – *Nellia magna* Volkova, otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **P** – *Baltisphaeridium* sp. 1, otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **Q** – *Cymatiogalea membranispina* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **R** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **S** – *Cymatiogalea cristata* (Downie), otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m; **T** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Narol PIG 2, głęb. 2991,0 m; **U** – *Poikilofusa* sp. 1, otwór Wilków 1, głęb. 782,5 m;

M-XI: **A**, **B** – *Arbusculidium* cf. *A. polypus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, A – otwór Narol PIG 2, głęb. 3008,0 m, B – otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **C** – *Arbusculidium polypus* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 39,7 m; **D**, **E** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, D – odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa, E – otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **F** – *Polygonium gracile* Vavrdova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 134,5 m; **G** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 39,7 m; **H** – *Calyxiella izhoriensis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 128,9 m; **I** – *Stelliferidium annomalum* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 131,7 m; **J** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **K** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **L** – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 131,7 m; **Ł**, **M**, **N** – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, Ł – otwór Narol IG 1, głęb. 3286,5 m, M, N – otwórLenarczyce PIG 1, głęb. 131,7 m; **O** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Narol IG 1, głęb. 3286,5 m; **P** – *Ladogella* cf. *rotundiformis* Golub et Volkova, otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 103,0 m; **Q** – *Polygonium pungens* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa; **R** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa; **S** – *Ladogella rotundiformis* Golub et Volkova, odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa; **T** – *Cymatiogalea* sp., odsłonięcie Chabowe Doły – skarpa; **U** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Narol IG 1, głęb. 406,0 m; **V** – *Vogtlandia notabilis* Volkova, otwór Daromin IG 1, głęb. 406,0 m; **W** – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), otwór Daromin IG 1, głęb. 406,0 m;

M-X: **A**, **B** – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **C** – *Polygonium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **D** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **E** – *Polygonium minimum* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **F** – *Stelliferidium* sp., odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **G** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **H** – *Gigadiacrodium martinae* (Pittau), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **I** – *Ladogella rommelaerei* (Martin), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **J** – *Calyxiella izhoriensis* Golub et Volkova, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **K** – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **L**, **Ł** – *Polygonium* sp. 1, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **M**, **N** – *Polygonium pellicidum* (Timofeev), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **O** – *Cymatiogalea* sp., odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **P** –*Vulcanisphaera africana* Deunff, odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **Q** – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguestaine), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **R** – *Actinotodissus* sp., odsłonięcie Chabowe Doły – młyn; **S** – *Elenia armillata* (Vanderlift), odsłonięcie Chabowe Doły – młyn;

M-IX: **A**, **B** – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, A – otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m, B – odsłonięcie Lisie Jamy; **C** – *Izhoria angulata* Golub et Volkova, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **D** – *Lusatia* sp., odsłonięcie Lisie Jamy; **E** – *Lusatia* sp., otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **F** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **G** – *Stelliferidium pingiculum* Martin, odsłonięcie Lisie Jamy; **H** – *Stelliferidium* cf. *glabrum* (Martin), odsłonięcie Lise Jamy; **I** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, odsłonięcie Lisie Jamy; **J** – *Trichosphaeridium* cf. *annolovalense* Timofeev, odsłonięcie Lisie Jamy; **K** – *Polygonium sexradiatum* (Timofeev), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **L** – *Polygonium pungens* (Timofeev), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **Ł** – *Ladogella rommelaerei* (Martin), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 222,1 m; **M**, **N** – *Dasydiacrodium obsonum* Martin, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **O** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), odsłonięcie Lisie Jamy; **P** – *Izhoria angulata* Golub et Volkova, odsłonięcie Lisie Jamy; **Q** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), odsłonięcie Lisie Jamy; **R** – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **S** – *Stelliferidium pingiculum* Martin, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **T** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **U** – *Solisphaeridium* sp. 1, odsłonięcie Lisie Jamy; **V** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 222,1 m; **W** – *Polygonium* cf. *minimum* (Timofeev), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 222,1 m; **X** – *Polygonium–Actinotodissus* forma przejściowa, otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m; **Y** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Zabłocie IG 1, głęb. 229,0 m;

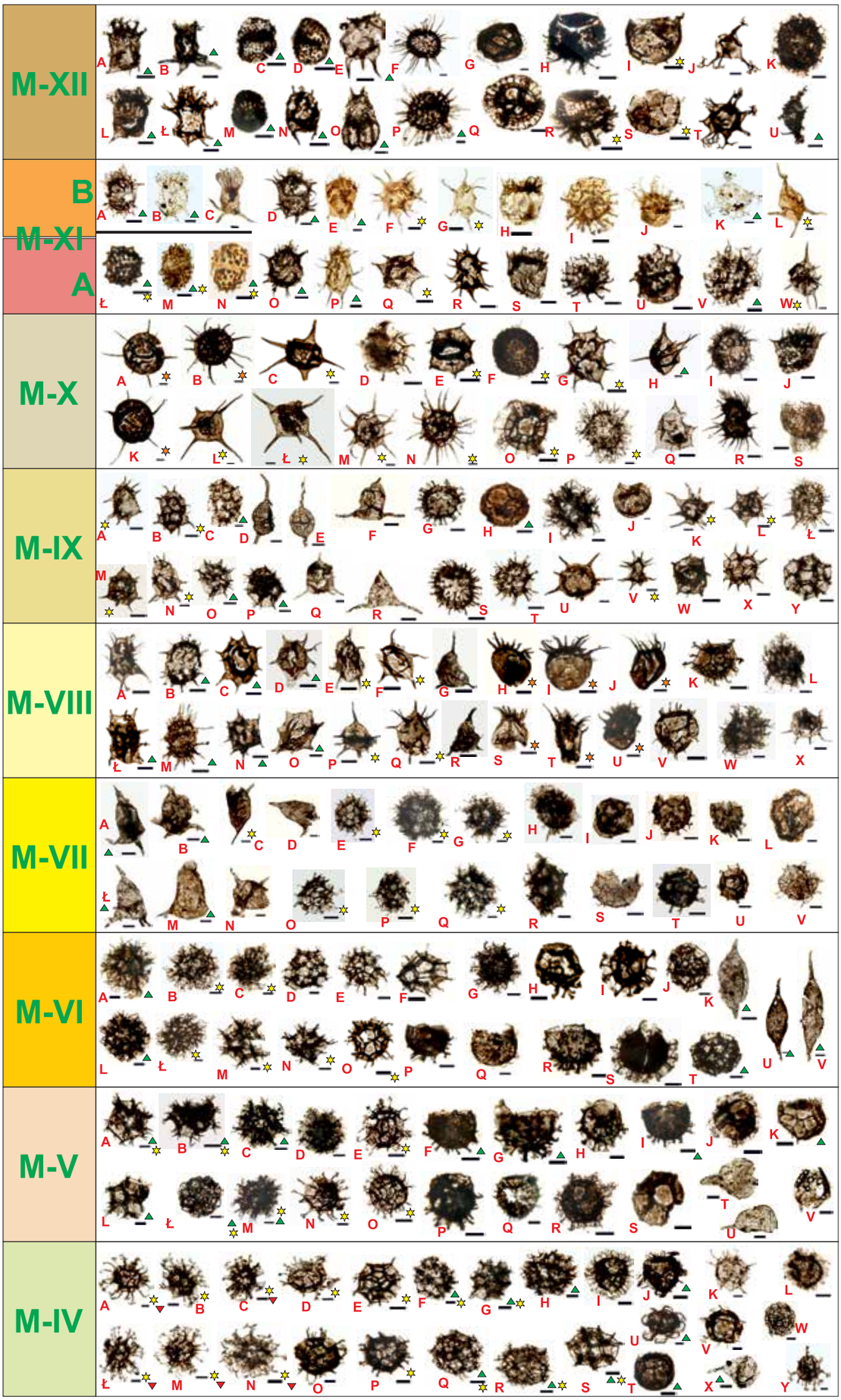
M-VIII: **A** – *Actinotodissus* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3159,0 m; **B** – *Actinotodissus* cf. *formosus* (Górka), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **C** – *Actinotodissus achrasii* (Martin), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **D** – ?*Polygonium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **E**, **F** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), E – otwór Narol PIG 2, głęb. 3159,0 m, F – otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **G** – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **H**, **I**, **J** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **K**, **L** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **Ł** – *Actinotodissus* cf. *secundarius* (Timofeev), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **M** – *Schizodiacrodium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **N** – *Polygonium pungens* (Timofeev), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **O** – *Polygonium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **P** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **Q** – *Ninadiacrodium* cf. *caudatum* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **R** – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **S** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **T** – ?*Trunuclumarium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **U** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Narol IG 1, głęb. 3336,0 m; **V** – *Cymatiogalea* cf. *C cristata* (Downie), otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **W** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m; **X** – ?*Impluviculus* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3115,0 m;

M-VII: **A**, **B**, **D** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **C** – *Leiofusa stoumonensis* Vanguestaine, otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **E** – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **F**, **G** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **H** – *Comasphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **I** – ?*Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **J**, **K** – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **L** – ?*Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **Ł** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **M** – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3268,7 m; **N** – ? *Veryhachium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **O**, **P** – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **Q** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **R** – *Vulcanisphaera* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **S** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), otwór Narol PIG 2, głęb. 3265,0 m; **T** – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **U** – *Timofeevia* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3298,6 m; **V** – *Trichosphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3265,0 m;

M-VI: **A**, **B**, **C** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, A – kamieniołom Wiśniówka Duża, B, C – otwór Narol PIG 2, głęb. 3439,0 m; **D** – *Vulcanisphaera spinulifera–turbata* forma przejściowa, kamieniołom Wiśniówka Duża; **E** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, kamieniołom Wiśniówka Duża; **F** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), kamieniołom Wiśniówka Duża; **G** – *Multiplicisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3490,0 m; **H** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; **I** – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3439,0 m; **J** – *Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3515,0 m; **K** – *Cristallinium randomense* (Martin w Martin, Dean), otwór Narol PIG 2, głęb. 3415,0 m; **L**, **Ł** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, L – kamieniołom Wiśniówka Duża, Ł – otwór Narol PIG 2, głęb. 3439,0 m; **N** – *Vulcanisphaera turbata* Martin – kamieniołom Wiśniówka Duża; **O** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, kamieniołom Wiśniówka Duża; **P** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; **Q** – *Stelliferidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; **R** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; **S** – *Cymatiogalea* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3490,0 m; **T** – *Cristallinium randomense* (Martin w Martin, Dean), otwór Narol PIG 2, głęb. 3378,0; **U** – *Leiofusa stoumonensis* Vanguestaine, otwór Narol PIG 2, głęb. 3425,0 m; **V** – *Poikilofusa* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3425,0 m;

M-V: **A, B, C** – *Vlcanisphaera turbata* Martin, otwór Narol PIG 2, A – głęb. 3515,0 m, B, C – głęb. 3449,0 m; **D** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Narol PIG 2, głęb. 3515,0 m; **E** –*Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Narol PIG 2, głęb. 3515,0 m; **F** – *Cymatiogalea* cf. *bellicosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3504,0 m; **G** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; **H** – *Cymatiogalea velifera* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; **I** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, kamieniołom Wiśniówka Duża; **J** – *Cymatiogalea fimbriata* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Duża; **K** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; **L** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, kamieniołom Wiśniówka Duża; **Ł** – *Retisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3525,0 m; **M** – *Vulcanisphaera turbata–africana* forma przejściowa, otwór Narol PIG 2, głęb. 3504,0 m; **N** –*Timofeevia* cf. *lancarae* (Cramer et Diez), otwór Narol PIG 2, głęb. 3515,0 m; **O** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Narol PIG 2, głęb. 3525,0 m; **P** – *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, otwór Narol PIG 2, głęb. 3504,0 m; **R** – *Stelliferidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; **S** – *Cymatiogalea* cf. *C cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Duża; **T** – *Pirea orbicularis* Volkova, kamieniołom Wiśniówka Duża; **U** – *Pirea* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża; **V** – ?*Ooidium* sp., kamieniołom Wiśniówka Duża;

M-IV: **A**, **B, C** – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), A – otwór Narol PIG 2, głęb. 3647,0 m, B, C – kamieniołom Wiśniówka Mała; **D** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Narol PIG 2, głęb. 3650,0 m; **E** – *Timofeevia pentagonalis* (Vanguestaine), otwór Narol IG 1, głęb. 3404,0 m; **F, G, H** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), F – otwór Narol PIG 2, głęb. 3650,0 m, G, H – kamieniołom Podwiśniówka; **I**, **J** – *Cymatiogalea velifera* (Downie), I – otwór Narol PIG 2, głęb. 3650,0 m, J – kamieniołom Wiśniówka Mała; **K** – *Multiplicisphaeridium* sp., otwór Narol PIG 2, głęb. 3647,0 m; **L** – *Comasphaeridium* sp., Podwiśniówka; **Ł**, **M, N** – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez), Ł, M – kamieniołom Podwiśniówka, N – kamieniołom Wiśniówka Mała; **O**, **P** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, kamieniołom Podwiśniówka; **Q**, **R** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), kamieniołom Podwiśniówka; **S** – *Vulcanisphaera spinulifera–turbata* forma przejściowa, otwór Narol PIG 2, głęb. 3650,0 m; **T** – *Cymatiogalea* cf. *C. cristata* (Downie), kamieniołom Wiśniówka Mała; **U** – *Stelliferidium* cf. *magnum* Palacios, kamieniołom Wiśniówka Mała; **V**, **W**, **Y** – *Multiplicisphaeridium* sp., kamieniołom Wiśniówka Mała; **X** – *Pirea orbicularis* Volkova, kamieniołom Podwiśniówka. Skala liniowa 10 µm



▲ pierwsze pojawienie się taksonu
▼ ostatnie stwierdzone występowanie
● zasięg ograniczony do poziomu

✲ powszechne występowanie taksonu
✲ masowe występowanie – rozkwit

Najstarszy z terenewskich poziomów mikroflorystycznych: *Asteridium tornatum–Comasphaeridium velvetum (*Moczydłowska, 1991), rozpoznano w skałach nawierconych w okolicach Zbrzy (Szczepanik, Żylińska, 2021; fig. 4, 20; tab. 5). Obecne są tu oba taksony indeksowe, a także liczne inne formy charakteryzujące tę asocjację. Dodatkowo w zespole znaleziono przewodni dla terenewu gatunek *Pulvinosphaeridium antiquum,* którego nie stwierdzono w skałach porównywalnego wieku na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej. Pozycja chronostratygraficzna tego zespołu najprawdopodobniej odpowiada środkowej części terenewu (pogranicze fortunu i piętra 2).

Kolejny zespól akritarchowy, *Fimbriaglomerella membranacea–Globosphaeridium cerinum* (Szczepanik, Żylińska, 2021; fig. 4, 20; tab. 5), odnotowano w skałach reprezentujących formację Czarnej odsłaniających się w Kotuszowie. Rozpoznana tam asocjacja mikroflorystyczna ma charakter przejściowy między poziomami *Asteridium–Comasphaeridium* i *Skiagia–Fimbriaglomerella* wyróżnionymi przez Moczydłowską (1991). Można ją korelować z wyższą częścią terenewu (piętro 2 kambru).

Kolejny poziom mikroflorystyczny, *Skiagia ornata–Fimbriaglomerella membranacea* (Moczydłowska, 1991; fig. 20; tab. 5), charakteryzuje się obecnością zróżnicowanych taksonomicznie gatunków z rodzaju *Skiagia.* Licznie jest też reprezentowany *Globosphaeridium cerinum*. Do tej pory zespół ten udało się zidentyfikować jedynie w skałach wyższej części formacji Czarnej, w której nie stwierdzono jeszcze żadnej fauny trylobitowej. Zespół ten odpowiada najprawdopodobniej pogranicze terenewu i oddziału 2 z tym, że w Górach Świętokrzyskich do tej pory nie znaleziono fauny trylobitowej, odpowiadającej piętru 3 kambru.

W warstwach formacji Czarnej Orłowski (1987) zaproponował wydzielenie trzech dodatkowych poziomów bazujących na makroskamieniałościach nietrylobitowych. W kolejności stratygraficznej są to: *Sabellitides, Hyolithes–Allatheca* i *Coleoloides* (fig. 4), czyli fauna reprezentująca grupę drobnych organizmów skorupkowych i hiolity (Michniak, Rozanow, 1969). Zonacja ta, utworzona na podstawie pojedynczych znalezisk faunistycznych w profilu formacji Czarnej, pełniła rolę sztucznego uzupełnienia zaproponowanego schematu opartego w głównej mierze na trylobitach. Zasięgi indeksowych form nie ograniczają się do wymienionych zon, jak również skamieniałości te występują w nich raczej punktowo.

Oddział 2. Od początku badań utworów niższego kambru w rejonie kieleckim, ich stratygrafia bazowała na trylobitach. W efekcie swoich długoletnich badań Orłowski (1987) zaproponował wydzielenie w dolnym kambrze (obecnie: oddziale 2 kambru), dwóch lokalnych poziomów trylobitowych: *Holmia–Schmidtiellus* i *Protolenus–Strenuaeva* (fig. 4). Z uwagi na przeprowadzoną rewizję trylobitów opisanych jako *Strenuaeva* (Żylińska, Masiak, 2007), drugi z tych poziomów nosi obecnie nazwę *Protolenus–Issafeniella* (Żylińska, Szczepanik, 2009). Trylobity starszego z poziomów są znajdowane w skałach facji piaskowcowo-mułowcowej, reprezentowanej przez formację piaskowców z Ociesęk zarówno na wschodzie, gdzie najczęściej jest ona wykształcona w postaci heterolitu piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowego, jak i w części centralnej wychodni kambryjskich regionu kieleckiego (Żylińska, 2013a). Istnieją również wzmianki o obecności tego zespołu trylobitów w skałach kompleksu mułowcowo-iłowcowego budującego jądro antykliny chęcińskiej (Czarnocki, 1948; Filonowicz, 1968; Filonowicz, Lindner, 1987; Orłowski, Mizerski, 1998), ale w cytowanych publikacjach nie ma danych lokalizacyjnych ani taksonomicznych. Najstarsze, znajdowane już ponad wiek temu, zespoły trylobitowe (Samsonowicz, 1920) były zdominowane przez formy zaliczane do typowo bałtyckiego rodzaju *Holmia.* Na tej podstawie Samsonowicz (1920) określił wiek skał i stwierdził pokrewieństwo kambru świętokrzyskiego z kambrem skandynawskim. Szczegółowe badania taksonomiczne udowodniły, że ten najstarszy świętokrzyski zespół trylobitowy jest znacznie bardziej zróżnicowany taksonomicznie i charakteryzuje się bardziej złożonymi relacjami paleobiogeograficznymi (Żylińska, 2013a, b). Obejmuje on bowiem zarówno rodzaje *stricte* bałtyckie: *Holmia, Schmidtiellus,* kosmopolityczne (*Kjerulfia*) – wskazujące na interwał czasowy korelowany ze skandynawskim poziomem *Holmia kjerulfi* czyli środkowej części oddziału 2 kambru – jak i awalońsko-gondwańskie ellipsocefalidy (Żylińska, 2013a).

Trylobity młodszego poziomu trylobitowego *Protolenus–Issafeniella* są obecne w skałach dwóch jednostek litostratygraficznych: formacji łupków z Kamieńca i formacji piaskowców z Ociesęk. Skały tych formacji osadzały się w różnych środowiskach szelfu: łupki z Kamieńca w środowisku nieco głębszym, na otwartym szelfie, poniżej podstawy falowania, a piaskowce z Ociesęk w płytkomorskim środowisku litoralnym. Ma to odzwierciedlenie w obecności dwóch różnych zespołów trylobitowych. Pierwszy znajdowany w iłowcach i mułowcach formacji z Kamieńca jest stosunkowo mało liczny, ale bardzo zróżnicowany taksonomicznie. Rozpoznane w nim trylobity z rodzajów: *Protolenus*, *Hamatolenus*, *Strettonia*, *Serrodiscus* i *Cobboldites* są charakterystyczne dla zespołów najwyższego dolnego kambru Awalonii – Nowej Fundlandii i Anglii (Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013b) i reprezentują tzw. faunę protolenusową w dawnych opracowaniach. Zespół ten dobrze koreluje się z poziomem „*Ornamentaspis" linnarssoni* w Szwecji i odpowiada pograniczu poziomów *Hupeolenus* i *Morocconus notabilis* Maroka (Żylińska, Szczepanik, 2009). Drugi, zbliżony wiekowo, zespół trylobitów jest obecny w płytkomorskich piaskowcach formacji z Ociesęk. Charakteryzuje się dużą liczebnością okazów, ale jest bardzo ubogi taksonomicznie i składa się z dwóch endemicznych gatunków reprezentujących rodzaje *Issafeniella* i *Kingaspidoides*. Trudno o jednoznaczne określenie pozycji chronostratygraficznej tego zespołu, ponieważ na obszarze Gondwany zasięgi stratygraficzne rodzin, do których należą znajdowane tu rodzaje, nie zachodzą na siebie. Podobna do świętokrzyskiej asocjacja trylobitowa występuje na Nowej Fundlandii. Jest wysoce prawdopodobne, że młodszy zespół z Ociesęk można korelować z zachodniogondwańskim piętrem agdz o podobnej pozycji chronostratygraficznej jak zespół z Kamieńca (Żylińska, Szczepanik, 2009). Pewnym wsparciem dla tej interpretacji może być współwystępowanie z trylobitami tego zespołu ramienionoga *Westonia bottnica*, który przez Jendrykę-Fuglewicz (1992) jest uważany za przewodni dla najwyższych poziomów kambru dolnego.

W centralnej i wschodniej części regionu kieleckiego w formacji piaskowców z Ociesęk rozpoznano (Szczepanik, 2009, 2010a, b) zespół *Heliospharidium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991; fig. 4, 20; tab. 5). Charakteryzuje się on zróżnicowanym składem taksonomicznym, w którym obok przedstawicieli rodzaju *Skiagia* pojawia się kilka innych rodzajów palinomorf (tab. 5). Poziom ten jest korelowany ze skandynawskim poziomem trylobitowym *Holmia kjerulfi*; trylobity tego poziomu odnaleziono także w profilach Gór Świętokrzyskich (Żylińska, 2013b; patrz wyżej).

Najmłodszy z dolnokambryjskich poziomów akritarchowych *Volkovia dentifera–Liepaina plana* (Moczydłowska, 1991) został rozpoznany w regionie kieleckim w odsłonięciu w Kamieńcu i w profilu wiercenia Zaręby 2 (fig. 4, 20; tab. 5; Żylińska, Szczepanik, 2009; Szczepanik, 2019). Znaleziono tam dwa różniące się składem taksonomicznym zespoły mikroflorystyczne, ale w obu była obecna forma przewodnia dla omawianego poziomu: *Volkovia dentifera.* Pierwszy zespół (z Kamieńca) charakteryzuje się składem taksonomicznym zbliżonym do poziomu *Heliosphaeridium–Skiagia*, wzbogaconym o kilka nowych gatunków. Drugi zespół (z otworu Zaręby 2) jest bez przedstawicieli rodzaju *Skiagia*, ale obecne są tam formy: ?*Liepaina* sp., *Heliosphaeridium* cf. *notatum* i *Celtiberium* sp. Zróżnicowanie składu zespołów być może jest uwarunkowane ekologiczne. Nie można jednak wykluczyć, że są to dwa różniące się nieco stratygraficznie zespoły mikroflorystyczne. Zarówno w Kamieńcu, jak i Zarębach możliwe było potwierdzenie wieku skał niezależnie, zarówno za pomocą trylobitów, jak i akritarch, co jest unikatowe w skali całego świata. Uzyskane dane jednoznacznie wskazują na obecność piętra 4 kambru. Ostatnio mikroflora poziomu *Heliosphaeridium–Skiagia* podobna do zespołu z Kamieńca została odnotowana w spągowych skałach profilu nowo otwartego kamieniołomu Dziewiątle w środkowej części Gór Świętokrzyskich (Kozłowska i in., 2024).

Miaoling. Trylobity miaolingu zostały rozpoznane w skałach należących do trzech formacji litostratygraficznych: z Ociesęk (w jej stropowej partii), ze Słowca oraz z Usarzowa. Przez wiele lat dla świętokrzyskiego kambru środkowego obowiązywał podział biostratygraficzny nawiązujący bezpośrednio do kambru skandynawskiego. Orłowski (1964a, b, 1975a) zaproponował wydzielenie trzech poziomów trylobitowych: *Paradoxides insularis*, *Paradoxides pinus* i *Paradoxides polonicus*, uzupełniając go (Orłowski, 1985c) o najmłodszy poziom *Solenopleura canaliculata*. Dwa pierwsze z zaproponowanych poziomów odpowiadają dokładnie poziomom skandynawskiego nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus*, a ich wydzielenie bazowało na odnalezieniu indeksowych taksonów tych poziomów. Poziom *Paradoxides polonicus* był uznawany za odpowiednik skandynawskiego superpoziomu *Paradoxides paradoxissimus,* a bardzo słabo udokumentowany, enigmatyczny poziom *Solenopleura canaliculata* przynajmniej w części odnosił się do nadpoziomu *Paradoxides forchhammeri.* Obecność *stricte* skandynawskich poziomów trylobitowych była bardzo ważną informacją, ponieważ zdecydowana większość taksonów trylobitowych kambru świętokrzyskiego to gatunki endemiczne, a wszelkie korelacje stratygraficzne były wcześniej możliwe jedynie na poziomie rodzajowym lub nawet wyższym. W tym wypadku pojawiła się możliwość bezpośredniej precyzyjnej korelacji biostratygraficznej, a sekwencja skalna formacji z Usarzowa odsłonięta (dziś już bardzo słabo) w profilu Jugoszów–Usarzów stała się swojego rodzaju

reperem stabilizującym stratygrafię całego kambru Gór Świętokrzyskich. Przeprowadzenie jednakże szeregu rewizji taksonomicznych, zaowocowało korektą schematu chronostratygraficznego dla Gór Świętokrzyskich, polegającą na zaliczeniu skał tego profilu do najwyższej części oddziału 2 (Nowicki, Żylińska, 2017, 2019, 2021). Zrewidowane trylobity z rodziny Paradoxidiidae zaliczono do endemicznych gatunków rodzaju *Acadoparadoxides,* a analiza porównawcza występujących tu form wskazuje, że cały interwał odpowiadający pierwotnie bałtyckim poziomom *Paradoxides pinus* i *Paradoxides insularis* może być skorelowany z gondwańskim poziomem *Morocconus notabilis*, odnoszonym do oddziału 2. W związku z tym, skały zawierające trylobity z rodziny Paradoxididae w Górach Świętokrzyskich reprezentują część profilu nieobecną w profilach skandynawskich z powodu epejrogeniczno-eustatycznych procesów często opisywanych w literaturze jako „regresywne zdarzenie z Hawke Bay" (Nielsen, Schovsbo, 2015). Rozpoznany w obrębie formacji z Usarzowa zespół trylobitowy wyróżniono w proponowanym schemacie biostratygraficznym (Nowicki, Żylińska, 2017, 2019) jako poziom *Acadoparadoxides samsonowiczi–Acadoparadoxides kozlowskii* i skorelowano ze ścisłym pogranicze oddziału 2 i miaolingu. Do tego poziomu Nowicki i Żylińska (2019) zaliczyli także zespoły faunistyczne znalezione w rejonie Brzechowa (Bednarczyk, 1970; Żylińska, Masiak, 2007; Żylińska, Szczepanik, 2009; Nowicki, Żylińska, 2019). Pozycja litostratygraficzna piaskowców występujących w Brzechowie nie jest jednoznacznie określona, ale ich cechy litologiczne mogą sugerować, że reprezentują one formację ze Słowca. Analiza taksonomiczno-paleogeograficzna znalezionych w Brzechowie trylobitów (Żylińska, Masiak, 2007; Nowicki, Żylińska, 2019) także wskazuje na obecność fauny o proweniencji gondwańskiej i pozycji stratygraficznej odpowiadającej trylobitowemu poziomowi *Morocconus notabilis.* Podobną do zespołu z Brzechowa pozycję stratygraficzną zdaje się mieć zespół trylobitów rozpoznany na Górze Konarskiej (Samsonowicz, 1920; Orłowski, 1971) we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Znajdowane tam ellipsocefalidy i protolenidy wskazują na ścisłe pogranicze oddziału 2 kambru i miaolingu (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Najbardziej znane stanowisko występowania trylobitów w obrębie formacji ze Słowca znajduje się na górze Słowiec w Paśmie Orłowińskim, w centralnej części regionu kieleckiego. Faunę znajdowano tam jednak nie w odsłonięciach, ale w luźnych blokach na szczycie tego wzniesienia. Ma to o tyle duże znaczenie, że nie można być całkowicie pewnym, czy znajdowane trylobity współwystępowały ze sobą, czy też mamy tam do czynienia ze skondensowaną serią zawierającą trylobity nieco różnego wieku. Na podstawie obecności endemicznego trylobita oznaczonego jako *Paradoxides polonicus* i uznanego za pokrewnego skandynawskiej formie *Paradoxides paradoxissimus*, Orłowski (1964a, b) uznał skały tu występujące za odpowiednik wiekowy skandynawskiego nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus.* Rewizja taksonomiczna (Nowicki, Żylińska, 2021) okazów zaliczanych do tego gatunku wykazała jednak, że okazy *P. polonicus* w rzeczywistości reprezentują rodzaj *Hydrocephalus,* i skorelowali z poziomem *Acadoparadoxides? pinus–Pentagnostus praecurrens,* odpowiadającej wyższej części dawnej wyróżnianego piętra *Paradoxides oelandicus* Skandynawii. Drugi z rozpoznanych przez Orłowskiego (1959c) paradoxidesów *P. slowiecensis* po rewizji (Nowicki, Żylińska, 2021) został zaliczony do rodzaju *Accadoparadoxides.* Analiza porównawcza tego gatunku z pokrewnymi morfologicznie taksonami sugeruje, że zasięg tego taksonu można korelować z poziomem *Acadoparadoxides harlani* z Awalonii i najwyższą częścią poziomu *Morocconus notabilis* zachodniej Awalonii (Nowicki, Żylińska, 2021). Te dane pozwalają również na korelację fauny paradoxidesowej ze Słowca z poziomem *Acadoparadoxides? pinus–Pentagnostus praecurrens.* Tak więc opierając stratygrafię tylko na przedstawicielach rodziny Paradoxidiidae można założyć, że skały formacji ze Słowca ze stanowiska na górze Słowiec reprezentują odpowiednik wyższej części nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus*, a więc środkowej części piętra wuliu, będącego najstarszym wydzieleniem miaolingu w obecnie obowiązującym schemacie chronostratygraficznym. Obecność trylobitów z rodziny Solenopleuridae, nie będących przedmiotem cytowanej rewizji, powoduje, że nie można całkowicie wykluczyć także wieku odpowiadającego najniższym częściom górnego wuliu (Nowicki, Żylińska, 2021). Z drugiej strony trzeba także zauważyć, że licznie występujące na Słowcu ellipsocefalidy są tożsame z formami znanymi z Usarzowa czy Brzechowa, w skałach ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingu.

Spektrum znajdowanych na górze Słowiec taksonów, należących do endemicznych gatunków, ale reprezentujących rodzaje charakterystyczne dla Gondwany, Awalonii, ale także dla Baltiki, jest szersze niż w profilu Jugoszów–Usarzów. Na podstawie sumy zasięgów występujących tu trylobitów wyznaczono nowy lokalny poziom trylobitowy *Acadoparadoxides slowiecensis–Hydrocephalus? polonicus* (fig. 4, 18; Nowicki, Żylińska, 2021).

Kolejny zespół trylobitowy, który może być zaliczony do tradycyjnie pojmowanego kambru środkowego, został znaleziony w Widełkach, w luźnych blokach piaskowców reprezentujących skały formacji z Ociesęk występujących pomiędzy górami Zamczysko i Słowiec (Żylińska, Szczepanik, 2009). Zespół ten jest zdominowany przez ellipsocefalidy reprezentujące rodzaje: *Ornamentaspis, Kingaspis, Kingaspidoides* i *Orodes*. Wiekszość tych rodzajów jest typowa dla paleokontynentu Gondwany. Szczegółowa analiza zasięgów sugeruje, że zespół z Widełek reprezentuje najprawdopodobniej ekwiwalent skandynawskiego nadpoziomu *Paradoxides insularis* i tym samym odpowiada lokalnemu poziomowi *samsonowiczi–kozlowskii*.

W regionie kieleckim rozpoznano dwa zespoły mikroflorystyczne, reprezentujące miaoling, oba w miejscowości Lenarczyce k. Sandomierza: pierwszy, o charakterze przejściowym pomiędzy mikroflorą pogranicza 2 oddziału kambru i miaolingu, w spągu wiercenia Lenarczyce PIG 1, a drugi reprezentujący już wyższą część miaolingu, w odsłonięciu w tejże miejscowości. Zespoły te występują w warstwach z Kobiernik.

Pierwszy z zespołów M-I (fig. 4, 20; tab. 5) charakteryzuje się obecnością taksonów ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingu, *Liepaina plana* i *Skiagia insignis*, współwystępujących z zespołem typowo środkowokambryjskich akritarch (tab. 5). Taki zespół, choć nie ma tutaj bezpośredniej możliwości korelacji z fauną trylobitową, jest bardzo charakterystyczny dla ścisłego pogranicza oddziału 2 i miaolingu (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Drugi z zespołów M-II (fig. 4, 20; tab. 5) rozpoznany w odsłonięciu w Lenarczycach, to już typowy dla miaolingu zespół *Cristallinium–Eliasum.* Obecne są w nim oba indeksowe rodzaje wraz z innymi gatunkami akritarch typowymi dla miaolingu (tab. 5). Taki skład taksonomiczny wskazuje na obecność środkowej części miaolingu, najprawdopodobniej przedziału od wyższej części nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* po nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus* (Żylińska, Szczepanik, 2009).

Furong. Jedyny, pojedynczy okaz trylobita z rodzaju *Peltura,* możliwy do oznaczenia tylko na poziomie rodzajowym, znaleziono w profilu warstw z Ublinka, w wierceniu Lenarczyce PIG 1 (Żylińska *w:* Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025). Znalezisko to wraz z bogatym zespołem akritarchowym pozwoliło na udokumentowanie obecności furongu na południe od linii głównego uskoku świętokrzyskiego. Zasięg stratygraficzny tego rodzaju pozwala na określenie wieku badanych skał na wyższą część furongu.

W profilu wiertniczym otworu Lenarczyce PIG 1 znaleziono bardzo liczny i zróżnicowany taksonomicznie zespół mikroflory akritarchowej furongu (fig. 20; tab. 5). Rozpoznano tam (Szczepanik i in., 2004, 2005; Trela i in., 2006, 2025) kilkadziesiąt taksonów akritarchowych, charakterystycznych dla środkowej i wyższej części tego kambryjskiego oddziału obejmującej obecnie wyróżniane nadpoziomy *Peltura* i *Acerocarina.* W profilu zaobserwowano zróżnicowanie taksonomiczne wskazujące, że mamy tutaj do czynienia z ekwiwalentem czasowym obu tych skandynawskich nadpoziomów. W zaproponowanym, bazującym na akritarchach, lokalnym podziale biostratygraficznym (Szczepanik, 2009, 2010b) zespół ten odpowiada poziomom MXIab–?M-XII. Pojedyncze znalezisko trylobita zaliczonego do rodzaju *Peltura* (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2025) potwierdza taką diagnozę wiekową.

3.1.5. Historia sedymentacji i paleogeografia basenu

Skały kambryjskie występujące w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich tworzą potężną sekwencję osadową o przypuszczalnej miąższości ponad 2500 m (Orłowski, 1988), a obszar podczwartorzędowych wychodni skał kambryjskich pokrywa ponad połowę powierzchni całego regionu kieleckiego (fig. 17). Z uwagi na to, że nie jest znany spąg utworów kambryjskich, nie jest możliwe oszacowanie ich miąższości. Kompleks ten jest zbudowany ze skał terygenicznych: iłowców, mułowców i piaskowców, które się przeławicają i zastępują facjalnie. Na całym obszarze osady kambryjskie były deponowane w podobnych warunkach i są reprezentowane generalnie przez dwie litofacje: piaszczysto-mułową i ilasto-mułową, z podrzędnym udziałem grubookruchowego materiału osadowego (Kowalczewski, 2000). Ich sedymentacja odbywała się w basenie szelfowym o zróżnicowanej głębokości (Studencki, 1988; Kowalczewski, 2000; Kozłowska i in., 2024).

Przypuszcza się, że skały kambryjskie regionu kieleckiego pozostają w ciągłości sedymentacyjnej z niżej leżącymi skałami ediakaru

(Kowalczewski, 2000), choć część badaczy (np. Orłowski, Mizerski, 1995a) uważa, że tworzą one oddzielne piętro strukturalne. Cały ich miąższy profil jest ujęty w dwa kompleksy strukturalne: silnie sfałdowany kompleks dolno-środkowokambryjski (prawdopodobnie obejmujący także najniższy furong) i w bardzo niewielkim stopniu tylko zaburzony tektonicznie – pakiet skał najwyższego kambru. Oba kompleksy są rozdzielone niezgodnością kątowo-erozyjną, odnotowaną w profilu otworu Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2005; Trela i in., 2006, 2025). Szelf, na którym osadzały się skały terenewu, oddziału 2 i miaolingu, był poddawany pulsującym ruchom o zmiennym natężeniu. Początkowo były to ruchy małopolskie z pogranicza ediakaru i kambru, które manifestują się obecnością licznych przeławiceń skał grubodetrytycznych, często o charakterze szarogłazów i bardzo zróżnicowanym składem petrograficznym piaskowców (Kowalski, 1983; Kowalczewski, 1990, 2000). Największe znaczenie dla ukształtowania i konsolidacji tektonicznej tego starszego kompleksu tektonicznego kambru świętokrzyskiego miała aktywność tektoniczna pokadomskiej fazy świętokrzyskiej (Tomczyk, 1964). Doszło tutaj do co najmniej dwóch etapów deformacji tektonicznych, z których pierwszy zaznaczył się już przed miaolingiem (Gągała, 2005), a ostatni – zdecydowanie najsilniejszy – w późnym miaolingu i wczesnym furongu. Był on odpowiedzialny za silne sfałdowanie i wyniesienie skał tego piętra strukturalnego (Trela i in., 2025). Występujący powyżej wspomnianej niezgodności tektonicznej kompleks skał furongu środkowego i górnego charakteryzuje się już spokojnym zaleganiem warstw, a występujące w jego stropie zaburzenia i obserwowana niezgodność z górnym tremadokiem ma głównie charakter erozyjny, a nie tektoniczny. Aktywność tektoniczna fazy sandomierskiej wydaje się więc mieć zdecydowanie mniejsze znaczenie niż dotychczas powszechnie przyjmowano w geologicznej literaturze regionalnej (Trela i in., 2025).

3.2. BLOK MAŁOPOLSKI – CZĘŚĆ SE (REJON STALOWA WOLA–LUBACZÓW)

Monika Jachowicz-Zdanowska

Obszar SE części bloku małopolskiego, obejmujący obszary Polski i zachodniej Ukrainy, leży w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ), biegnącej wzdłuż SW krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Stanowi ona granicę między prekambryjskim kratonem na wschodzie, a skonsolidowaną w trakcie różnowiekowych procesów diastroficznych zachodnioeuropejską platformą paleozoiczną (Mizerski, Stupka, 2005; Buła, Habryn, 2008, 2011; fig. 23). W innym ujęciu blok małopolski, uważany za pasywną część kratonu wschodnioeuropejskiego (Żelaźniewicz i in., 2009), jest łączony z zespołem terranów strefy Teisseyre'a-Tornquista (Nawrocki, Poprawa, 2006; Żelaźniewicz i in., 2009). Nie stwierdzono występowania utworów kambru w zachodniej części bloku małopolskiego (fig. 24).

Wyniki badań palinologicznych kambru w rejonie Stalowa Wola–Lubaczów i porównanie ich z danymi otrzymanymi z wierceń wykonanych w strefie Kokhanivki na terenie Ukrainy (Jachowicz-Zdanowska, 2011) umożliwiły wyróżnienie 9 następujących po sobie charakterystycznych zespołów akritarch, które wyraźnie różnią się składem rodzajowym i gatunkowym (tab. 6). Dwa pierwsze zespoły I i II są związane z oddziałem 2 kambru, zespół III i IV dokumentują utwory miaolingu, a pozostałe zespoły od V do IX zostały wyznaczone w utworach furongu (fig. 25, 26). Zasięgi występowania wybranych taksonów akritarch przedstawiono na figurze 27.

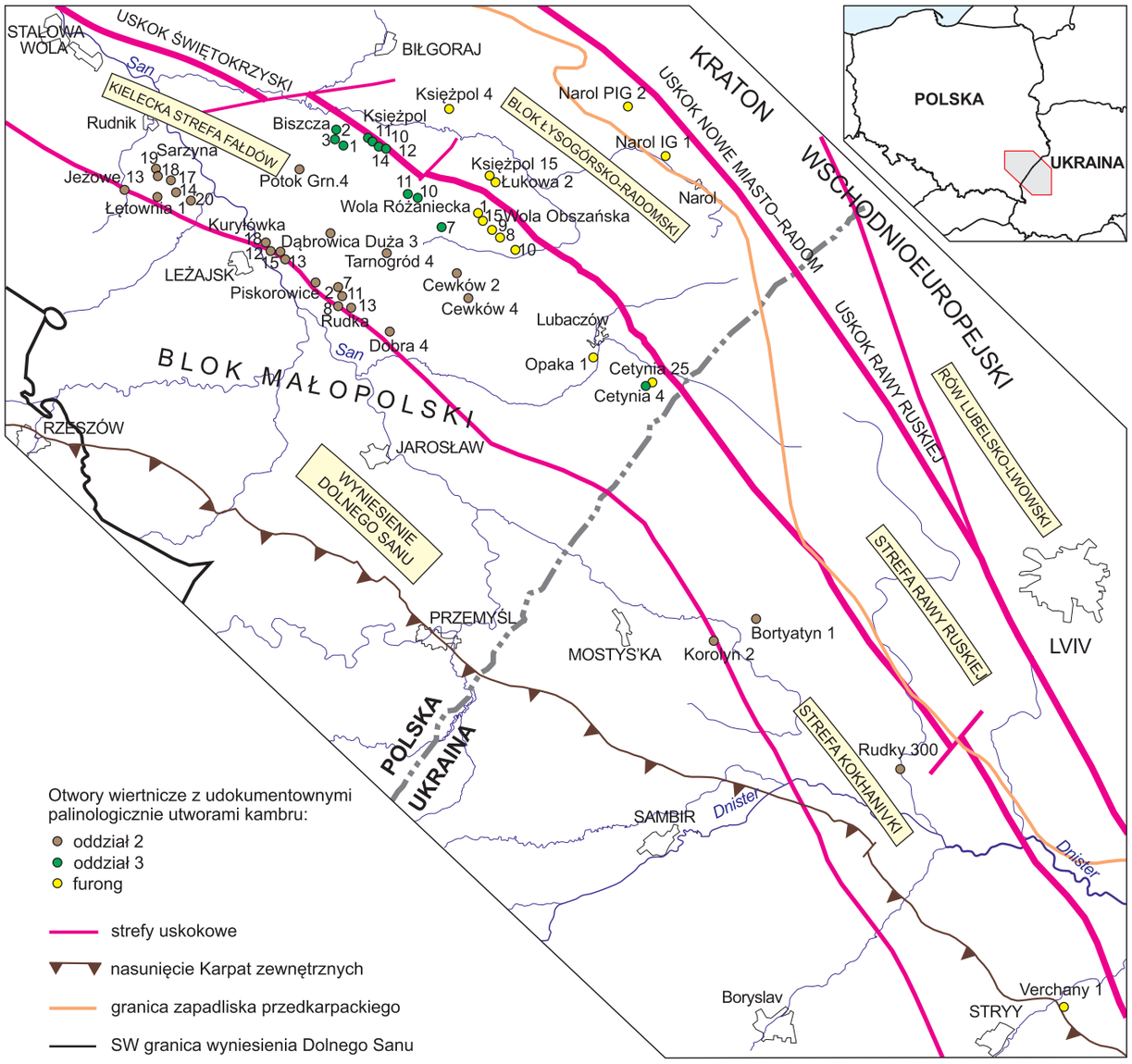


FIG. 23. Lokalizacja otworów wiertniczych w SE części bloku małopolskiego (strefa Stalowa Wola–Lubaczów) z palinologicznie udokumentowanymi utworami kambru (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2011, zmieniono)

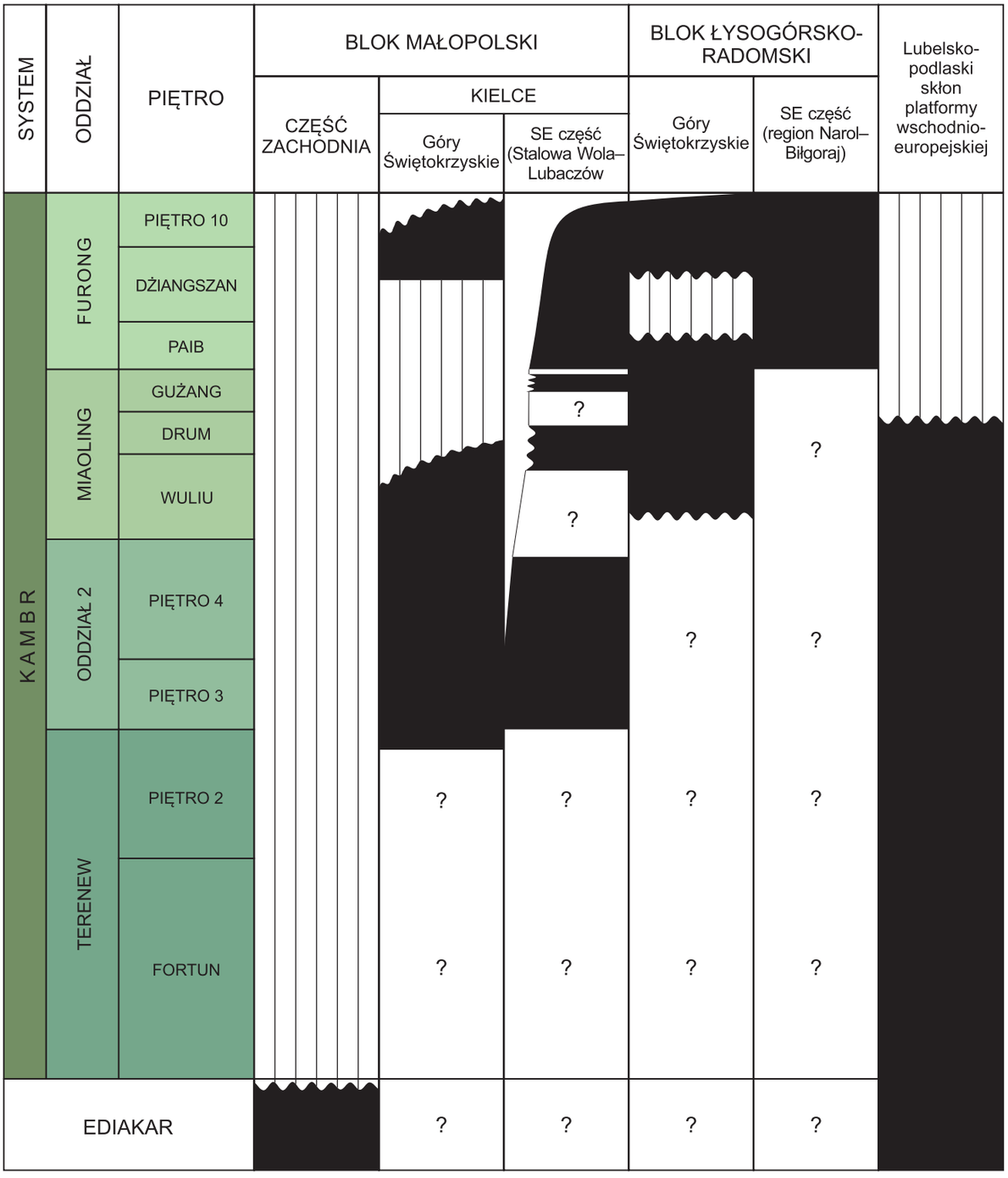


FIG. 24. Występowanie utworów ediakaru i kambru w SE Polsce

TAB. 6. Biozonacje akritarchowe, zespoły charakterystycznych taksonów kambryjskich na bloku małopolskim (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2011)

Poziom Nazwa	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
Zespół I i II	zespoły stwierdzone w ponad 20 wierceniach zlokalizowanych w SW rejonie strefy Stalowa Wola–Lubaczów	asocjacje akritarch zdominowane przez rodzaje *Globosphaeridium*, *Comasphaeridium*, *Lophosphaeridium* oraz indeksowy rodzaj *Ichnosphaera*	*Skiagia orbiculare*, *S. ciliosa*, *S. ornata*, *S. pura*, *Comasphaeridium aglutinatum*, *Comasphaeridum* sp., *Granomarginata prima*, *G. squamacea*, *Asteridium pallium*, *Heliosphaeridium dissimilare*, *Archaeodiscina umbonulata*, *Estiastra minima*, *Solisphaeridium implicatum*	oddział 2, poziomy *Schmidtiellus mickwitzi*–*Holmia kjerulfi*	asocjacje tego typu są znane z wielu obszarów występowania kambru, gdzie opisano je głównie z osadów poziomów *Holmia kjerulfi* i *Schmidtiellus mickwitzi* (Volkova, 1968, 1969a; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)
Zespół III	zespół udokumentowano w kilkunastu otworach wiertniczych położonych w centralnej części obszaru Stalowa Wola–Lubaczów	zespół ten charakteryzuje się dominacją indeksowego gatunku *Adara alea*	*Multiplicisphaeridium martae*, *Elliasum llaniscum*, *Cristallinium cambriense*, *Comasphaeridium silesiens*e	miaoling, nadpoziom *Paradoxides paradoxissimus*	zespół korelowany z asocjacją akritarchową opisaną z nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* na Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988; fig. 27)
Zespół IV	otwór wiertniczy Cetynia 4, głęb. 1047,0–1050,0 m	dominacja gatunków z rodzaju *Timofeevia i Vulcanisphaera*	rodzaje: *Timofeevia* z gatunkami: *T. phosphoritica* i *T. microretis* oraz *Vulcanisphaera* z gatunkami: *V. obsoleta* i *V. spinulifera*	miaoling–(?)furong	asocjacje o podobnym składzie są znane z: 1. utworów miaolingu Nowej Fundlandii (Martin, Dean, 1988) gdzie są datowane trylobitami z poziomu *Agnostus pisiformis* (fig. 28); 2. utworów kambru bloku Narol–Biłgoraj, gdzie stanowią najstarszy zespół akritarchowy w utworach z pogranicza miaolingu i furongu w profilu kambru otworu wiertniczego Narol PIG 1 (Szczepanik, 2009)

TAB. 6 cd.

Poziom Nazwa	Występowanie w profilach	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
Zespół V	zespół występuje w spągu profilu skał kambryjskich, rozpoznanych wierceniem Wola Obszańska 9 i Opaka 1	zespół zdominowany przez liczne okazy rodzaju *Timofeevia* z gatunkiem *T. lancare*, któremu towarzyszą masywne okazy rodzaju *Stellisphaeridum*	rodzaje: *Vulcanisphaera* z rodzajem *V. turbata*. *Timofeevia* z gatunkiem *T. lancare* oraz liczni przedstawiciele rodzaju *Stellisphaeridum*	furong, niższa część nadpoziomu *Olenus*	podobne zespoły akritarch zostały opisane z rejonu Nowej Fundlandii, gdzie występują w skałach zawierających trylobity nadpoziomu *Homagnostus obesus* (Martin, Dean, 1988)
Zespół VI	otwór wiertniczy Wola Obszańska 9	masowe występowanie rodzajów i gatunków akritarch: *Vulcanisphaera africana*, *Leiofusa stoumonensi*, *Ninadiacrodoium dumontii* czy *N.caudatum*	*Vulcanisphaera africana*, *Leiofusa stoumonensi*, *Ninadiacrodoium dumontii* czy *N. caudatum*, akritarchy z rodzaju *Timofeevia*, *Cristallinium* i akritarchy „galeate"	furong, poziom *Parabolina spinulosa* – niższa część poziomu	podobny zespół znany jest z utworów poziomu *Parabolina spinulosa* rozpoznanych w innych obszarach (Martin, Dean, 1988; Żylińska i in., 2006)
Zespół VII	otwory wiertnicze: Wola Obszańska 9 i Cetynia 25	masowe pojawienie się okazów z grupy „diacrodians", z ineksowym gatunkiem *Trunculumarium revinium*	*Trunculumarium revinium*. Obok niego występuje charakterystyczny gatunek *Lusatia dendroidea* oraz wiele form rodzaju *Polygonium*. W zespole tym pojawiają się również okazy rodzaju *Impluviculus* oraz duże „akantomorfy"	poziom *Parabolina spinulosa* – wyższa część nadpoziomu	zespół opisany z wielu obszarów występowania utworów furongu (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Welsch, 1986; Martin, Dean, 1988; Parsons, Anderson, 1996, 2000), a jego zasięg ograniczony jest do wyższej części nadpoziomu *Parabolina spinulosa* (Parsons, Anderson, 1996, 2000; Ghavidel-syooki, Vecoli, 2008)
Zespół VIII	otwór wiertniczy Wola Obszańska 9, głęb. 985 m	zespoły akritarch z licznymi formami diacrodialnymi, z wyraźnie zaznaczoną asymetrią w rozmieszeniu biegunowym wyrostków z rodzajami *Dasydiacrodium*, *Arbusculidium* czy *Ladogella*	rodzaje *Dasydiacrodium*, *Arbusculidium*, *Ladogella*, duże okazy *Veryhachium mutabile*; rodzaje *Vulcanisphaera*, *Timofeevia*, *Cristallinium* oraz zróżnicowana morfologicznie grupa „galeate"	wyższy furong	koreluje się z zespołem opisanym z poziomu *Peltura scarabaeoides* z wyspy Olandii w Szwecji (Di Milia i in., 1989)
Zespół IX	otwory wiertnicze: Wola Obszańska 9, Cetynia 25, Księżpol 4, Księżpol 15, Łukowa 2, Wola Obszańska 1, 8, 10, i 15	zespół ten charakteryzuje się obecnością dużych form diacrodialnych rodzajów *Arbusculidium* i *Ladogella*	rodzaje: *Trichosphaeridium*, *Baltisphaeridium*, *Solisphaeridium*, *Izohoria*, *Nellia*, *Elenia*. Rodzaj *Vulcanisphaera* z gatunkiem *V. cirrita*	najwyższy furong	asocjacje akritarch o podobnych składach rodzajowych występują w nadpoziomach *Peltura* i *Acerocarina* furongu w wielu obszarach występowania kambru (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Martin, Dean, 1988; Parsons, Anderson, 1996; 2000; Ghavidel-syooki, Vecoli, 2008). Akritarchy tego zespołu są znane z utworów kambru z otworu wiertniczego Narol PIG 2 (Szczepanik, 2009)

4 Blok górnośląski

4.1. RAMY TEKTONODEPOZYCYJNE

Monika Jachowicz-Zdanowska, Ryszard Habryn

Blok górnośląski stanowi sztywny fragment skorupy, będący częścią dużej jednostki tektoniczno-paleogeograficznej, określanej jako złożony terran brunowistulikum (Finger i in., 2000; Belka i in., 2002; Nawrocki i in., 2004b; Żelaźniewicz i in., 2009; fig. 28).

Według Buły i Żaby (2005) terran brunowistulikum jest oddzielony od obszarów sąsiednich wyraźnymi nieciągłościami strukturalnymi, reprezentowanymi przez wieloetapowo rozwijające się duże strefy uskokowe o ponadregionalnym znaczeniu. Jego NE granicę wyznaczają strefy uskokowe Odry oraz Kraków–Lubliniec (będące fragmentami znacznie większej, transkontynentalnej strefy dyslokacyjnej Hamburg–Kraków), oddzielające brunowistulikum od bloku małopolskiego. Granicę zachodnią wyznacza morawsko–śląska strefa tektoniczna, która oddziela brunowistulikum od nasuniętych na nią od zachodu kompleksów krystalicznych Sudetów Zachodnich. Od południa jednostka ta graniczy z blokiem Karpat wewnętrznych wzdłuż strefy (dyslokacji) perypienińskiej (Buła, Habryn, 2008).

Odpowiednikiem stratygraficznym dolnokambryjskich (w ujęciu tradycyjnym) utworów formacji z Goczałkowic wyróżnionej na bloku górnośląskim (Buła, 2000) są skały niższego kambru, rozpoznane w otworach Měnín 1 oraz Němčičky 3 i 6 na bloku Brna w Czechach (Jachowicz, Přichystal, 1996, 1997; Fatka, Vavrdová, 1998; Buła, Żaba, 2005; fig. 29). Przemawiają za tym: obecność podobnych litotypów skał o zbliżonym charakterze petrograficznym, tworzących profile niższego kambru w tych dwóch rejonach brunowistulikum; wyraźna stopniowa gradacja uziarnienia w profilach niższego kambru (od gruboziarnistych w spągu do drobnoziarnistych w stropie); obecność podobnych struktur sedymentacyjnych; występowanie podobnych rodzajów skamieniałości śladowych, wskazujących na zbliżone warunki środowiska sedymentacji osadów (Pacześna, 2005; Mikulaš i in., 2008); oraz obecność zespołów akritarch o zbliżonym składzie rodzajowym i gatunkowym (Jachowicz-Zdanowska, 2013).

4.2. PALEOGEOGRAFIA

Jolanta Pacześna

Terran brunowistulikum stanowi fragment wnętrza orogenu kadomskiego, który rozwinął się między północnym brzegiem Gondwany a ówczesną południową krawędzią paleokontynentu Bałtyki (Nawrocki, 2021). Najnowsze dane paleomagnetyczne wskazują, że od środkowego ediakaru w wyniku procesów ryftowych rozpoczął on wspólny dryft z paleokontynentem Bałtyki, zasadniczo nie zmieniając swojej pozycji do dziś (Nawrocki i in., 2021). Wcześniejsze dane paleomagnetyczne, uzyskane z czerwono zabarwionych skał niższego kambru z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 wskazały, że terran brunowistulikum znalazł się w początkach kambru w pozycji okołorównikowej na 7° paleoszerokości geograficznej (Nawrocki i in., 2004b). Według wcześniejszych tez paleobiogeograficznych, kambryjskie trylobity z utworów oddziału 2 kambru, z ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny, wykazują powiązania zarówno z bałtycką, jak i gondwańską prowincją biogeograficzną. Fakt ten wg Nawrockiego i in. (2004 b) uniemożliwiał precyzyjne określenie pozycji paleogeograficznej brunowistulikum we wczesnym kambrze. Najnowsza analiza proweniencji przedstawicieli zespołu trylobitów z otworu Goczałkowice IG 1 wskazuje na bliższe bałtyckiemu powinowactwo biogeograficzne trylobitów wchodzących w jego skład (Żylińska, 2021).

4.3. LITOSTRATYGRAFIA

Monika Jachowicz-Zdanowska, Jolanta Pacześna

W polskiej części brunowistulikum klastyczne utwory kambryjskie były do początku lat 70. ub. w. uznawane za dolnodewońskie. Odkrycie skamieniałości trylobitów kambryjskich (Biernat, Baliński, 1973; Orłowski, 1975c) pozwoliło ustalić ich wiek na kambr i przypisać do skandynawskiego poziomu *Holmia*. Na Morawach (w czeskiej części brunowistulikum) poddewońskie skały klastyczne do niedawna uznawano wyłącznie za dolnodewońskie (Dvořak, 1998) i określano

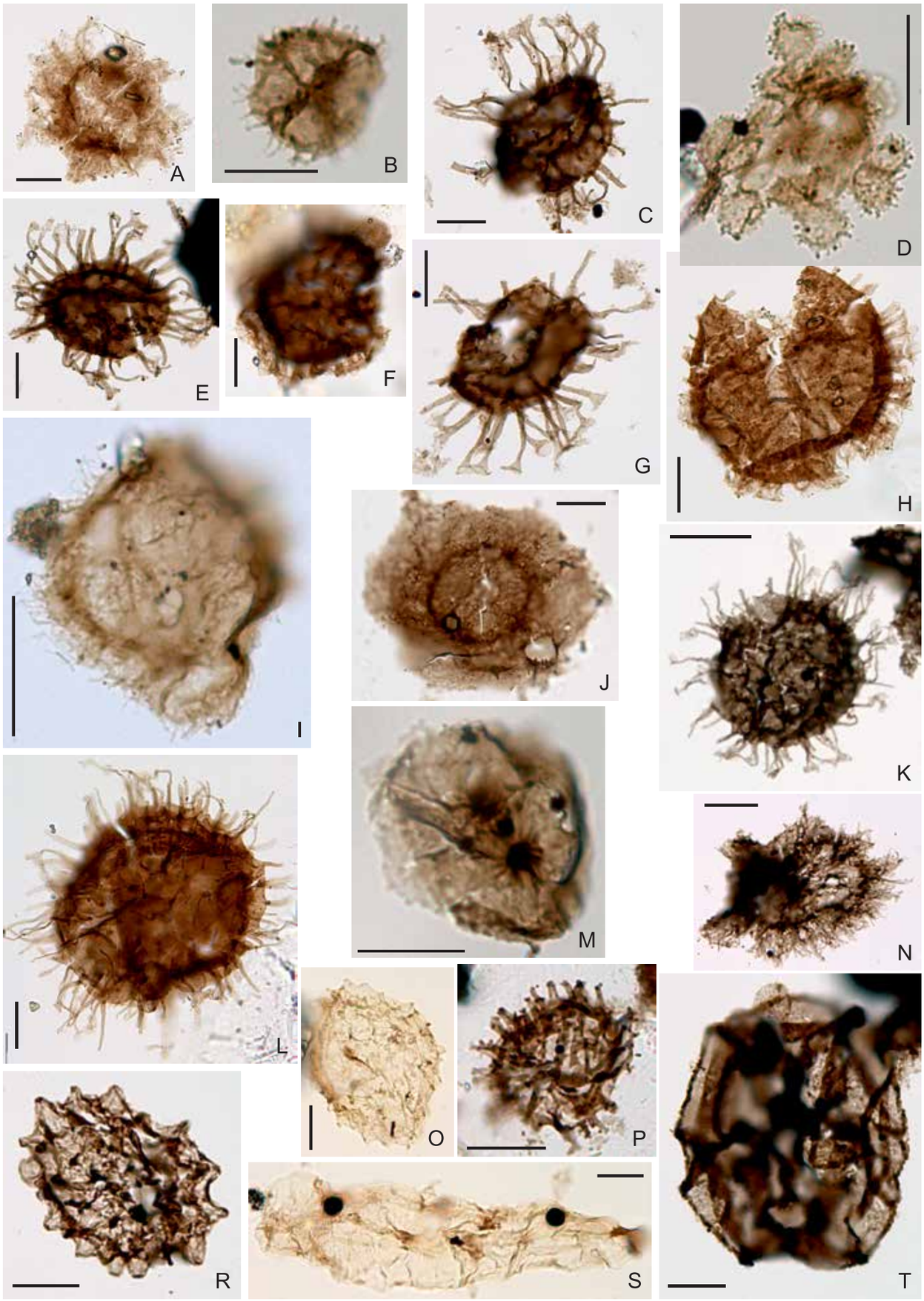


FIG. 25. Akritarchy oddziału 2 i miaolingu strefy Stalowa Wola–Lubaczów (SE Polska) – przykładowe gatunki: **A** – *Comaspheridium agglutinatum* Moczydłowska, otwór Sarzyna 18, głęb. 814–823 m; **B** – *Heliosphaeridium* sp., otwór Sarzyna 20, głęb. 791–796 m; **C** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Rudka 1, głęb. 1272–1281 m; **D** – *Asteridium pallidum* (Volkova), otwór Sarzyna 20, głęb. 791–796 m; **E** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Rudka 11, głęb. 1272–1281 m; **F** – *Skiagia pura* Moczydłowska, otwór Sarzyna 18, głęb. 814–823 m; **G** – *Skiagia orbiculare* (Volkova), otwór Dąbrowica Duża 3, głęb. 1476 m; **H** – *Skiagia* sp., otwór Sarzyna 18, głęb. 814–823 m; **I** – *Comasphaeridium brachyspinosum* (Kirjanov), otwór Sarzyna 18, głęb. 814–823 m; **J** – *Granomarginata squamacea* Volkova, otwór Rudka 11, głęb. 1272–1281 m; **K** – *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund), otwór Dąbrowica Duża 3, głęb. 1476 m; **L** – *Globosphaeridium cerinum* (Volkova), otwór Sarzyna 18, 814–823 m; **M** – *Archaeodiscina umbonulata* Volkova, otwór Sarzyna 20, głęb. 791–796 m; **N** – *Comasphaeridium strigosum* (Jankauskas), otwór Sarzyna 18, głęb. 814–823 m; **O** – *Adara undulata* Moczydłowska, otwór Biszcza 2, głęb. 989–1001 m; **P** – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, otwór Księżpol 11, głęb. 931–940 m; **R** – *Adara alea* Martin, otwór Księżpol 11, głęb. 931–940 m; **S** – *Eliasum llaniscum* Fombella, otwór Biszcza 2, głęb. 989–1001 m; **T** – *Cristallinium cambriense* (Slaviková, 1968), otwór Księżpol 14, głęb. 956–965 m. Skala liniowa 10 µm

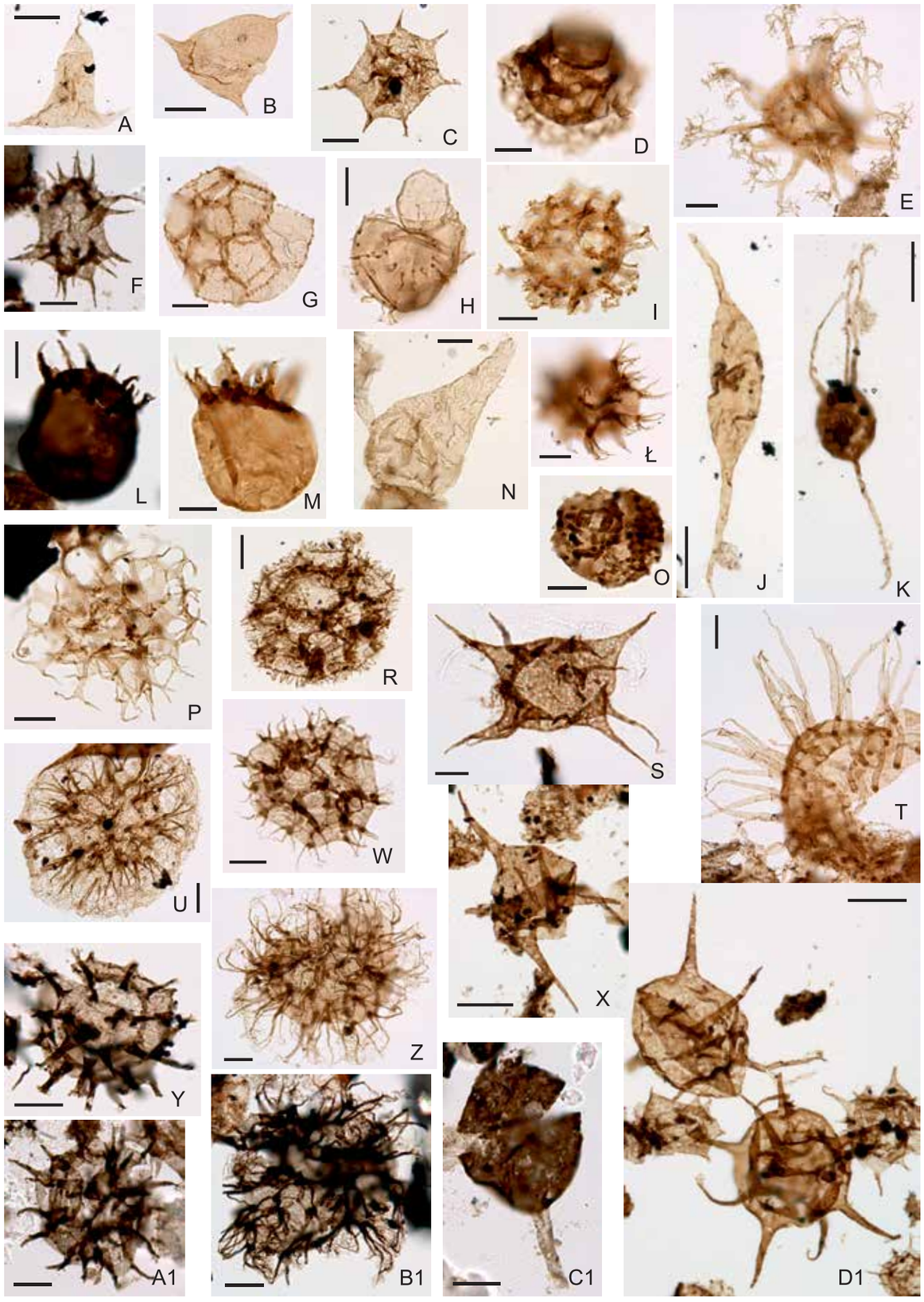


FIG. 26. Akritarchy furongu strefy Stalowa Wola–Lubaczów (SE Polska) i strefy Kokhanivki (zachodnia Ukraina) – przykładowe gatunki: **A** – *Ninadiacrodium dumontii* (Vanguestaine), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1091 m; **B** – *Ninadiacrodium caudatum* (Vanguestaine), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **C** – *Impluviculus* sp.; otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1022 m; **D** – *Elenia armillata* (Vanderflit), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1193 m; **E** – *Timofeevia lancarae* (Cramer et Diez de Cramer), otwór Opaka 1, głęb. 1278–1284 m; **F** – *Acanthodiarodium achrasii* Martin, otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; **G** – *Cristallinium dubium* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **H** – *Cymatiogalea cristata* (Downie), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1193 m; **I** – *Timofeevia phosphoritica* Vanguestaine, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; **J** – *Leiofusa stoumonensis* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; **K** – *Lusatia dendroidea* (Burmann), otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **L** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine), otwór Verchany 1, głęb. 2055–2056,8 m; **Ł** – *Vulcanisphaera spinulifera* (Volkova), otwór Opaka 1, głęb. 1278–1284 m; **M** – *Trunculumarium revinium* (Vanguestaine) Loeblich et Tappan, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **N** – *Pirea orbicularis* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103 m; **O** – *Acanthodiacrodium snookense* Parsons et Anderson, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 938 m; **P** – *Vulcanisphaera britannica* Rasul, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1003 m; **R** – *Cristallinium pilosum* Volkova, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1013 m; **S** – *Ladogella* sp., otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1228 m; **T** – *Baltisphaeridium capillatum* (Naumova), otwór Wola Obszańska 10, głęb. 1228 m; **U** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **W** – *Vulcanisphaera turbata* Martin, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1103; **X** – *Veryhachium mutabile* Di Milia, Ribecai et Tongiorgi, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1003 m; **Y** – *Stelliferidium* sp., Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; **Z** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Wola Obszańska 9, głęb. 1087 m; **A1** – *Izhoria* sp., otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; **B1** – *Vulcanisphaera africana* Deunff, otwór Verchany 1, głęb. 2055–2056,8 m; **C1** – *Ortosphaeridium ? extensum* Parsons et Andreson, otwór Verchany 1, głęb. 2050–2051,5 m; **D1** – *Solisphaeridium* sp., otwór Wola Obszańska 9, głęb. 957 m. Skala liniowa dla A–I, K–S wynosi 10 µm, dla J i T–D1 – 25 µm

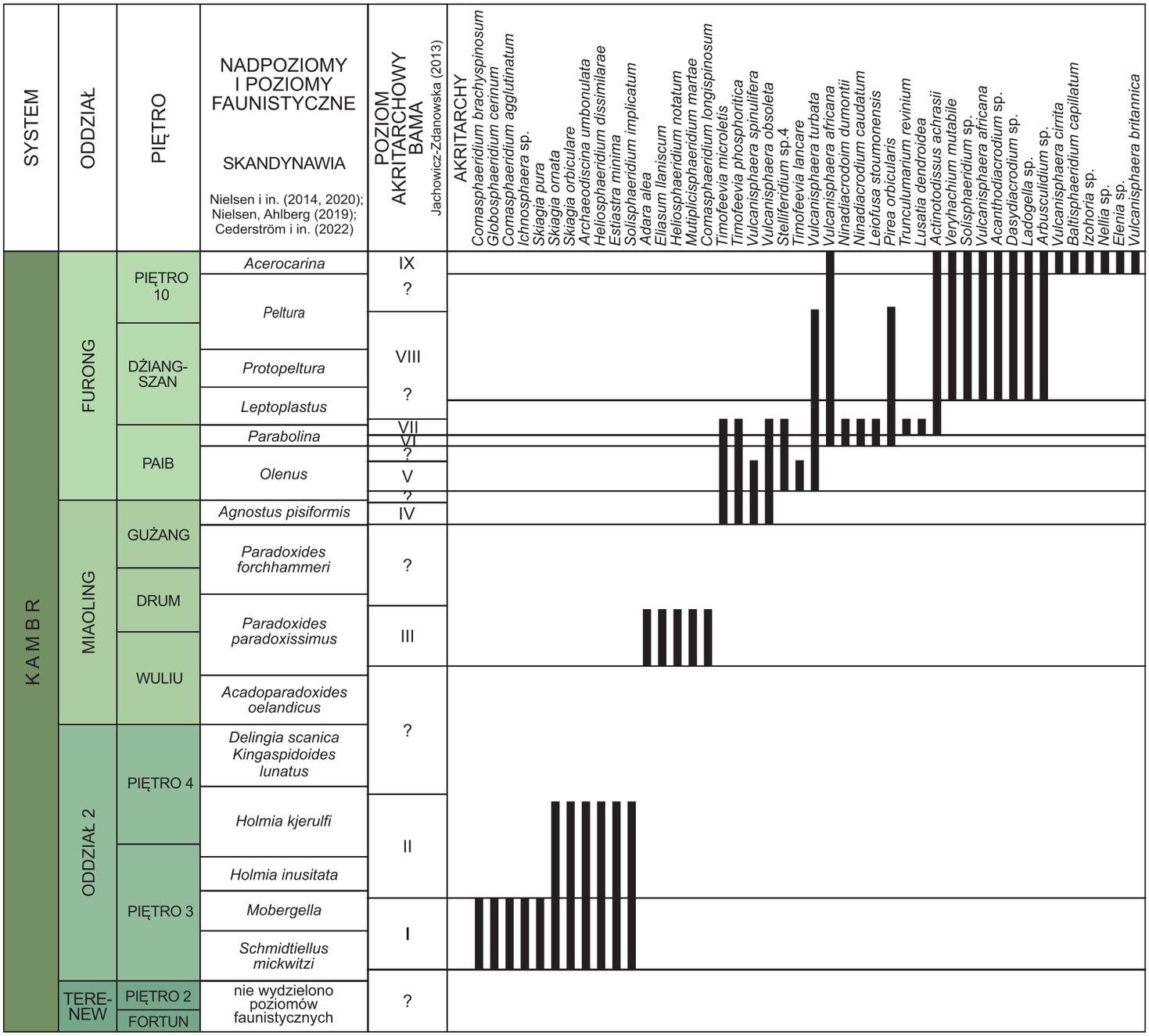


FIG. 27. Zasięgi wybranych taksonów akritarch w utworach kambru SE Polski

jako „podstawowe klastyki dewonu dolnego" (*Lower Devonian Basal Clastics*). W wyniku badań palinologicznych w kilku otworach wiertniczych wykazano, że skały te reprezentują zarówno niższy kambr, jak i dolny dewon (Jachowicz, Přichystal, 1996, 1997; Fatka, Vavrdová, 1998; Vavrdová, Bek, 2001; Purkňova i in., 2004).

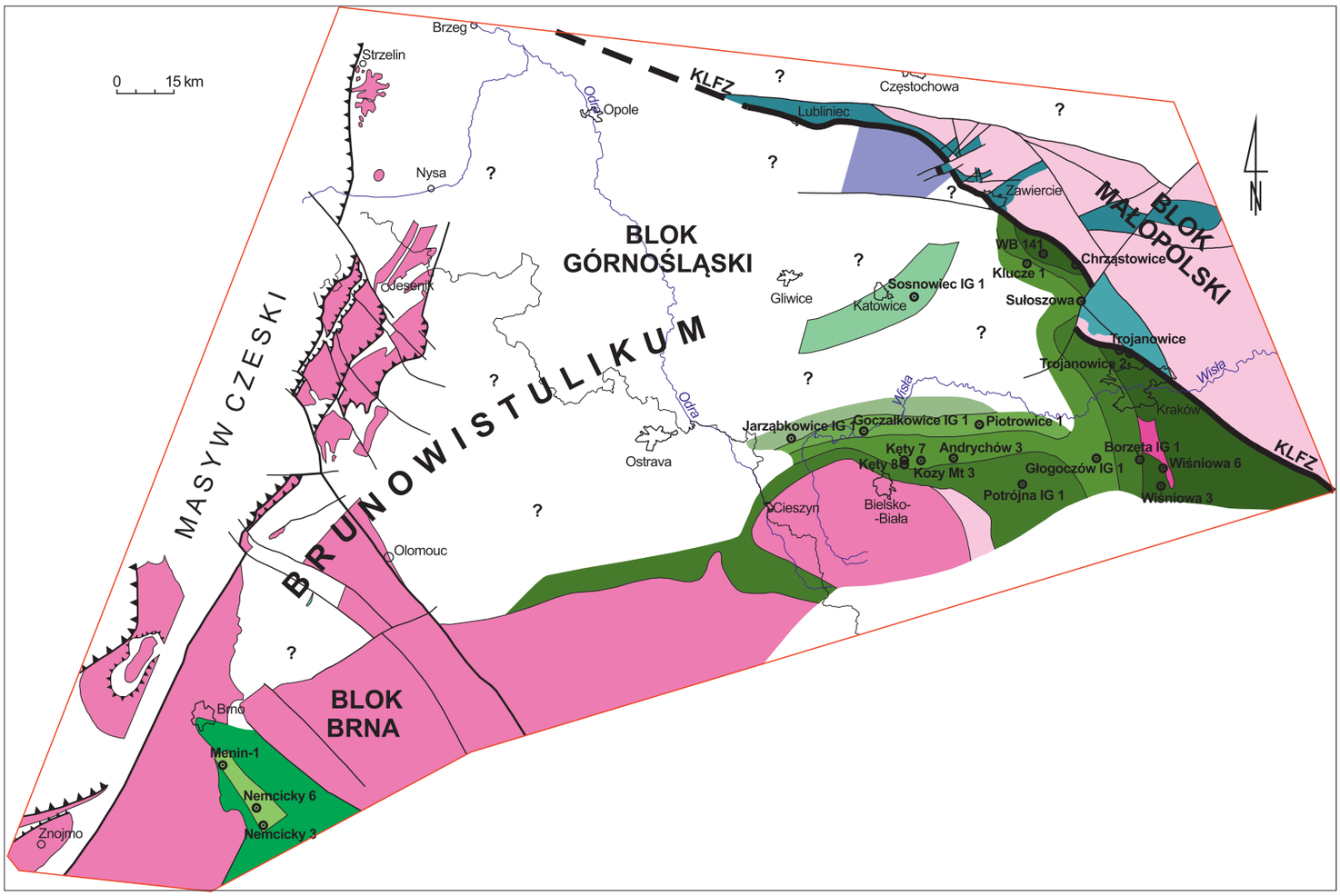
W profilu utworów dolnokambryjskich bloku górnośląskiego wyróżniono dwie jednostki litostratygraficzne – formację z Borzęt z ogniwami w kolejności stratygraficznej: mułowców z Myślenic, mułowców z Osieczan i piaskowców z Rajbrota oraz formację z Goczałkowic z ogniwami w kolejności stratygraficznej: piaskowców skolitusowych z Mogilan, piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa i mułowców z trylobitami z Pszczyny (Buła, 2000; Buła, Jachowicz, 1996; fig. 30, 31). Jedyne wydzielenie litostratygraficzne miaolingu, opisane tylko w otworze wiertniczym Sosnowiec IG 1 jako formacja z Sosnowca, przedstawiono na figurze 32. Charakterystykę jednostek litostratygraficznych wydzielonych w kambrze bloku górnośląskiego przedstawiono w tabeli 7.

4.4. BIOSTRATYGRAFIA

4.4.1. Trylobity

Jolanta Pacześna

Jedyne trylobity, jakie zostały opisane i taksonomicznie zdefiniowane na bloku górnośląskim, pochodzą z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (Orłowski, 1975c), gdzie występują w ciemnoszarych mułowcach piaszczystych, zaliczanych do ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny. Stanowi ono część formacji z Goczałkowic (Buła, 2000). Występujący w sekwencji kambryjskiej zespół trylobitów jest niezbyt liczny (opisano 15 fragmentów pancerzy trylobitów), ale zróżnicowany pod względem taksonomicznym, z następującymi taksonami: *Schmidtiellus panowi*, *Berabichia* sp., *Strenuaeva* sp. i *Epichalnipsus* sp. (Żylińska, 2021).



BLOK BRNA
- sylur
- odpowiedniki stratygraficzne i litofacjalne ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan formacji z Goczałkowic
- odpowiedniki stratygraficzne wyższych ogniw formacji z Goczałkowic

BLOK GÓRNOŚLĄSKI
- ordowik
- formacja z Sosnowca
- formacja z Goczałkowic
- ogniwo iłowców z Jarząbkowic
- ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny
- ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa
- ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan
- formacja z Borzęt

BLOK MAŁOPOLSKI
- sylur + ordowik
- formacja z Łapczycy

PREKAMBR BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI
- ediakar – skały anchimetamorficzne
- neoproterozoik – skały krystaliczne
- proterozoik + archaik: skały krystaliczne

- nasunięcia
- ważniejsze uskoki
- Kęty 7 badane otwory wiertnicze
- KLFZ strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

FIG. 28. Rozprzestrzenienie utworów dolnopaleozoicznych na brunowistulikum (bloki Brna i górnośląski) i w SW części bloku małopolskiego (wg Buły, Żaby, 2005, zmieniono)

Ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny było początkowo zaliczane do skandynawskiego poziomu *Holmia* (Biernat, Baliński, 1973; Orłowski, 1975c; Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000; Jachowicz-Zdanowska, 2013). Zróżnicowanie taksonomiczne trylobitów, występujących w mułowcach ogniwa z Pszczyny, a także porównanie i korelacja zasięgów ich występowania z ich taksonomicznymi i stratygraficznymi odpowiednikami, występującymi w utworach kambru w Europie i na innych kontynentach, szczególnie w Skandynawii i na Nowej Fundlandii, pozwala potwierdzić wcześniejsze przypuszczenia, że utwory, w których stwierdzono trylobity, reprezentują interwał odpowiadający bałtyckiemu poziomowi *Holmia kjerulfi* (Żylińska, 2021). Znajduje to także potwierdzenie w pozycji stratygraficznej lokalnych poziomów akritarchowych BAMA IV i BAMA V (Jachowicz-Zdanowska, 2013).

4.4.2. Akritarchy

Monika Jachowicz-Zdanowska

Po raz pierwszy dolnokambryjski wiek klastyków występujących pod dewonem dolnym w wierceniach Andrychów 3 i Piotrowice 1 został określony przez Brochwicza-Lewińskiego i in. (1986). W tym też czasie oznaczono wiek zespołów akritarch z utworów kambryjskich rozpoznanych wierceniami Goczałkowice IG 1, Sosnowiec IG 1 oraz Potrójna IG 1 (Kowalczewski i in., 1984); opisane zespoły akritarch były w kolejnych latach reinterpretowane (np. Kowalczewski, 1990; Moczydłowska, 1997, 1998). Większa część profilu została zaliczona do niższego kambru (oddział 2), tak jak wskazują

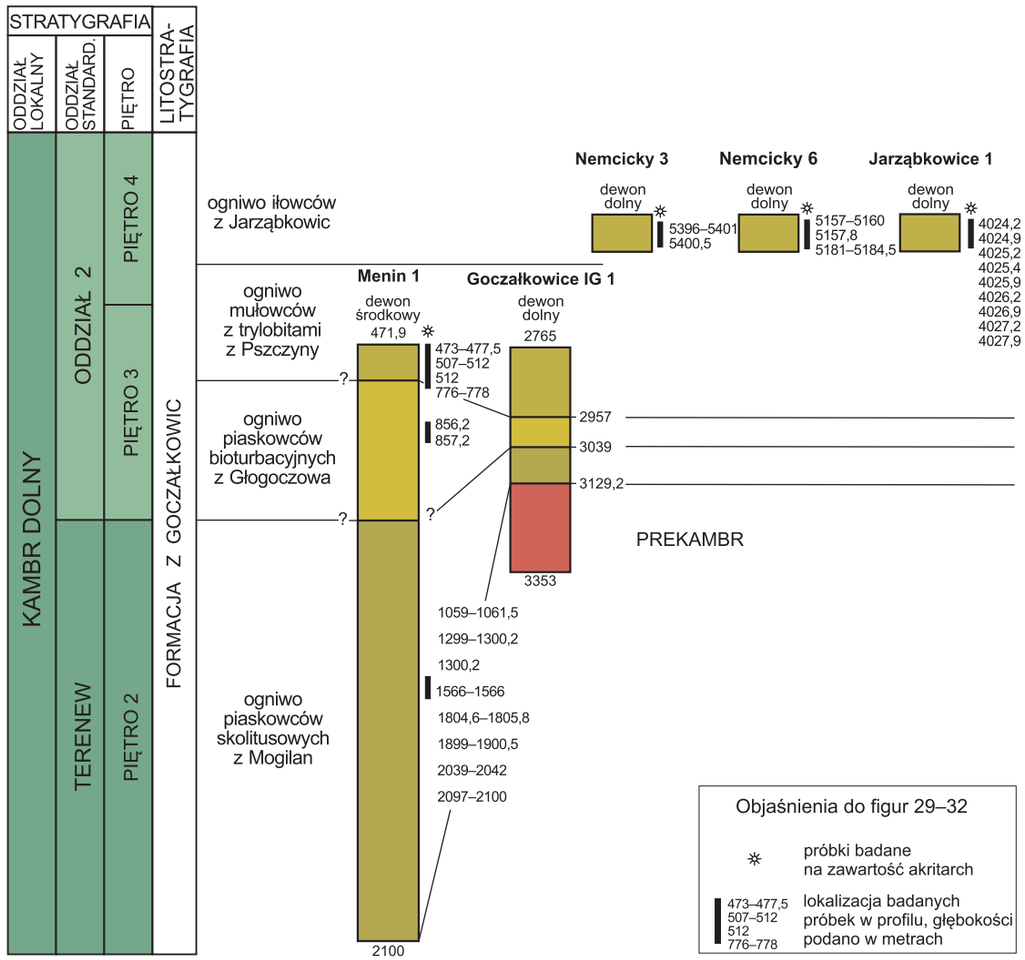


FIG. 29. Korelacja rozpoznanych i palinologicznie udokumentowanych utworów kambru z obszaru bloku Brna z profilem kambru formacji z Goczałkowic z bloku górnośląskiego (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013)

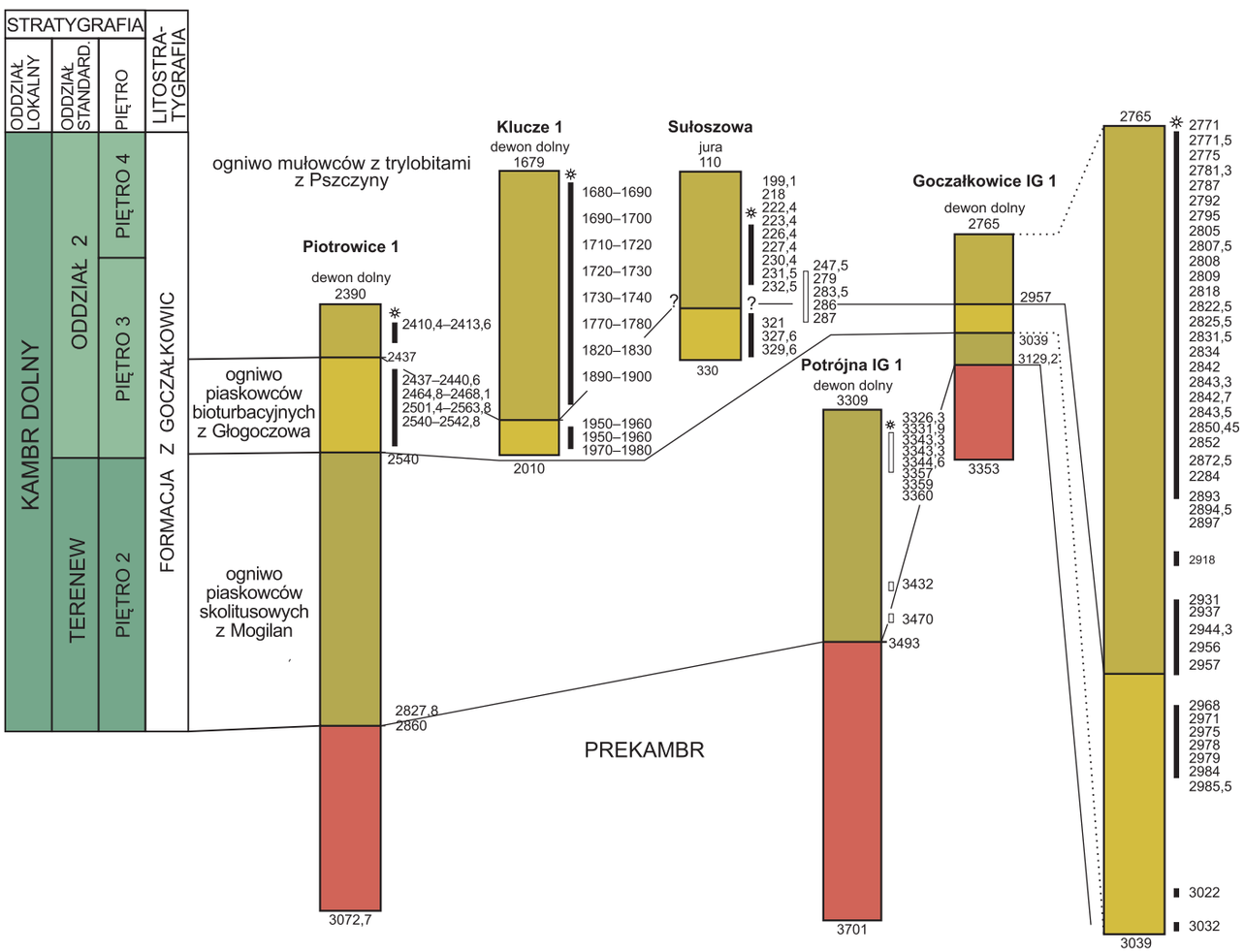


FIG. 30. Jednostki litostratygraficzne utworów dolnokambryjskich w południowej i SW części bloku górnośląskiego (wg Buły, 2000)

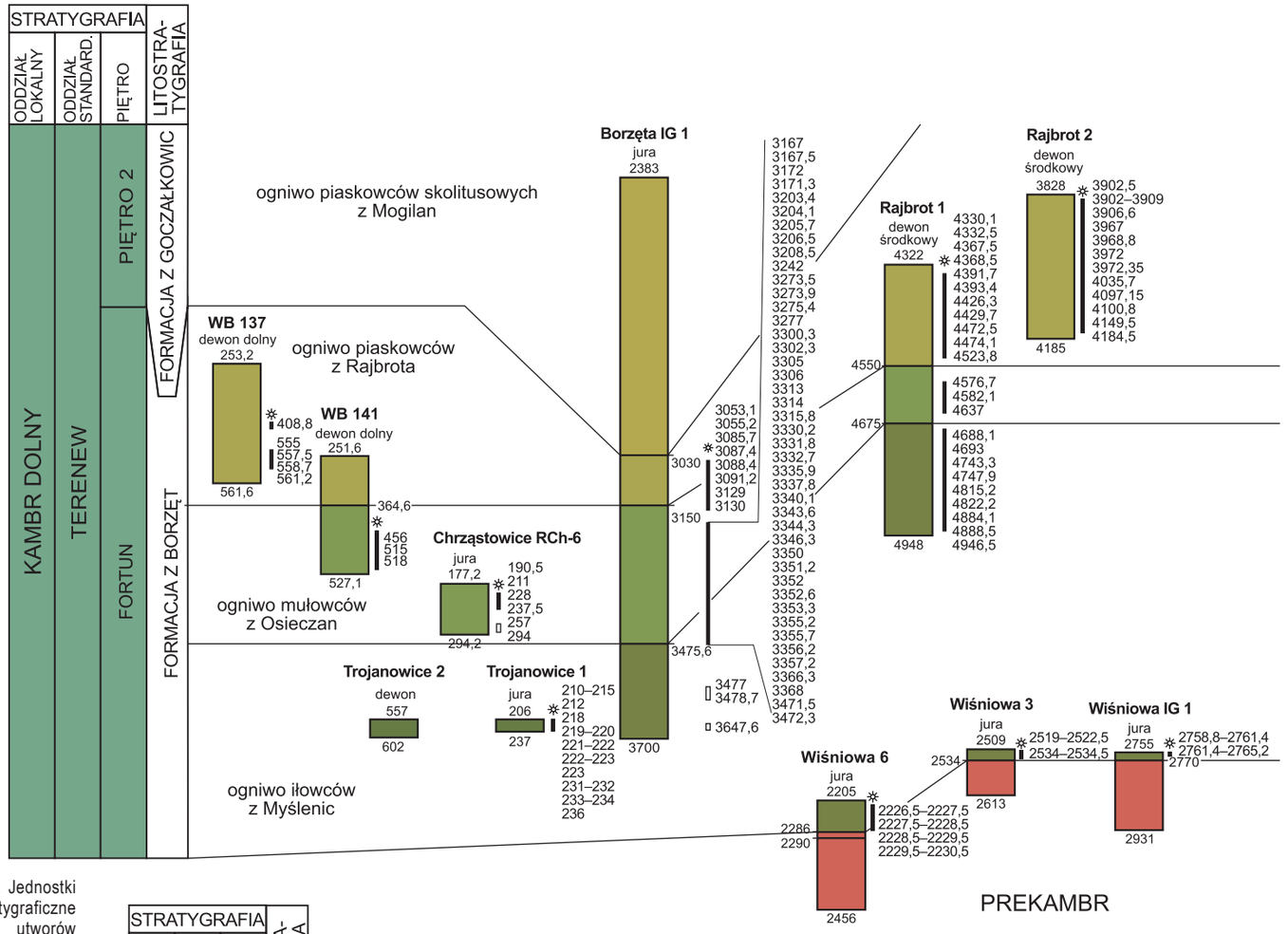


FIG. 31. Jednostki litostratygraficzne utworów dolnokambryjskich we wschodniej części bloku górnośląskiego (wg Buły, 2000; Jachowicz-Zdanowskiej, 2014)

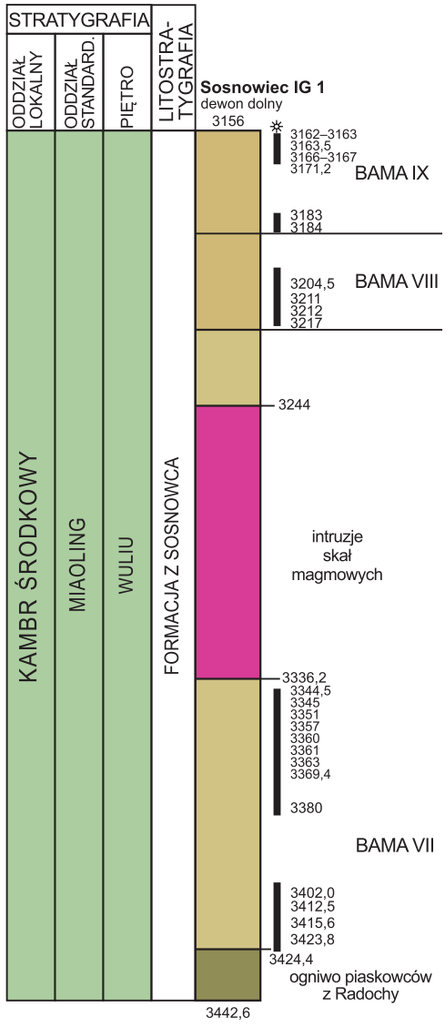


FIG. 32. Profil biostratygraficzny i litostratygraficzny utworów miaolingu w otworze wiertniczym Sosnowiec IG 1 (wg Moczydłowskiej, 1998; Buły, 2000)

na to udokumentowane tu trylobity (Orłowski, 1975c; Żylińska, 2021). Na podstawie zespołów mikroskamieniałości organicznych, znalezionych w najwyższym odcinku profilu kambru w otworze Sosnowiec IG 1, zaliczono tę część sekwencji do miaolingu (Moczydłowska, 1998; fig. 32).

Dla wyróżnionych zespołów przyjęto nazwę BAMA, pochodzącą od pierwszych liter *Brunovistulicum Acritarch Microflora Assemblage*, oraz oznaczono je kolejnymi cyframi rzymskimi (Jachowicz-Zdanowska, 2013). W definiowaniu składu taksonomicznego i zasięgów stratygraficznych poszczególnych gatunków mikroflory najstarszego zespołu organicznego poziomu BAMA I uwzględniono również nowe dane Jachowicz-Zdanowskiej (2014; fig. 33). Występowanie akritarch, definicje ośmiu zespołów akritarch (BAMA I i BAMA III–BAMA IX) wyróżnionych przez Jachowicz-Zdanowską (2013) w polskich profilach kambru bloku górnośląskiego, charakterystyczne dla danego zespołu taksony, chronostratygrafię i korelacje międzyregionalne, przedstawiono w tabeli 8. Przykłady akritarch udokumentowanych w tych poziomach zespołowych znajdują się na figurach 34, 35, a przykłady akritarch udokumentowanych w wierceniu Trojanowice 2 przedstawiono na figurze 36.

4.5. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA BASENU

Jolanta Pacześna

Nawiercona we wschodniej części bloku górnośląskiego sukcesja terenewu reprezentuje w dolnej części utwory zdeponowane na płytkim szelfie, w strefach dolnego i górnego odbrzeża, reprezentowanego przez litofacje iłowcowe z licznymi fodinichnia osadożerców. Górna część sukcesji została zdeponowana w środowisku przybrzeża i jest zdominowana przez litofacje piaskowcowe, z dużym udziałem piaskowców gruboziarnistych i średnioziarnistych (Pacześna, 2014a).

TAB. 7. Jednostki litostratygraficzne w utworach kambru bloku górnośląskiego

Formacja z Borzęt	
Kreator (rok)	Buła (2000)
Miąższość	>600 m
Występowanie	południowa Polska, wschodnia i SE część bloku górnośląskiego (fig. 30, 31)
Litologia/facje	ogniwo iłowców z Myślenic – dominują ciemnoszare iłowce, lokalnie przewarstwiające się z mułowcami o spoiwie węglanowym, często występują mułowce laminowane iłowcami, w iłowcach i mułowcach domieszki większych ziaren kwarcu i detrytusu skał magmowych (Buła, 2000); utwory ogniwa były deponowane w strefie dolnego odbrzeża (Pacześna, 2005, 2014a); ogniwo mułowców z Osieczan – mułowce piaszczyste, przewarstwiające się z piaskowcami drobnoziarnistymi, których udział w spektrum litologicznym ogniwa wzrasta ku górze (Buła, 2000); osady ogniwa reprezentują strefę dystalnego i proksymalnego górnego odbrzeża (Pacześna, 2005, 2014a); ogniwo piaskowców z Rajbrota – piaskowce drobno-, rzadziej średnioziarniste z przewarstwieniami mułowców; w ogniwie znaczny udział piaskowców arkozowych i subarkozowych (Buła, 2000); depozycja utworów ogniwa zachodziła w strefie przybrzeża (Pacześna, 2005, 2014a)
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp formacji z Borzęt: profil geologiczny otworu wiertniczego Borzęta IG 1, głęb. 3030,0–3700,0 m; wschodnia część bloku górnośląskiego; stratotyp ogniwa iłowców z Myślenic: otwór wiertniczy Borzęta IG 1, głęb. 3475,6–3700,0 m; stratotyp ogniwa mułowców z Osieczan: otwór wiertniczy Borzęta IG 1, głęb. 3015,0–3475,6 m; stratotyp ogniwa piaskowców z Rajbrota: otwór wiertniczy Rajbrot 1, głęb. 4322,0–4720,0 m
Skamieniałości	wielkoraki: brak oznaczenia do rodzaju i gatunku; ramienionogi: *Lingulella* sp.; mikroflora*: Leiosphaeridia tenuissima*, *L. minutissima*, *Teophipolia lancerata*, *Synshpaeridium* sp., *Symplassosphaeridium* sp., *Simia* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Leiovalia* sp., *Glomovertalla* sp., *Chuaria circularis, Navifusa* sp., *Pseudotasmanites* sp., *Pulvinosphaeridium* sp., *Tawuia* sp.; prokarionty, sinice: *Palaeolyngbya* sp., *Siphonophycus kestron*, *Oscilatorites* sp., *Polythrichoides lineatus*; *s*kamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus*, *Teichichnus* isp., *Planolites montanus, P. beverleyensis, Diplocraterion* isp.
Biostratygrafia	kambr, poziomy *Sabellidites* i *Platysolenites*
Chronostratygrafia	terenew
Magnetostratygrafia	brak
Historia badań	litologiczno, sedymentologiczne i ichnologiczne: Ślączka (1976, 1982); Kotas (1982a, b); Pacześna (2005, 2014a); litostratygraficzne: Buła (2000); stratygraficzno-paleontologiczne: Gucik, Koszarski (1973); Jachowicz (1994); Jachowicz, Moryc (1995); Buła, Jachowicz (1996); Jachowicz-Zdanowska (2013, 2014)
Synonimy	brak
Jednostki podległe	ogniwo iłowców z Myślenic, ogniwo mułowców z Osieczan, ogniwo piaskowców z Rajbrota
Formacja z Goczałkowic	
Kreator (rok)	Buła (2000)
Miąższość	zróżnicowana regionalnie, od 70 m w rejonie Bielska Białej do ok. 2000 m w rejonie Mogilan–Grabowa
Występowanie	południowa Polska, blok górnośląski (fig. 30, 31)
Litologia/Facje	ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan – najniższą część ogniwa tworzą zlepieńce drobnootoczakowe, żwirowce i piaskowce gruboziarniste, ku górze profilu występują piaskowce gruboziarniste z warstwami zlepieńców i mułowców (Buła, 2000); osady dolnej części ogniwa były deponowane na stożkach aluwialnych i deltach stożkowych. W górnej części ogniwa utwory delty stożkowej płynnie przechodzą w transgresywne osady górnego przybrzeża (Pacześna, 2005); ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa – dominują mułowce piaszczyste, przewarstwiające się z piaskowcami drobnoziarnistymi i mułowcami; spektrum środowisk sedymentacji jest monotonne, reprezentowane przez górne i środkowe przybrzeże (Pacześna, 2005); ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny to przewarstwiające się mułowce z piaskowcami drobnoziarnistymi, z rzadkimi przewarstwieniami piaskowców gruboziarnistych (Buła, 2000), utwory ogniwa osadzone w dolnej części profilu ogniwa w strefie dolnego przybrzeża, w górnej części profilu w górnym odbrzeżu (Pacześna, 2005); ogniwo iłowców z Jarząbkowic – dominują ciemnoszare i masywne iłowce (Buła, 2000); osadzone w głębszej strefie szelfu – dystalnego odbrzeża (Pacześna, 2005)
Stratotyp/Występowanie	formacja z Goczałkowic: otwór wiertniczy Goczałkowice IG 1, głęb. 2765,0–3129,2 m;. ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan: otwór wiertniczy Mogilany 1, głęb. 1112,0–2500,0 m; ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa: otwór wiertniczy Głogoczów IG 1, głęb. 2470, 0–2605, 0 m; ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny: otwór wiertniczy Głogoczów IG 1, głęb. 2765,0–2957,0 m; ogniwo iłowców z Jarząbkowic: otwór wiertniczy Jarząbkowice 1, głęb. 3980-4028 m
Skamieniałości	trylobity (ogniwo piaskowców z trylobitami z Pszczyny): *Schmidtiellus panowi, Berabichia* sp., *Strenuaeva* sp., *Epichalnipsus* sp.; mikroflora: *Leiosphaeridia* sp., *Globosphaeridium cerinum*, *Globosphaeridium* sp., *Skiagia ciliosa*, *S. ornata*, *S. compressa*, *S. orbiculare*, *S. brachyspinosa*, *S. pilosiuscula*, *Skiagia* sp., *Lophosphaeridium dubium*, *Granomaginata squamcea*, *Asteridium spinosum*, *A. lanatum*, *A. pallidum*, *Comasphaeridium silesiense*, *C. aagglutinatum*, *C. longispinosum*, *C. molliculum*, *C. spinosum*, *C. strigosum*, *C. velvetum*, *Cristallinium cambriense*, *Cymatiosphaera* sp., *Heliospaeridium dissimilare*, *H. obscurum*, *H. lubomlense*, *Multiplicisphaeridium parvum*, *M. xianum*, *Polygonium varium*, *Solisphaeridium implicatum*, *Sol. cylindratum*, *Sol. elegans*, *Sol. bimodulentum*, *Archeodiscina multipunctata*, *Arch. umbonulata*, *Ceratphyton vernicosum*, *Chuaria cyrcularis*, *Eklundia campanula*, *E. florentinata*, *E. pusilla*, *E. varia*, *Globosphaeridium arenulum*, *Goniosphaeridium volkovae*, *Ichnosphaera aranea*, *I. delicata*, *I. flexuosa, I. stipatica*, *Lechistania magna*, *Parmashaeridium implicatum*, *P. robustispinosum*, *Permospermella gigantea, Per. inordinata, Pterospermopsimorpha rugulosa, Sagatun* priscum; skamieniałości śladowe: *Teichichnus rectus, Planolites montanus, P. beverleyensis, Diplocraterion* isp.*, Monocraterion* isp. *, Bergaueria major, B.* isp.*, Skolithos linearis, Rosselia* isp.
Biostratygrafia	poziom *Holmia kjerulfi*
Chronostratygrafia	oddział 2
Magnetostratygrafia	brak
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i ichnologiczne: Ślączka (1976, 1982); Gucik, Koszarski (1973); Kotas (1982a, b); Pacześna (2005, 2010d); litostratygraficzne: Buła (2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Biernat, Baliński (1973); Orłowski (1975b); Kowalczewski i in. (1984); Jachowicz (1994); Buła, Jachowicz (1996); Moczydłowska (1998); Jachowicz-Zdanowska, 2013; Żylińska (2021)
Synonimy	brak
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan, ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa, ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny

4
Blok górnośląski

TAB. 7 cd.

Formacja z Sosnowca	
Kreator (rok)	Buła (2000)
Miąższość	ok. 195 m
Występowanie	południowa Polska, blok górnośląski (fig. 30, 32)
Litologia/Facje	górna część formacji z Sosnowca to mułowce i piaskowce drobnoziarniste. W dolnej część profilu formacji występuje kompleks piaskowców różnoziarnistych z warstwami piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców; został on zdefiniowany przez Kowalczewskiego (1990) jako ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy. Utwory formacji z Sosnowca osadziły się w strefie litoralnej z udziałem pływów
Stratotyp/Występowanie	formacja z Sosnowca: profil geologiczny otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1, głęb. 3156,0–3442, 6 m; centralna część bloku górnośląskiego. Ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy: profil geologiczny otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1, głęb. 3425,0–3442,6 m (nie dowiercono do dolnej granicy ogniwa)
Skamieniałości	ramienionogi: bezzawiasowe z rodziny Lingulidae i Acrotretidae; mikroflora: *Granomarginata squamacea*, *G. parva*, *Celtiberium ondulatum*, *C.?papillatum*, *Baltisphaeridium implicatum*, *B. compressum*, *Timofeevia phosphoritica*, *T. lancarae*, *T. pentagonlis*, *Micrhystridium notatum*, *M. lubomlense*, *M. spinosum*, *Cristallinium cambriense*, *Elliasum llaniscum*, *Ammonidium oligum*, *Am. notatum*, *Am. bellum*, *Adara alea*, *Ad. undulata*, *Alliumella baltica*, *Asteridium lanatum*, *As. solidum*, *As. pilare*, *As. solidum*, *As. spinosum*, *As. tornatum*, *Actinotodissus ?* sp., *Aryballomorpha* sp., *Comasphaeridium gogense*, *C. longispinosum*, *C. silesiense*, *C. vozmedianum*, *C. soniae*, *C. francinae*, *Cristallinium cambriense*, *Cr. ovilense*, *Cr. randomense*, *Cr. compactum*, *Cymatiosphaera crameri*, *Cy. postae*, *Duplispaera luminosa*, *Elliasum llaniscum*, *E. asturicum*, *Estiastra minima*, *Heliosphaeridium bellulum*, *H. coniferum*, *H. dissimilare*, *H. exile*, *H. lanceolatum*, *H. longum*, *H. nodosum*, *H. obscurum*, *H. oligum*, *H. serridentatum*, *Lophosphaeridium latviense*, *L. variabile*, *Multiplicisphaeridium martae*, *M. parvum*, *M. ramosum*, *M. sosnowiecense*, *M. varietatis*, *M. xianum*, *M. llynense*, *Pterospermella vitalis*, *Retisphaeridium brayense*, *Revinotesta izohorica*, *R. microspinosa*, *R. ordensis*, *R. saccata*, *Skiagia ciliosa*, *S. compressa*, *Solisphaeridium cylindratum*, *So. elegans*, *So. flexipilosum*, *So. implicatum*, *So. multiflexipilosum*, *Stelliferidium robustum*, *Vogtlandia simplex*, *Turrisphaeridium turgidum*, *T. reticulatum*, *Retisphaeridium lechistanium*, *Parmasphaeridium* sp.; skamieniałości śladowe: *Planolites montanus*, *P. beverleyensis*, *Gordia* sp.
Biostratygrafia	nadpoziomy *Acadoparadoxides oelandicus–Paradoxides paradoxissimus–(?)Paradoxides forchhammeri*
Chronostratygrafia	kambr, miaoling
Magnetostratygrafia	brak
Historia badań	litologiczne, sedymentologiczne i ichnologiczne: Pacześna (2014b); litostratygraficzne: Kowalczewski (1990); Buła (2000); paleontologiczno-stratygraficzne: Biernat, Baliński (1973); Buła, Jachowicz (1996); Moczydłowska (1997, 1998); Jachowicz-Zdanowska (2013, 2014)
Synonimy	brak
Jednostki podległe	ogniwo piaskowców różnoziarnistych i żwirkowych z Radochy (Kowalczewski, 1990)

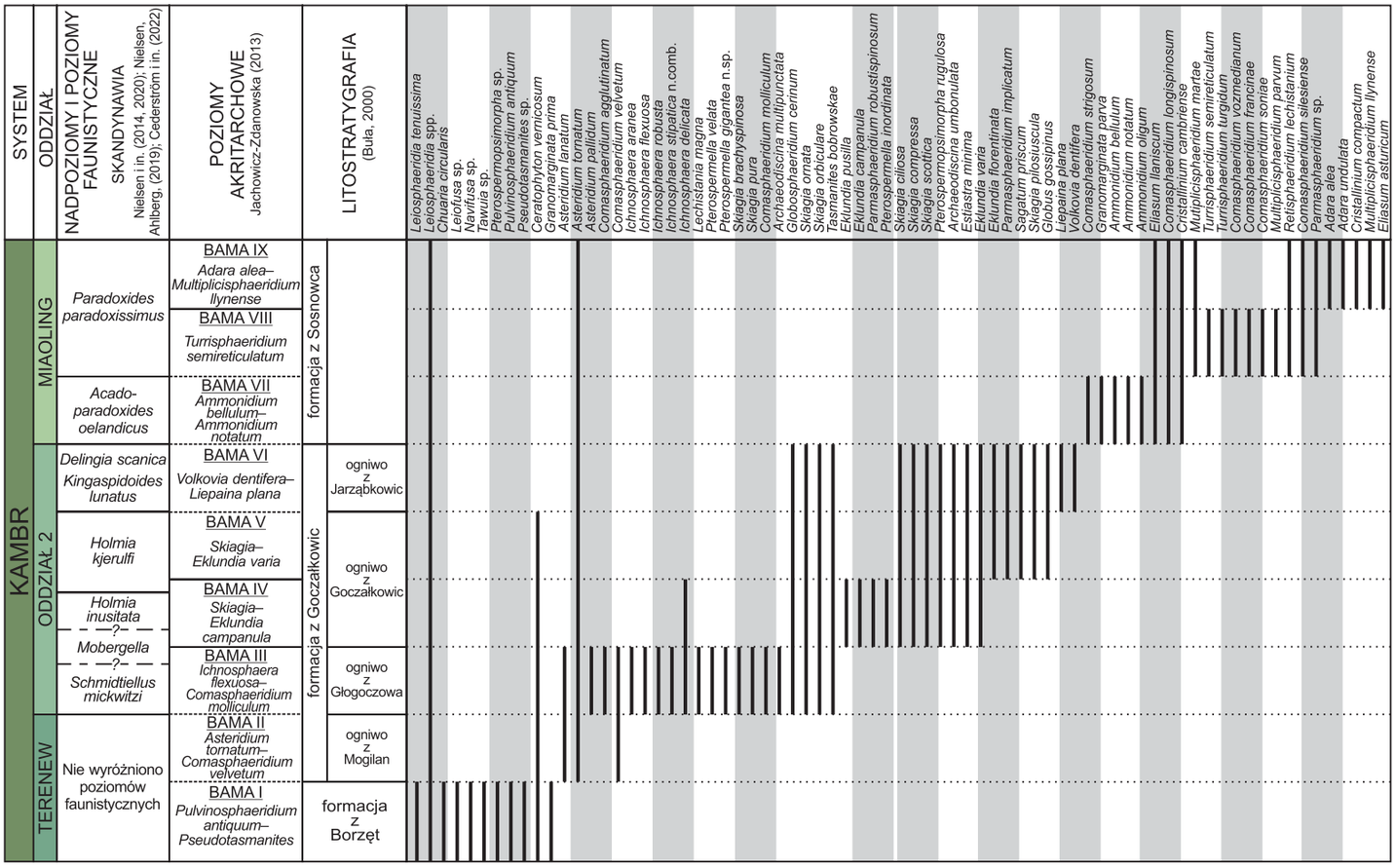


FIG. 33. Zasięgi wybranych taksonów akritarch w utworach kambru brunowistulikum (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013, 2014)

TAB. 8. Biozonacje akritarchowe na bloku górnośląskim i ich korelacja międzyregionalna (wg Jachowicz-Zdanowskiej, 2013, 2014)

Poziom	Występowanie w profilach otworów	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
BAMA I *Pulvinosphaeridium antiquum–Pseudotasmanites*	Borzęta IG 1, Rajbrot 1, Rajbrot 2, Wiśniowa IG 1, Wiśniowa 3, Wiśniowa 6, Chrząstowice (Rch 6), Trojanowice, Trojanowice 2, WB 9, WB 137, WB 141	obecność akritarch z rodzaju *Leiosphaeridia* o nieskomplikowanych morfologicznie ciałkach oraz sferycznych kolonii rodzajów: *Synsphaeridium, Symplassosphaeridium, Siphonophycus, Simia i Pterospermopsimorpha*, obecność nitkowatych sinic (Cyanophyta), występujących pojedynczo lub tworzących kolonie	zespół mikroflory (fig. 36)*: Leiosphaeridia tenuissima*, *Leiosphaeridia crassa*, *Leiosphaeridia* spp., *Pulvinosphaeridium antiquum*, *Pulvinosphaeridium* sp., *Pseudotasmanites* sp., *Ceratophyton vernicosum*, *Tawuia* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Navifusa* sp., *Leiovalia*, *Granomarginata*, *Simia*, *Teophipolia i Glomovertalla*. Sinice*: Palaeolyngbya* sp., *Oscilatorites* sp., *Siphonophycus kestron i Polythrichoides lineatus*. „Megaalgi": *Chuaria circularis*, *Chuaria* sp., *Ceratophyton vernicosum*, *Teophipolia lancerata*	terenew, poziom *Płatysolenites antiquissimus*	w aktualnym podziale stratygraficznym kambryjskiego systemu, asocjacja akritarch – poziom BAMA I odpowiada utworom najstarszego oddziału kambru – terenewu i może być korelowana z poziomem *Płatysolenites antiquissimus* oraz poziomem akritarchowym *Granomarginata prima*, wyznaczonym w części NW platformy wschodnioeuropejskiej (Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002)
BAMA III *Ichnosphaera flexuosa–Comasphaeridium molliculum*	Goczałkowice IG 1, Głogoczów IG 1, Klucze 1, Sułoszowa, Kozy MT 3, Kęty 8, Kęty 9, Andrychów 3, Piotrowice, Měnín 1 (blok Brna)	zespół poziomu BAMA III wyróżnia się dominacją akritarch z przewodniego rodzaju *Ichnosphaera* i jest reprezentowany przez kilka gatunków. Większość gatunków rodzaju *Ichnosphaera* udokumentowano tylko w osadach ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa	zespół mikroflory (fig. 34): *Ichnosphaera brachyspinosa*, *I. aranea*, *I. flexuosa*, *I. robusta*, *I. stipatica*, *Globosphaeridium cerinum*, *Asteridium lanatum*, *A. pallium*, *A. tornatum*, *Comasphaeridium agglutinatum*, *C. molliculum*, *C. velvetum*, *Pterospermella velata*, *P. gigantea, Granomarginata prima*, *G.squamacea, Lophosphaeridium dubium*, *Lechistania magna, Skiagia brachyspinos*, *S. ornata*, *S. orbiculare*, *S. pura*, *Tasmanites bobrowskae*, *Archaeodiscina umbonulata*	zasięgi stratygraficzne zespołów akritarchowych z przewodnim rodzajem *Ichnosphaera* są głównie związane z utworami, które należy korelować z piętrem 3 lub spągiem piętra 4 kambryjskiego oddziału 2	liczne okazy gatunków obecnie włączonych do rodzaju *Ichnosphaera* dokumentowano najczęściej w utworach korelowanych z wyższą częścią poziomu *Schmidtiellus mickwitzi* oraz dolną częścią poziomu *Holmia kjerulfi* (Volkova i in., 1983; Moczydłowska, Vidal, 1986; Hagenfeldt, 1989a, b; Eklund, 1990; Moczydłowska, 1991, 2011). Podobny zespół występuje w utworach wczesnego kambru Skandynawii (Moczydłowska, Vidal, 1986), gdzie licznie występują w osadach „Mickwiztia Sandstone" centralnej Szwecji i południowej Szwecji, skąd m.in. opisano gatunek typowy *Ichnosphaera flexuosa* (= *Elektoriskos flexuosus*) (Eklund, 1990). Znane są również z utworów formacji: „Green Shale" z Bornholmu (Moczydłowska, Vidal, 1986), Buen w północnej Grenlandii oraz Bastion z południowej Grenlandii (Moczydłowska, Vidal, 1986). Rodzaj *Ichnosphaera* został stwierdzony w utworach kambryjskich platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova i in., 1983; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992, 1994; Jankauskas, 2002; Moczydłowska, 2011) oraz platformy syberyjskiej (Rudavskaya, Vassileva, 1984). Obecność gatunku *Ichnosphaera robusta* (= *Elektoriskos flexuosus*) udokumentowano w utworach oddziału 2 kambru południowej Irlandii (Rushton, Molyneux, 2011)
BAMA IV *Skiagia–Eklundia campanula*	Goczałkowice IG 1, Klucze 1, Sułoszowa, Piotrowice 1	masowe występowanie przedstawicieli rodzaju *Skiagia* to cecha charakterystyczna zespołów akritarch poziomu BAMA IV, występujących w dolnej części profili ogniwa mułowców z trylobitami z Pszczyny	zespół mikroflory (fig. 34): *Skiagia scottica* (FAD*), *S. ciliosa* (FAD), *S .orbiculare, S. compressa, S. ornata, S. pura, Eklundia pusilla* (FAD), *E. campanula* (FAD), *E. varia* (FAD), *Heliosphaeridium dissimilare, Pterospermella inordinata, Multiplicisphaeridium xianum, M. primarium, Pterospermopsimorpha rugulosa, Archaeodiscina umbonulata, Eklundia varia, Estiastra minima, Alliumella baltica, Parmasphaeridium robustispinosum, Globus gossipinus, Retisphaeridium pusillatum, R. brayense, Comasphaeridium strigosum, C.spinosum, Sagatum priscum, Solisphaeridium elegans, Leiovalia tenera*	zespół był wielokrotnie znajdowany głównie w utworach poziomów *Holmia kjerulfi, Protolenus*, a także w utworach nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* i *Paradoxides paradoxissimus* na platformie wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969a, b; Moczydłowska, 1981, 1991; Downie, 1982; Moczydłowska, Vidal, 1986; Vidal, Peel, 1988; Hagenfeldt, 1989a, b)	asocjacje poziomu BAMA IV są zbliżone składem rodzajowym i gatunkowym do zespołów opisanych z dolnej części zony akritarchowej *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) oraz zespołu *Baltisphaeridium cerinum–Skiagia ciliosa* zony *Baltisphaeridium cerinum* na platformie wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002). Większość z występujących we wspomnianych wyżej zonach taksonów, swoim zasięgiem obejmuje również starsze i młodsze utwory niższego kambru trylobitowego (Moczydłowska, 1991; Jankauskas, Lendzion, 1992, 1994; Jankauskas, 2002)
BAMA V *Skiagia-Eklundia varia*	Goczałkowice IG 1, Klucze 1, Měnín 1 (blok Brna)	cechą charakterystyczną zespołu jest pojawienie się okazów rodzaju *Skiagia* o znacznie większej średnicy ciałka, niekiedy dwukrotnie. W utworach tego poziomu, z rodzaju *Skiagia*, nie znaleziono tu jedynie przedstawicieli gatunków *S. pura* czy *S. brevispinosa*, natomiast pojawiają się wyraźne, duże okazy gatunku *S. pilosiuscula*. Kolejnymi nowymi składnikami asocjacji są *Parmasphaeridium implicatum*, *Polygonium baltiscandium* i *Eklundia florentinata*	zespół mikroflory (fig. 34): *Skiagia ciliosa, S. compressa, S. orbiculare, S. ornata, S. pilosiuscula, S. scottica, Multiplicisphaeridium xianum, Eklundia varia, Estiastra minima*, *Granomarginata squamacea*, *Heliosphaeridium dissimilare*, *Archaeodiscina umbonulata*, *Globus gossipinus*, *Parmasphaerdium implicatum* (FAD), *Sagatum priscum*, *Retisphaeridium pusillatum*, *Pterospermopsimorpha rugulosa*, *Retisphaeridium brayense*, *Polygonium baltiscandium* (FAD), *Eklundia florentinata* (FAD)	zespół akritarch poziomu BAMA V udokumentowano m.in. w górnym odcinku profilu kambru wiercenia Goczałkowice IG 1, w którym zostały znalezione trylobity: *Schmidtiellus panowi*, *Berabichia* sp., *Strenuaeva* sp., *Epichalnipsus* sp., charakterystyczne dla poziomu *Holmia kjerulfi* (Orłowski, 1975b; Żylińska, 2021)	podobne asocjacje mikroskamieniałości, zbliżone składem rodzajowym i gatunkowym są charakterystyczne dla zon akritarchowych *Heliosphaeridium dissimilare–Skiagia ciliosa* (Moczydłowska, 1991) oraz *Estiastra minima–Micrhystridium dissimilare* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonych dla utworów poziomu *Holmia kjerulfi,* rozpoznanych w wielu obszarach platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1969; Volkova i in., 1983; Moczydłowska, 1991; Jankauskas, 2002), Szkocji, Grenlandii i Kanady (Downie, 1982; Vidal, 1984), Chin (Zang, 1992; Moczydłowska, Zang, 2006) oraz południowej Australii (Moczydłowska, Zang, 2006). W SE Polsce poza obszarem lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego, zespoły akritarch tego wieku udokumentowano również w obrębie utworów kambru bloku małopolskiego, w strefie Stalowa Wola–Lubaczów (Jachowicz-Zdanowska, 2011). Poza wymienionymi regionami, asocjacje akritarch charakterystyczne dla poziomu *Holmia kjerulfi* opisano również z zachodniej części obniżenia bałtyckiego na platformie wschodnioeuropejskiej (Szczepanik, 2000) oraz z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Szczepanik, 2009)
BAMA VI *Volkovia dentifera–Liepaina plana*	Jarząbkowice 1, Němčičky-3, Němčičky-6 (blok Brna)	pojawienie się gatunków *Liepaina plana, Volkovia dentifera*	zespół mikroflor (fig. 34):*Skiagia scottica*, *S. orbiculare*, *S. ciliosa*, *Pterospermopsimorpha rugulosa*, *Estiastra minima*, *Eklundia varia*, *Heliosphaeridium dissimilare*, *Globus gossipinus*, *Sagatum priscum*, *Liepaina plana*, *Volkova dentifera*	oddział 2, poziom *Protolenus* Na podstawie występowania gatunków *Liepaina plana* i *Volkovia dentifera* na bloku Brna wiek określono jako poziom *Protolenus* (Vavrdová, Bek, 2001; Mikuláš i.in., 2008)	zespoły akritarch udokumentowane w cząstkowych profilach kambryjskich dwóch wierceń z rejonu Brna (Němčičky-3, Němčičky-6) oraz w otworze Jarząbkowice 1 po polskiej stronie brunowistulikum, są najmłodszymi asocjacjami mikroflory oddziału 2 kambryjskiego systemu, rozpoznanymi na bloku górnośląskim, które korelować należy z zonami *Volkovia–Liepaina* (Moczydłowska, 1991) lub *Volkovia dentifera* (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002), wyznaczonymi dla poziomu *Protolenus* na platformie wschodnioeuropejskiej
BAMA VII *Ammonidium bellulum-Ammonidium notatum*	Sosnowiec IG 1	występowanie przewodnich gatunków akritarch: *Ammonidium notatum Ammonidium oligum, Heliosphaeridium longum* i *Granomarginata parva*	zespół mikroflory (fig. 35): *Ammonidium bellulum*, *A. notatum*, *A. oligum*, *Heliosphaeridium longum*, *Granomarginata parva, G. squamacea*, *Eliasum llaniscum*, *Asteridium tornatum*, *Ast. spinosum*, *Heliosphaeridium lanceolatum*, *Comasphaeridium strigosum*, *Cristallinium cambriense*, *Lophosphaeridium dubium*, *Multiplicisphaeridium xianum*, *Retisphaeridium howellii*, *Skiagia ciliosa*	oddział 2 – poziom *Protolenus;* miaoling – nadpoziom *Acadoparadoxides oelandicus* (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Hagenfeldt, 1989a, b; Moczydłowska, 1991, 1998, 1999; Jankauskas, Lendzion, 1992; Vidal, Peel, 1993; Jankauskas, 2002)	gatunki *Ammonidium notatum* oraz *Ammonidium oligum* to formy znane z utworów kambryjskich, w których pojawiają się w poziomie *Protolenus* i bardzo licznie występują w utworach nadpoziomu *Acadoparadoxides oelandicus* (Vanguestaine, Van Looy, 1983; Hagenfeldt, 1989a b; Moczydłowska, 1991, 1998, 1999; Jankauskas, Lendzion, 1992; Vidal, Peel, 1993; Jankauskas, 2002). Forma *Ammonidium notatum* (= *Heliosphaeridum notatum*) to m.in. akson indeksowy zony akritarchowej *Micrhystridium notatum–Lophosphaeridium variabile* (Jankauskas, Lendzion, 1992), wyznaczonej w utworach niższych ogniw nadpoziomu *A. oelandicus* platformy wschodnioeuropejskiej (Jankauskas, Lendzion, 1992; Jankauskas, 2002) oraz zony akritarchowej *Heliosphaeridium notatum* (Palacios i in., 2006), rozpoznanej w utworach kambru południowej Hiszpanii, wiekowo odpowiadających poziomowi *Protolenus* (Palacios i in., 2006). Gatunek *Ammonidium bellulum* został opisany po raz pierwszy jako *Heliosphaeridium bellulum* z kambryjskiego odcinka profilu otw. Sosnowiec IG 1 (Moczydłowska, 1998). Utwory te, nie posiadające datowania faunistycznego, na podstawie uzyskanych zespołów akritarch skorelowano z nadpoziomem *Acadoparadoxides oelandicus* (Moczydłowska, 1998). Okazy tego gatunku dokumentowano wcześniej w utworach tego wieku w innych obszarach, np. na Litwie, gdzie zostały oznaczone jako *Micrhystridium notatum* (Jankauskas, 2002), czy formy zilustrowane z Maroka, opisane jako *Micrhystridium* aff. *coniferum* (Vanguestaine, Van Looy, 1983)

TAB. 8 cd.

Poziom	Występowanie w profilach otworów	Definicja	Zespół charakterystycznych taksonów	Chronostratygrafia	Korelacja międzyregionalna
BAMA VIII *Turrisphaeridium semireticulatum*	Sosnowiec IG 1	podstawą wyróżnienia pierwszego z dwóch przewodnich zespołów akritarch, udokumentowanych w utworach kambru profilu wiercenia Sosnowiec IG 1 powyżej intruzji skał magmowych, jest pojawienie się i obecność bardzo licznej populacji charakterystycznego, nowego rodzaju *Turrisphaeridium* wraz z taksonami przewodnimi, *Turrisphaeridium semireticulatum i T. turgidus*	zespół mikroflory (fig. 35): *Turrisphaeridium semireticulatum* (FAD), *T. turgidum* (FAD), *Comasphaeridium silesiense*, *C. soniae* (FAD), *C. francinae* (FAD), *C. vozmedianum*, *Cristallinium cambriense*, *Eliasum llaniscum*, *Multiplicisphaeridium martae*, *Multiplicisphaeridium ramosum*, *Retisphaeridium lechistanium*, *Solisphaeridium flexipilosum*, *S. multiflexipilosum*, *Asteridium spinosum*, *A. tornatum*, *Granomarginata squamacea*, *Lophosphaeridium dubium*, *Parmasphaeridium implicatum*, *Retisphaeridium capsulatum*, *R. dichamerum*, *R. lechistanium* (*FAD*), *R. howelii*, *R. ovillense*, *Revinotesta* sp.	miaoling	większość z wymienionych gatunków jest charakterystyczna dla zespołów akritarch opisanych z innych obszarów występowania utworów miaolingu, gdzie korelowano je z nadpoziomem *Paradoxides paradoxissimus* (Slaviková, 1968; Cramer, Diez Cramer, 1972; Fombella, 1977, 1978, 1979, 1986; Erkmen, Bozdoğan, 1981; Martin, Dean, 1983, 1984; 1988; Jankauskas, Lendzion, 1992, 1994; Hagenfeldt, 1989b; Volkova, 1990; Palacios i in., 2006; Palacios, 2008, 2010)
BAMA IX *Adara alea–Multiplicisphaeridium llynense*	Sosnowiec IG 1	drugi, kambryjski poziom BAMA IX udokumentowany powyżej intruzji skał magmowych w profilu otworu Sosnowiec IG 1 został wyróżniony na podstawie masowego pojawienia się rodzaju *Adara* z przewodnimi gatunkami *Adara alea, A. undulata* oraz *Multiplicisphaeridium llynense*	zespół mikroflory (fig. 35): *Adara alea*, *A. undulata*, *Cristallinium compactum*, *Multiplicisphaeridium llynense*, *A. spinosum*, *Cristallinium cambriense*, *Parmasphaeridium implicatum*, *Eliasum llaniscum*, *Comasphaeridium vozmedianum*, *C. longispinosum*, *C. silesiense*, *Granomarginata squamacea*, *Retisphaeridium capsulatum*, *R. dichamerum*, *R. lechistanium*, *R. ovillense*	miaoling	przewodni gatunek *Adara alea* jest indeksową formą zony akritarchowej *Adara alea* (Martin, Dean, 1988) = *A1* (Martin, Dean, 1981, 1984), wyznaczonej w utworach miaolingu Nowej Fundlandii, posiadających bardzo dobrą dokumentację faunistyczną (Martin, Dean, 1981,1983, 1988). Znane dotychczas gatunki rodzaju *Adara* odznaczają się stosunkowo krótkimi zasięgami występowania w utworach nadpoziomu *Paradoxides paradoxissimus* (Martin, Dean, 1981,1983, 1988; Palacios, 2010)

* FAD (ang. *first appearance datum*) – pierwsze pojawienie się

Sedymentacja utworów późnego terenewu i epoki 2 kambru w SW i południowej części bloku górnośląskiego odbywała się w środowiskach lądowych: rzek i strumieni roztokowych, stożków aluwialnych oraz w środowiskach przejściowych lądowo-morskich – delt roztokowych i stożkowych. Zapis sedymentacji utworów lądowych jest czytelny w dolnej części ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan w postaci naprzemiennego występowania fluwialnych, frakcjonowanych cykli prostych oraz deltowych cykli odwróconych. Wskaźnikiem przejściowych środowisk lądowo-morskich w wyższej części profilu ogniwa z Mogilan są skamieniałości śladowe *Skolithos linearis* (fig. 37A: Sl) oraz *Monocraterion* isp., występujące w głębszych strefach delt stożkowych i roztokowych.

Morskie systemy depozycyjne przybrzeża i odbrzeża są charakterystyczne dla ogniwa piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa. Cechuje je obecność skamieniałości śladowych typowych dla otwartego, płytkiego szelfu: ichnorodzaje *Bergaueria* (fig. 37B: Be), *Planolites, Teichichnus, Monocraterion, Diplocraterion* (fig. 37B: Dp), *Rusophycus, Cruziana* i *Monomorphichnus*, z wyraźnymi wpływami falowania i incydentalnymi sztormami (Pacześna, 2010d).

Rekonstrukcja paleogeograficzna systemów depozycyjnych w utworach kambru bloku górnośląskiego wskazuje, że ich rozmieszczenie jest związane z epizodami regionalnie urozmaiconej subsydencji. Lądowe systemy stożków aluwialnych i delt stożkowych występują w SW strefie basenu w rejonie otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 oraz w profilach w pobliżu Suchej Beskidzkiej (otwory wiertnicze Lachowice 4 i 7, Stryszawa 2K i Potrójna IG 1). Obszarami alimentacyjnymi dla rzek roztokowych, stożków aluwialnych i deltowych były silnie erodowane wyniesienia w południowej części basenu, zbudowane z prekambryjskich skał krystalicznych.

Rejony basenu charakteryzujące się wysoką subsydencją znajdowały się we wschodniej części basenu (w pobliżu otworów wiertniczych Głogoczów IG 1, Borzęta IG 1, Trojanowice 2, Klucze 1 i Ogrodzieniec 1), gdzie dominowała depozycja w strefie odbrzeża (Pacześna *w*: Pacześna, Poprawa, 2001; Pacześna, 2005: fig. 3).

5 Sudety

Jolanta Pacześna

Występujące w Sudetach kambryjskie skały osadowe i magmowe uległy silnym przeobrażeniom metamorficznym w czasie orogenezy waryscyjskiej. Jedyne pewne datowanie biostratygraficzne skał pochodzi z wapieni wojcieszowskich w Górach Kaczawskich. W skład magmatycznego spektrum litologicznego budującego waryscyjski pas fałdowy wchodzą granitoidy, częściowo zmetamorfizowane do gnejsów oraz przeobrażone metamorficznie skały wulkaniczne i osadowe. Skały te są datowane geochronologicznie i stanowią istotny komponent litologiczny mas skalnych w Zachodnich i Środkowych Sudetach.

5.1. BIOSTRATYGRAFIA

W 2007 r. w Górach Kaczawskich, w okolicach Mysłowa, w zmetamorfizowanych skałach węglanowych, określanych jako wapienie wojcieszowskie, stwierdzono występowanie 10 okazów archeocjatów, wśród których oznaczono rodzaje: *Dokidocyathella* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 5), ?*Nochoroicyathus* sp., *Erismacoscinus* sp., *Afiacyathus* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 2), *Leptosocyathus* sp. (Białek i in., 2007: ryc. 4) i *Protopharetra* sp. Archeocjatom towarzyszyły liczne bioklasty, wśród których opisano występowanie nieoznaczalnych fragmentów pancerzy trylobitów. Wymienione rodzaje archeocjatów pozwalają datować wapienie wojcieszowskie na poziom archeocjatowy *squamosus–zelenovi* ze środkowej części wczesnego kambru (Białek i in., 2007). Według nowego schematu chronostratygraficznego systemu kambryjskiego będzie to oddział 2 kambru, dolna część piętra 4, odpowiadająca bałtyckim piętrom regionalnym vergale–rausve i syberyjskiemu piętru botom. Występujące w okolicach Masłowa archeocjaty porównywano pod względem sposobu zachowania i zróżnicowania taksonomicznego do zespołu archeocjatów udokumentowanych w dolnołużyckiej synklinie Doberlug-Torgau (Elicki, Debrenne, 1993).

Wraz z datowaniami cyrkonów detrytycznych, które wyznaczyły najmłodszy wiek skał źródłowych górnoproterozoicznych metapiaskowców formacji Gackowej na ok. 550 mln lat (Kryza i in., 2007), dolnokambryjski wiek wapieni wojcieszowskch pozwala zawęzić przedział czasowy niezgodności kadomskiej między piaskowcami górnoproterozoicznymi a skalnymi formacjami dolnopaleozoicznymi, na zbliżony do stwierdzonego w strefie sakso-turyńskiej (Linnemann, Romer, 2002).

5.2. MAGMATYZM

Kambryjskie intruzje magmowe są znane z Sudetów Zachodnich, z masywu karkonosko-izerskiego oraz z Sudetów Środkowych, z masywu sowiogórskiego i masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2010: fig. 5). Intruzjom tym przypisuje się genezę związaną z rozwojem ryftu kontynentalnego (Oberc-Dziedzic i in., 2005; Pin i in., 2007) lub związki z nadsubdukcyjnym magmatyzmem przy krawędzi kontynentalnej (Kröner in., 2001). Kambryjskie, granitowe skały intruzywne uległy w ordowiku silnemu niskociśnieniowemu i wysokotemperaturowemu metamorfizmowi, oddziaływującemu na nie w wyniku ścinania skorupy kontynentalnej (Kröner i in., 2000).

Jedynie w masywie karkonosko-izerskim występują niezmienione metamorficznie, dolnopaleozoiczne granitoidy, nazywane granitami rumburskimi.

Znajdująca się w Sudetach Zachodnich jednostka Leszczyńca, zlokalizowana we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego, zawiera w sobie kambryjski kompleks intruzji plutonicznych oraz subwulkanicznych. W skład intruzji wchodzą metabazyty wykazujące cechy geochemiczne bazaltów grzbietów śródoceanicznych. Przedpole metamorficznych płaszczowin południowych i wschodnich Sudetów buduje masyw łużycki i karkonosko-izerski. Oba masywy są interpretowane jako część pasywnego obrzeżenia terranu sakso-turyńskiego, w które wdzierały się kambryjskie intruzje granitoidowe, przeobrażone w gnejsy w czasie orogenezy waryscyjskiej. Według Oberc-Dziedzic i in. (2005) intrudowanie odbywało się w strefie ryftu kontynentalnego, w trakcie odrywania się terranu sakso-turyńskiego od północnej krawędzi paleokontynentu Gondwany.

Jednostki tektoniczne Sudetów Środkowych są zbudowane z neoproterozoicznych i dolno-środkowokambryjskich sekwencji wulkaniczno-osadowych (Mazur in., 2004) oraz kambryjskich plutonów granitowych przeobrażonych w gnejsy (np. Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001).

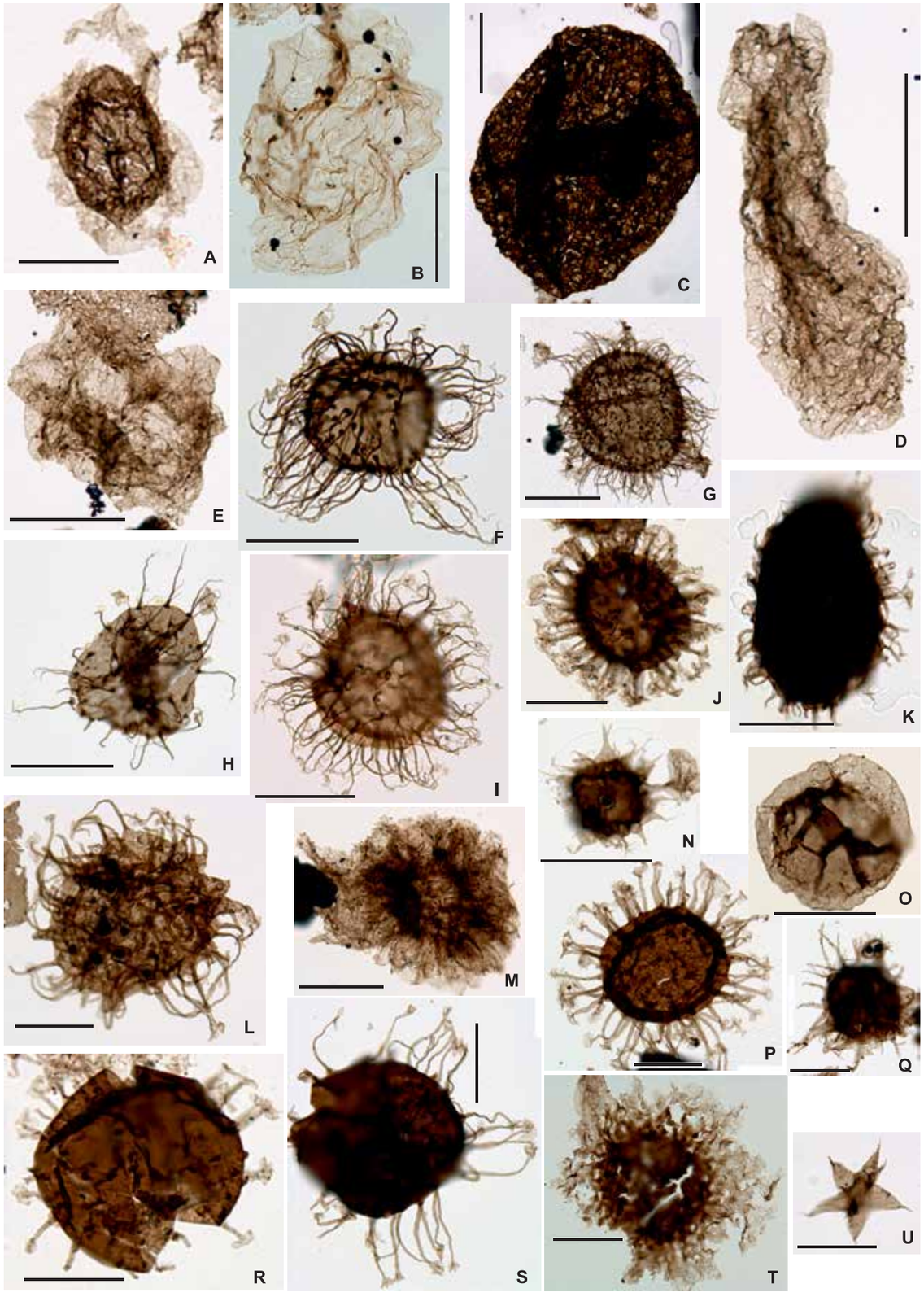


FIG. 34. Akritarchy terenewu i oddziału 2 kambru bloku górnośląskiego – przykładowe gatunki: **A** – *Granomarginata* sp., otwór Wiśniowa IG 1 głęb. 2758,8–2761,4 m; **B** – *Leiosphaeridia tenuissima* Eisenack; otwór Borzęta IG 1, głęb. 3355,3 m; **C** – *Chuaria circularis* Walcott, otwór Borzęta IG 1, głęb. 3355,3 m; **D** – *Navifusa* sp., otwór Wiśniowa IG 1, głęb. 2761,4–2765,8 m; **E** – *Pulvinosphaeridium antiquum* Paškevičiene, otwór Wiśniowa IG 1, głęb. 2761,4–2765,8 m; **F** – *Ichnosphaera flexuosa* (Eklund), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2975 m; **G** – *Ichnosphaera stipatica* (Hagenfeldt), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 3032 m; **H** – *Ichnosphaera robusta* Jachowicz-Zdanowska, otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2984,0 m; **I** – *Ichnosphaera aranea* Jachowicz-Zdanowska, otwór Kozy Mt 3, głęb. 1497,7 m; **J** – *Skiagia scottica* Downie, Sułoszowa, głęb. 199,1 m; **K** – *Skiagia ciliosa* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2850,45 m; **L** – *Skiagia compressa* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,1 m; **M** – *Pterospermella inordinata* Jachowicz-Zdanowska, Sułoszowa, głęb. 199,1 m; **N** – *Eklundia pusilla* Jachowicz-Zdanowska, 2013; otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2842 m; **O** – *Pterospermopsimorpha rugulosa* Jachowicz-Zdanowska, Klucze 1, głęb. 1680–1690,0 m; **P** – *Skiagia ornata* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,1 m; **Q** – *Parmasphaeridium implicatum* (Fridrichsone), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; **R** – *Skiagia pilosiuscula* (Jankauskas), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; **S** – *Skiagia ornata* (Volkova), otwór Goczałkowice IG 1, głęb. 2771,5 m; **T** – *Lechistania magna* Jachowicz-Zdanowska, otwór Kozy Mt 3, głęb. 1497,9 m; **U** – *Estiastra minima* Volkova, Sułoszowa, głęb. 199,1 m. Skala liniowa dla A i F–U wynosi 20 µm, dla B i C – 200 µm, dla D – 50 µm, dla E – 100 µm

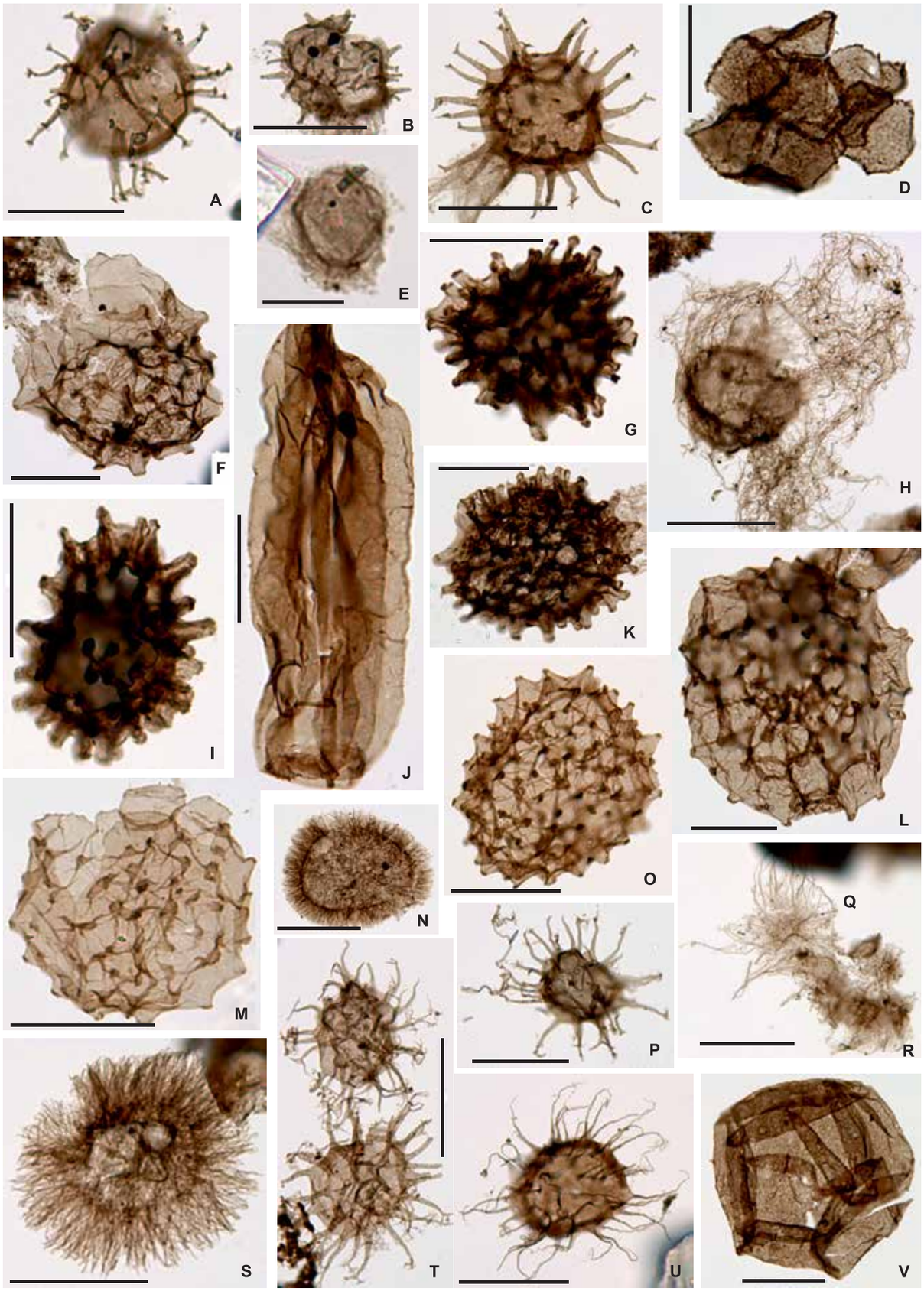


FIG. 35. Akritarchy z utworów miaolingu bloku górnośląskiego – przykładowe gatunki stwierdzone w otworze Sosnowiec IG 1:
A – *Ammonidium bellulum* (Moczydłowska), głęb. 3423,8 m; **B** – *Ammonidium oligum* (Jankauskas), głęb. 3423,8 m;
C – *Multiplicisphaeridium martae* Cramer et Diez, głęb. 3204,5 m; **D** – *Cristallinium cambriense* (Slaviková), głęb. 3204,5 m;
E – *Granomarginata parva* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3412,5 m; **F**, **G** –*Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
H – *Comasphaeridium longispinosum* (Hagenfeldt), głęb. 3204,5 m; **I** – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
J – *Eliasum llaniscum* Fombella, głęb. 3204,5 m; **K** – *Turrisphaeridium semireticulatum* (Timofeev), głęb. 3204,5 m;
L – *Turrisphaeridium turgidum* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m; **M** – *Adara alea* Martin *w:* Martin et Dean, głęb. 3162–3163 m;
N – *Comasphaeridium vozmedianum* (Fombella), głęb. 3204,5 m; **O** – *Adara alea* Martin *w:* Martin et Dean, głęb. 3162–3163 m;
P – *Multiplicisphaeridium llynense* (Martin *w:* Young, Martin, Dean et Rushton), głęb. 3162–3163 m; **Q** – *Comasphaeridium soniae* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m;
R – *Comasphaeridium francinae* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m; **S** – *Comasphaeridium silesiense* (Moczydłowska), głęb. 3204,5 m;
T – *Multiplicisphaeridium ramosum* Moczydłowska, głęb. 3204,5 m; **U** – *Solisphaeridium flexipilosum* (Slaviková), głęb. 3204,5 m;
V – *Retisphaeridium lechistanium* Jachowicz-Zdanowska, głęb. 3204,5 m. Skala liniowa dla A–G, I, K–V wynosi 20 µm, dla H – 50 µm i dla J – 100 µm

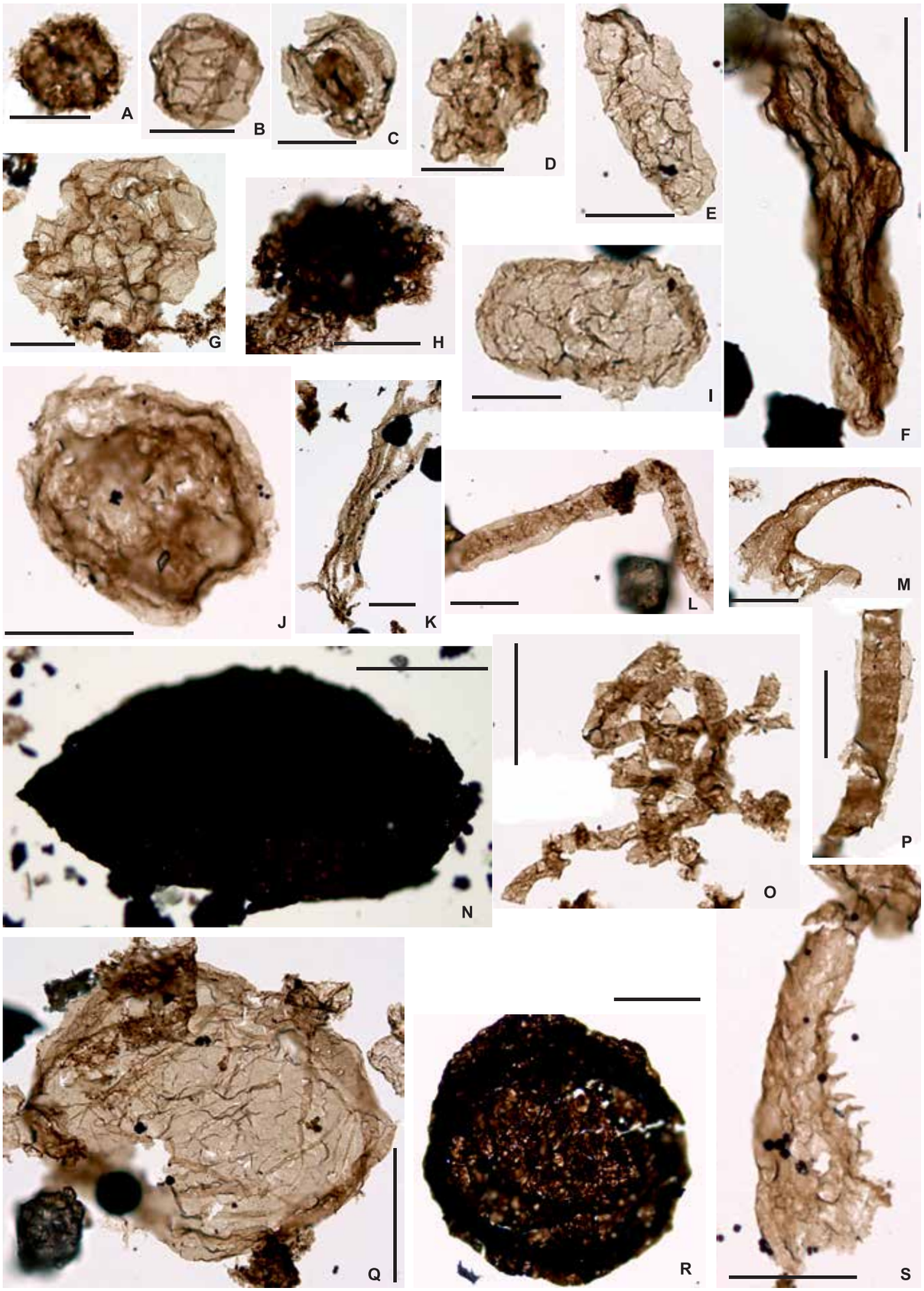


FIG. 36. Mikroflora z utworów terenewu z otworu Trojanowice 2 występująca w interwale głębokości 557,0–602,0 m:
A – *Granomarginata* sp.; **B** – *Leiosphaeridia* sp.; **C** – *Disphaeromorphitae* sp.;
D – *Synsphaeridium* sp.; **E** – ?*Teophipolia* sp.; **F** – *Navifusa* sp.; **G** – *Leiosphaerida* sp., **H** – *Simia* sp.; **I** – *Leiovalia* sp.;
J – *Pterospermopsimorpha* sp.; **K** – *Polytrichoides lineatus* (Hermann); **L** – *Palaeolyngbya* sp.; **M** – *Ceratophyton* sp.;
N – ?*Chuaria* sp.; **O** – *Siphonophycus kestron* Schopf; **P** – *Oscilatorites* sp.; **Q** – *Leiosphaeridia* sp.; **R** – *Chuaricircularis* (Walcott);
S – *Ceratophyton* sp. Skala liniowa dla A–E, G, H, I wynosi 20 µm; dla F, K–S – 100 µm

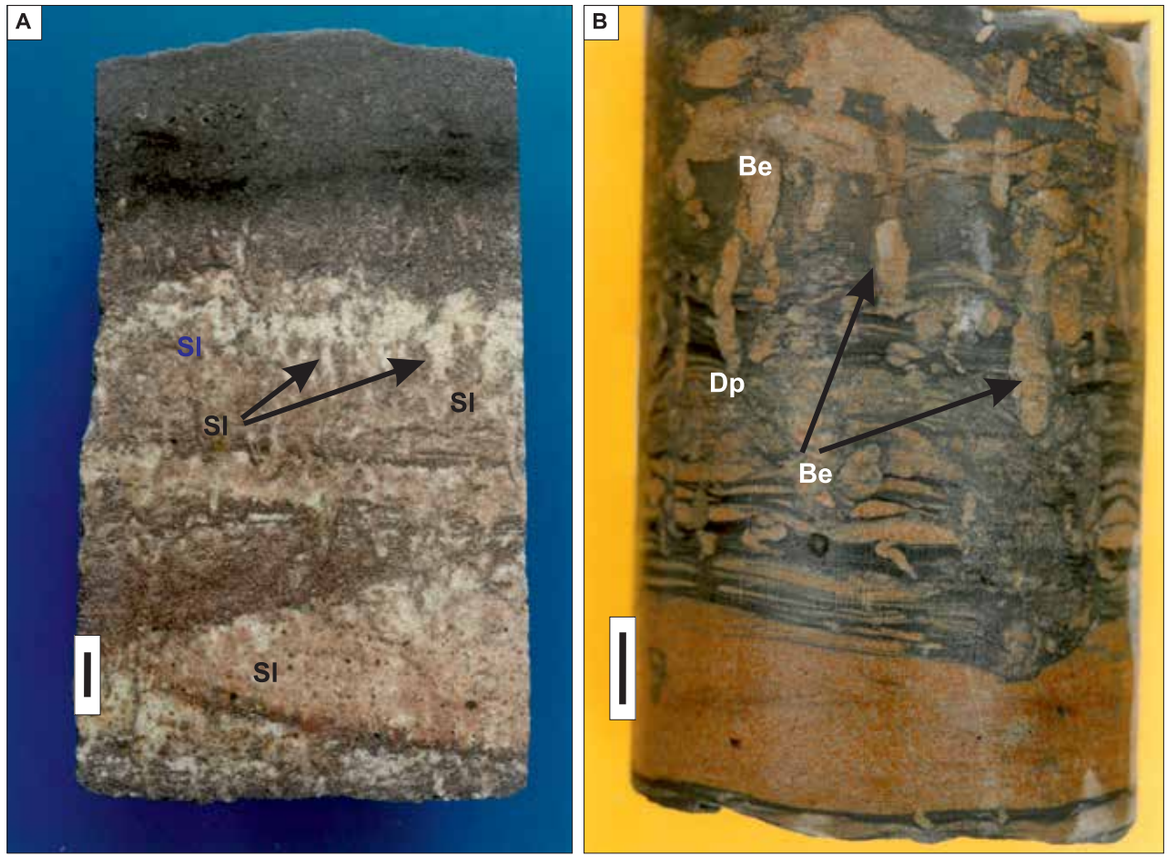


FIG. 37. Przykłady charakterystycznych skał i występujących w nich skamieniałości śladowych w oddziale 2 kambru z południowej i SW części bloku górnośląskiego: **A** – piaskowiec drobnoziarnisty, wielkoskalowo, niskokątowo warstwowany przekątnie w dużej skali z licznymi jamkami *Skolithos linearis* Haldemann (Sl), środowisko sedymentacji płytkiego szelfu, proksymalnego przybrzeża, formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan, otwór Głogoczów IG 1, głęb. 2736,8 m; **B** – w centralnej części rdzenia silnie zbioturbowany heterolit piaskowcowo-iłowcowo-mułowcowy z licznymi jamkami *Bergaueria* isp. (Be) i *Diplocraterion* isp. (Dp), w dolnej części rdzenia zerodowana w stropie warstwa piaskowca drobnoziarnistego, środowisko sedymentacji płytkiego szelfu, proksymalne odbrzeże, formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa, otwór Kozy MT3, głęb. 1488,7 m. Skala liniowa 1 cm

Na podstawie datowań izotopowych U/Pb na cyrkonach, wiek wspomnianych wyżej sudeckich skał magmowych oceniono na 502–515 mln lat. Wieki te wskazują na intensywne, pokadomskie zdarzenie magmatyczne, które miało miejsce między oddziałem 2 kambru a wyższą częścią miaolingu. Magmatyczne sekwencje prawdopodobnie reprezentują zapis wczesnopaleozoicznego ryftu, który doprowadził do rozpadu północnego brzegu paleokontynentu Gondwany i rozwoju zespołu terranów, które dziś są zgrupowane w sudeckim, waryscyjskim pasie fałdowym i budują pasmo górskie Sudetów (Kröner i in., 2000, 2001; Oberc-Dziedzic i in., 2005).

Literatura

Ahlberg P., Lundberg F., Calner M., Lehnett O., Dahlqvist P., Joachimski M.M., 2021. Miaolingian (Cambrian) trilobite biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy in the Tingshullen drill core, Öland, Sweden. Estonian Journal of Earth Sciences, 70: 18–35.

Albani R., Bagnoli G., Bernardez E., Gutierrez-Marco J.C., Ribecai C., 2006. Late Cambrian acritarchs from the "Tunel Ordovicico del Fabar", Cantabrian Zone, N. Spain. Review of Palaeobotany and Palynology, 139: 41–52.

Alexandrowicz S.W., 1969. *Thuramminoides sphaeroidalis* Plummer (Foraminifera) from Cambrian beds of the vicinity of Sandomierz. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 39: 27–33.

Alexandrowicz S.W., 1976. Otwornice kambryjskie z Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 24: 362–365.

Anderson E.J., 1971. Environmental models for Paleozoic communities. Lethaia, 4: 287–302.

Areń B., Lendzion K., 1978. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 7–51.

Areń B., Jaworowski K., Juskowiakowa M., Lendzion K., Wichrowska M., 1979. The Vendian and Lower Cambrian in the Polish part of the East-European Platform. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 318: 43–57.

Babcock L.E., Peng S.C., 2007. Cambrian chronostratigraphy: Current state and future plans. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 254: 62–66.

Babcock L.E., Peng S.C., Geyer G., Shergold J.H., 2005. Changing perspectives on Cambrian chronostratigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System. Geosciences Journal, 9: 101–106.

Baranowski Z., Lorenc S., 1978. Trilobite remnants in the Wojcieszów crystalline limestone (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts.). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 25: 99–102.

Bąk M., Natkaniec-Nowak L., Naglik B., Bąk K., Dulemba P., 2017. Organic-walled microfossils from the Early Middle Cambrian sediments of the Holy Cross Mountains, Poland: Possible implications for sedimentary environment in the SE margin of the Baltica. Acta Geologica Sinica (English Edition), 91: 39–50.

Bednarczyk W., 1970. Trilobites fauna of the Lower *Paradoxides oleandicus* Stage from the Brzechów area in the western part of the Świętokrzyskie Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 18: 29–35.

Bednarczyk W., 1979. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Łeba Elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance. Acta Geologica Polonica, 29: 409–442.

Bednarczyk W., 1984. Biostratigraphy of the Cambrian deposits in the Łeba area. Acta Geologica Polonica, 34: 95–110.

Bednarczyk W., Przybyłowicz T., 1980. On development of Middle Cambrian sediments in the Gdańsk Bay area. Acta Geologica Polonica, 30: 391–415.

Bednarczyk W., Turnau-Morawska M., 1975. Litostratygrafia osadów kambru i wendu w rejonie Łeby. Acta Geologica Polonica, 25: 537–566.

Bednarczyk W., Jurkiewicz H., Orłowski S., 1965. Lower Cambrian and its fauna from the boring of Zaręby near Łagów (Holy Cross Mts). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 231–236.

Belka Z. Valverde-Vaquero P., Dorr W. Ahrendt H., Wemmer K., Franke W., Schafer J., 2002. Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. Geological Society Special Publications, 201: 19–36.

Białek D., Raczyński P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007. Archeocjaty wapieni wojcieszowskich. Przegląd Geologiczny, 55: 113–116.

Biernat G., Baliński A., 1973. Fauna z otworów wiertniczych Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 17: 629–630.

Biernat G., Tomczykowa E.,1968. On the Upper Cambrian *Lingulella* Salter (Brachiopoda) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 13: 161-177.

Bielikowski K., 1960. Typy warstwowań w kambrze Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 10: 355-369.

Literatura

Bodzioch A., 2000. Pseudoskamieniałości Corallicyathida z kambru Łysogór. Polskie Towarzystwo Geologiczne Oddział Poznański, Streszczenia referatów za rok 1999, (9): 39-46.

Brasier M., Lindsay J.F., 2004. Did Supercontinental Amalgamation Trigger the "Cambrian Explosion"? *W:* The Ecology of the Cambrian Radiation (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 69–89. Columbia University Press, New York.

Brochwicz-Lewiński W., Vidal G., Pożaryski W., Tomczyk H., Zając R., 1986. Position tectonique du massif de Haute-Silésie avant le Permien à la lumière de données nouvelles sur le Cambrien de cette région. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 303: 1493–1496.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171.

Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and West Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 211–221.

Buła Z., Jachowicz M., 1996. The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. Geological Quarterly, 40: 299–324.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W:* Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–42.

Burzin M.B., Debrenne F., Zhuravlev A.Yu., 2004. Evolution of Shallow-Water Level – Bottom Communities. *W:* The Ecology of the Cambrian Radiation (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 217–237. Columbia University Press, New York.

Cederström P., Geyer G., Ahlberg P., Nilson C.H., Ahlgren J., 2022. Ellipsocephalid trilobites from Cambrian Series 2 and Stage 4. Fossils and Strata, 67.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Cooper R.A., Nowlan G.S., Williams S.H., 2001. Global stratotype section and point for the base of the Ordovician System. Episodes, 24: 19–28.

Cramer F.H., Diez Cramer M.C.R., 1972. Acritarchs from the upper Middle Cambrian Oville Formation of León, northwestern Spain. Revista Española de Micropaleontología, 30: 39–50.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 28.

Czarnocki J., 1927. Kambr i jego fauna w środkowej części Gór Świętokrzyskich – komunikat tymczasowy. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 189–207.

Czarnocki J., 1928. W sprawie budowy kamieniołomów państwowych w Zagnańsku. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 19–20: 16–22.

Czarnocki J., 1932. Stratygrafia i tektonika kambru okolic Ciesęk i Orłowin. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 33: 76–78.

Czarnocki J., 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–299.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Czermiński J., 1959. Petrografia piaskowców kwarcytowych środkowego kambru z Dużej Wiśniówki koło Kielc. Kwartalnik Geologiczny, 3: 677–687.

Dadlez R., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Daley A.C., Legg D.A., 2015. A morphological and taxonomic appraisal of the oldest anomalocaridid from the Lower Cambrian of Poland. Geological Magazine, 152: 949–955.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków (północna część Gór Świętokrzyskich). Kwartalnik Geologiczny, 13: 14–24.

Di Milia A., Ribecai C., Tongiorgi M., 1989. Late Cambrian Acritarchs from the *Peltura scarabaeoides* Trilobite Zone at Degerhamn (Oland, Sweden). Palaeontographia Italica, 15: 1–56.

Downie C., 1982. Lower Cambrian acritarchs from Scotland, Norway, Greenland and Canada. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 72: 257–285.

Droser M.L., Xing L., 2001. The Cambrian Radiation and the Diversification of Sedimentary Fabrics. *W:* The Ecology of the Cambrian Radiation (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 137–170. Colombia University Press, New York.

Dvořak J., 1998. Lower Devonian Basal Clastics. Old Red Formation, Southern Moravia, Czech Republic. Czech Geological Survey Bulletin, 73: 271–280.

Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. Przegląd Geologiczny, 44: 1124–1130.

Dzik J., Lendzion K., 1988. The oldest Arthropoda of the East European Platform. Lethaia, 21: 29–38.

Dzik J., Orłowski S., 1993. The Late Cambrian eocrinoid *Cambrocrinus*. Acta Palaeontologica Polonica, 38: 21–34.

Dzik J., Orłowski S., 1995. Primitive ctenocystoid echinoderm from the earliest Middle Cambrian of Poland. Annales de Paléontologie, 81 17–35.

Dżułyński S., Żak C., 1960. Środowisko sedymentacyjne piaskowców kambryjskich z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 30: 213–241.

Ebbestad J.O.R., Hybertsen F., Högström A.E.S., Jensen S., Palacios T., Taylor W.L., Agic H., Høyberget M., Meinhold G., 2021. Distribution and correlation of *Sabellidites cambriensis* (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica. Geological Magazine, 159: 1262–1283.

Eerola T.T., 2001. Climate Change at the Neoproterozoic–Cambrian Transition. *W:* The Ecology of the Cambrian Radiation (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 90–105. Colombia University Press, New York.

Eklund K., 1990. Lower Cambrian acritarch stratigraphy of the Bårstad 2 core, Östergötland, Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 112: 19–44.

Elicki O., Debrenne F., 1993. The Archaeocyatha of Germany. Freiberger Forschungshefte, C450: 3–41.

Erkmen U., Bozdoğan N., 1981. Cambrian acritarchs from the Sosink Formation in southeast Turkey. Revista Española de Micropaleontología, 13: 47–60.

Fatka O., Vavrdová M., 1998. Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Měnín 1 borehole, Czech Republic). Věstník Ústředního Ústavu Geologického, 73: 55–60.

Filonowicz P., 1961. Mapa geologiczna południowej części ark. Morawica w skali 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Filonowicz P., 1968. Arkusz Morawica. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Filonowicz P., Kowalczewski Z., Kuleta M., Romanek M., 1981. Najstarsze skały Gór Świętokrzyskich odsłonięte na Górze Słońce. Kwartalnik Geologiczny, 25: 441–455.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. Arkusz Piekoszów. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Finger F., Hanžl P., Pin C., Quadt A., Steyrer H.P., 2000. The Brunovistulicum: Avalonian Precambrian at the eastern end of the Variscides. Geological Society Special Publications, 179: 103–112.

Fombella M.A., 1977. Acritarcos de edad Cambrico Medio-inferior de la provincia de León, España. Revista Española de Micropaleontología, 9: 115–124.

Fombella M.A., 1978. Acritarcos de la Formación Oville, edad Cámbrico Medio. Tremadoc, Provincia de León, España. Palinologia Numero Extraordinario 1: 245–261.

Fombella M.A., 1979. Palinologia de la Formación Oville al Norte y Sur de la Cordillera Cantabrica, España. Palinologia, 1: 1–14.

Fombella M.A., 1986. El transito Cambrico. Ordovicico, palinologia y diacronismo, Provincia de León, NO de España. Revista Española de Micropaleontologia, 18: 165–179.

Gągała Ł., 2005. Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts. (Central Poland). Geological Quarterly, 49: 53–66.

Geyer G., Landing E., 2016. The Precambrian-Phanerozoic and Ediacaran-Cambrian boundaries: A historical approach to a dilemma. Geological Society Special Publications, 448: 311–349.

Ghavidel-syooki M., Vecoli M., 2008 . Palynostratigraphy of Middle Cambrian to lowermost Ordovician strata sequences in the High Zagros Mountains, southern Iran: Regional stratigraphic implications, and palaeobiogeographic significance. Review of Palaeobotany and Palynology, 150: 97–114.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (red.), 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier BV.

Grotek I., 2019. Charakterystyka petrologiczna i dojrzałość termiczna kambryjskiej materii organicznej z otworu wiertniczego Zaręby IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 95.

Gucik S., Koszarski L., 1973. Dokumentacja wynikowa otworu Borzęta IG 1. CAG, Warszawa [nr CBDG 872376].

Gunia T., 1967. *Cambrotrypa* (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 39: 55–66.

Gürich G.,1882. Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformazion. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 34: 691–734.

Gürich G., 1892a. Über eine Trilobiten-Fauna bei Sandomir. Jahres-Bericht der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Cultur, 55.

Gürich G., 1892b. Über eine cambrische Fauna von Sandomir in Russisch-Polen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1: 69–70.

Gürich G., 1896. Das Paleozoikum im polnischen Mittelgebirge. Verhandlungen der Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, 2 (32): 433–436.

Gürich G., 1929. Silesicaris von Leipe und die Phyllokariden überhaupt. Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitiut, 11: 21–90.

Hagenfeldt S.E., 1989a. Lower Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and South-Central Sweden, taxonomy and biostratigraphy. Stockholm Contributions in Geology, 41: 1–176.

Hagenfeldt S.E., 1989b. Middle Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and South-Central Sweden, taxonomy and biostratigraphy. Stockholm Contributions in Geology, 41: 177–250.

Hayward B.W., Le Coze F., Vachard D., Gross O., 2024. World Foraminifera Database. *Platysolenites antiquissimus* Eichwald, 1860 †. Accessed at: https://www.marinespecies.org/foraminifera/aphia.php?.

Jachowicz M., 1994. O występowaniu mikroskamieniałości grupy Acritarcha w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GZW. Przegląd Geologiczny, 42: 631–637.

Jachowicz M., Moryc W., 1995. Platformowe utwory dolnego kambru z wierceń Rajbrot 1 I Rajbrot 2 na południe od Bochni. Przegląd Geologiczny, 43: 935–940.

Literatura

Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Cambrian organic microfossils at the border area of the East- and West-European platforms (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 241–267.

Jachowicz-Zdanowska M., 2013. Cambrian phytoplankton of the Brunovistulicum – taxonomy and biostratigraphy. Polish Geological Institute Special Papers, 28.

Jachowicz-Zdanowska M., 2014. Mikroskamieniałości organiczne terenewu (kambr dolny) i późnego ediakaru (neoproterozoik) okolic Krakowa. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 459: 61–81.

Jachowicz M., Přichystal A., 1996. Discovery of Lower Cambrian sediments in some deep boreholes in South Moravia. Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku: 64.

Jachowicz M., Přichystal A., 1997. Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. Bulletin of the Czech Geological Survey, 72: 329–332.

Jagielska L., 1963. Wstępne wyniki badań mikrosporowych w wierceniu Bazów. Kwartalnik Geologiczny, 7: 736–737.

Jagielska L., 1965. Nowe dane o mikroflorze eokambru i najniższego kambru w antyklinorium klimontowskim. Kwartalnik Geologiczny, 9: 499–509.

Jagielska L., 1967. Mikroflora utworów kambru antyklinorium dymińsko-klimontowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 11: 464.

Jankauskas T.V., 2002. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Institute of Geology of Lithuania, Vilnus.

Jankauskas T., Lendzion K., 1992. Lower and Middle Cambrian acritarch-based biozonation of the Baltic syneclise and adjacent areas (East-European Platform). Przegląd Geologiczny, 40: 519–525.

Jankauskas T.V., Lendzion K., 1994. Biostratigraphic correlation of Lower and Middle Cambrian sections in the Baltic Syneclise and adjacent areas. Przegląd Geologiczny, 42: 365–373.

Jaworowski K., 1979. Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 94.

Jaworowski K., 1982. Warunki sedymentacji osadów prekambru i kambru w północnej Polsce. Przegląd Geologiczny, 30: 220–224.

Jaworowski K., 1986. Sedymentacja osadów wendu i kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63: 129–143.

Jaworowski K., 1997. Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 377.

Jaworowski K., 2000. Facies variability in the Cambrian deposits from the Kościerzyna and Gdańsk sections (Pomeranian Caledonides foreland, northern Poland): a comparative study. Geological Quarterly, 44: 249–260.

Jaworowski K., 2011. Charakterystyka sedymentologiczna osadów ediakaru i kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 129–143.

Jaworowski K., Sikorska M., 2003. Composition and provenance of clastic material in the Vendian-lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. Polish Geological Institute Special Papers, 8.

Jaworowski K., Sikorska M., 2006. Łysogóry Unit (Central Poland) versus East European Craton – application of sedimentological data from Cambrian siliciclastic association. Geological Quarterly, 50: 77–88.

Jendryka-Fuglewicz B., 1992. Analiza porównawcza ramienionogów z utworów kambru Gór Świętokrzyskich i platformy prekambryjskiej w Polsce. Przegląd Geologiczny, 40: 150–155.

Jendryka-Fuglewicz B., 1995. Wyniki badań brachiopodów z profilu kambru otworu Narol PIG 2 i Dyle IG 1 (południowa Lubelszczyzna). Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 4–6.

Jendryka-Fuglewicz B., 2007. Biostratygrafia utworów kambru na podstawie ramienionogów. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 123: 105–112.

Jendryka-Fuglewicz B., 2011. Fauna ramienionogów z utworów kambru i jej znaczenie stratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 58–67.

Jendryka-Fuglewicz B., 2015. Ramienionogi z utworów furongu i ich znaczenie dla paleogeografii. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 96–101.

Jendryka-Fuglewicz B., Malec J., 1998. Znalezisko staropaleozoicznych brachiopodów w kamieniołomie Wiśniówka Duża, Góry Świętokrzyskie. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 54 (6): 1–4.

Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euroamerica. GSA Bulletin, 96: 567–287.

Kalvoda J., Babek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Spacek P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97: 497–518.

Konstantynenko L.I., Kyryanov V.V., 2013. The Cambrian System. *W*: Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic of Ukraine. Volume I, Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine (red. P.F. Gozhyk): 155–1166. National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev (po ukraińsku).

Kotas A., 1982a. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W:* Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72.

Kotas A., 1982b. Profil kambru w otworze Goczałkowice IG 1. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 193–201.

Kowalczewski Z., 1973. Wstępne wyniki badań geologicznych w Paśmie Jeleniowskim i okolicach Opatowa. Kwartalnik Geologiczny, 17: 664–665.

Kowalczewski Z., 1990. Grubookruchowe skały kambru na środkowym południu Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 131.

Kowalczewski Z., 1993. Coarse-grained Cambrian deposits in Mid-Southern Poland. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 366: 5–37.

Kowalczewski Z., 1996. Kambr. *W*: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych (red. Z. Kowalczewski). CAG, Warszawa [nr inw. 338/97].

Kowalczewski Z., 2000. Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 4: 7–66.

Kowalczewski Z., Romanek A., 1981. Straszniów. Góra Słońce. *W*: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 124–134.

Kowalczewski Z., Lisik R., Chlebowski R., 1976. Nowe dane o budowie geologicznej okolic Opatowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 296: 167–200.

Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczydłowska M., 1984. Nowe dane o skałach kambru z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 28: 448–449.

Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczydłowska M., 1986a. New data on the Cambrian and Lower Ordovician in the vicinities of Wiśniówka, Holy Cross Mts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34: 353–362.

Kowalczewski Z., Kuleta M., Lisik R., Moczydłowska M., 1986b. Nowe dane o skałach kambru i dolnego ordowiku z okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 30: 201–228.

Kowalczewski Z., Kuleta M., Moczydłowska M., 1987. Nowe dane o dolnym kambrze okolic Kotuszowa i Korytnicy w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 31: 225–226.

Kowalczewski Z., Romanek A., Studencki M., 1990. Mapa geologiczna odkryta paleozoiku Gór Świętokrzyskich w skali 1:200 000. CAG, Kielce [nr inw. 369/91].

Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. *W:* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–27.

Kowalski W.R., 1983. Stratigraphy of the Upper Precambrian and lowest Cambrian strata in southern Poland. Acta Geologica Polonica, 33: 183–218.

Kowalski W.R., 1987. Trace fossils of the Upper Vendian and lowermost Cambrian in southern Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 21–32.

Kozłowska M., Kozłowski W., Żylińska A., Szczepanik Z., 2024. Cambrian Series 2 shallow marine siliciclastics at the margin of the East European Craton: the Ociesęki Formation in Dziewiątle Quarry (Holy Cross Mountains, Poland). Acta Geologica Polonica, 74, e31.

Kröner A., Stipska P., Schumann K., Jaeckel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. Geological Society Special Publications, 179: 175–197.

Kröner A., Jaeckel P., Hegner E., Opletal M., 2001. Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Izerské Hory, Krkonoše and Orlice–Sněžník Complex). International Journal of Earth Sciences, 90: 304–324.

Kryza R., Zalasiewicz J., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007. Precambrian crustal contribution to the Variscian accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland) – evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. International Journal of Earth Sciences, 96: 1156–1162.

Kuhl J., 1931. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych koło Sandomierza. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 29: 24–26.

Landing E., 1994. Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. Geology, 22: 179–182.

Landing E., Peng S.C., Babcock L.E., Geyer G., Moczydłowska-Vidal M., 2007. Global standard names for the Lowermost Cambrian Series and Stages. Episodes, 30: 287–289.

Lendzion K., 1970. Eokambr i kambr w otworze Żarnowiec IG 1. Przegląd Geologiczny, 18: 343–344.

Lendzion K., 1972. Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 233: 69–160.

Lendzion K., 1975. Fauna of the *Mobergella* zone in the Polish Lower Cambrian. Kwartalnik Geologiczny, 19: 237–242.

Lendzion K., 1976. Stratygrafia kambru zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270: 59–96.

Lendzion K., 1977. First gastropod fauna from the Klimontów Stage.(Lower Cambrian) of the southeastern Poland. Kwartalnik Geologiczny, 21: 240–243.

Lendzion K., 1978. Kambr. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 44: 81–84.

Lendzion K., 1982. Korelacja stratygraficzna kambru syneklizy perybałtyckiej w Polsce. Przegląd Geologiczny, 30: 213–219.

Lendzion K., 1983a. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 55: 1–55.

Lendzion K., 1983b. Biostratygrafia utworów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 669–694.

Lendzion K., 1988. Kambr górny Roztocza. Kwartalnik Geologiczny, 32: 761–762.

Lendzion K., Żak C., 1968. Historia badań. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 139–141. Wydaw. Geol., Warszawa.

Literatura

Lendzion K., Moczydłowska M., Żakowa H., 1983. A new look at the Bazów Cambrian Sequence (southern Holy Cross Mts). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 30: 67–75.

Leszczyński K., Niemczycka T., Feldman-Olszewska A., Podhalańska T., Roszkowska-Remin J., Modliński Z., Lendzion K., Pacześna J., 2015. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny otworu wiertniczego Narol PIG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 50–74.

Lewandowski M., 1993. Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-23, 265.

Lewandowski M., Abrahamsen N., Moczydłowska-Vidal M., 1999. Paleomagnetism of Cambrian rocks at the SW margin of Baltica. Aarhus Geoscience, 8: 59–64.

Lin Na, Kiessling W., 2015. Diversity partitioning during the Cambrian radiation. Biological Sciences. Biological Sciences. Proceedings of the National Academy of Sciences, 112: 4702–4706.

Linnemann U., Romer R.L., 2002. The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringian, Germany: geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constrains to geotectonic setting and provenance. Tectonophysics, 352: 33–64.

Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hautmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kriesfeld L., Smit J., 2018. New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. Terra Nova, 31: 49–58.

Łydka K., 1973. The oldest rocks in the Holy Cross Mts. (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 26: 183–189.

Łydka K., Orłowski S., 1978. Sekwencja procesów petrogenetycznych osadów grupy świętokrzyskiej na tle podziałów lito- i biostratygraficznych. Acta Geologica Polonica, 28: 537–545.

Majchrzyk A., Żylińska A., 2025. Anatomia eksplozji kambryjskiej, czyli o czynnikach napędzających wczesną ewolucję zwierząt. Przegląd Geologiczny, 73: 711–723.

Majchrzyk., Kozłowski A., Żylińska A., 2022. Authigenic calcium carbonate precipitation in the “bathtub ring” around the anoxic Alum Shale Basin during the Furongian SPICE event (Baltic Basin, northern Poland). Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 144: 41–58.

Malec J., 2004. Środowisko sedymentacji osadów kambru zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 61: 53–55.

Malec J., 2007a. Struktury wirowe w utworach kambru z rejonu Świętego Krzyża i Wiśniówki. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 42–43.

Malec J., 2007b. Piaskowce gruboławicowe kambru z rejonu Świętego Krzyża i Nowej Słupi. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 40–42.

Malec J., 2007c. Utwory kambru w przekopie komunikacyjnym kamieniołomu Wiśniówka Duża. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 57–59.

Malec J., 2007d. Krytyczna analiza dotychczasowych poglądów o środowisku sedymentacji osadów kambru formacji piaskowców z Wiśniówki. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 85–87.

Malec J., 2007e. Uwagi o skamieniałościach kambru w formacji piaskowców z Wiśniówki. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 91–93.

Malec J., 2008a. Osady kambru w kamieniołomie Podwiśniówka. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 64: 53–54.

Malec J., 2008b. Osady chaotycznych spływów grawitacyjnych w kambrze rejonu Wiśniówki. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 64: 55–56.

Malec J., 2008c. Cambrian pseudofossils from the Holy Cross Mountains (Poland) from the collection of Włodzimierz Sedlak. *W:* 9th Paleontological Conference, Abstracts: 56–57.

Malec J., 2009a. Warunki sedymentacji osadów kambru w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *W:* V Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne: 47–52.

Malec J., 2009b. Uwarunkowania sedymentacji osadów na pograniczu kambru i ordowiku w jednostce łysogórskiej. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 65: 15–16.

Malec J., 2010a. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna osadów kambru Gór Pieprzowych. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 66 (za rok 2009): 23–26.

Malec J., 2010b. Sekwencja kambru w profilu Jurkowice-Opatów. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 66 (za rok 2009): 27–29.

Malec J., 2011. Kambr w Górach Pieprzowych. *W:* VI Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Morfologiczne: 64–67.

Malec J., 2012. Charakter sedymentacji formacji piaskowców z Wiśniówki. *W:* 2 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty: 54.

Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T. & Celebration Working Group, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CELO2. Tectonophysics, 401: 55–77.

Mángano M.G., Buatois L.A., 2017. The Cambrian revolutions: Trace-fossil record, timing, links and geobiological impact. Earth-Science Reviews, 173: 96–108.

Mángano M.G., Buatois L.A., 2020. The rise and early evolution of animals: where do we stand from a trace-fossil perspective? Interface Focus, 10, 20190103.

Martin F., Dean W.T., 1981. Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. Geological Survey of Canada Bulletin, 343: 1–43.

Martin F., Dean W.T., 1983. Late Early Cambrian and early Middle Cambrian acritarchs from the Manuel River, eastern Newfoundland. Current Research, part B, Geological Survey of Canada, 83-1B: 353–363.

Martin F., Dean W.T., 1984. Middle Cambrian acritarchs from the Chamberlains Brook and Manuels River Formations at Random Island, eastern Newfounland. Current Research, part A, Geological Survey of Canada, 84-1A: 429–440.

Martin F., Dean W.T., 1988. Middle and Upper Cambrian acritarch and trilobite zonation at the Manuels River and Random Island, eastern Newfoundland. Geological Survey of Canada Bulletin, 381: 1–99.

Martinsson A., 1974. The Cambrian of Norden. *W:* Lower Palaeozoic rocks of the World, vol. 2, Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitsbergen (red. C.H. Holland): 185–283. Wiley, London.

Masiak M., Żylińska A., 1994. Burgess Shale-type fossils in Cambrian Sandstones of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 39: 329–340.

Mazur S., Turniak K., Bröcker M., 2004. Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, Poland): new insight from U/Pb zircon dating. International Journal of Earth Sciences, 93: 758–772.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 58: 133–146.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 65: 1511–1520.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., 2018. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. Geology, Geophysics & Environment, 44: 17–30.

Mazur S., Malinowski M., Mystrenko Y., Gągała Ł., 2021. Pre-existing lithospheric weak zone and its impact on continental rifting – The Mid-Polish Trough, Central European Basin System. Global and Planetary Change, 198: 1–20.

Mazurek D., Majchrzyk A., Giza A.P., 2018. O rzekomym wystąpieniu makroskamieniałości z grupy Helcionella i meduz w kambrze Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 66: 24–27.

Meidla T., 2017. Ediacaran and Cambrian stratigraphy in Estonia: an updated review. Estonian Journal of Earth Sciences, 66: 152-160

Mens K., Pirrus E., 1997. Cambrian. *W:* Geology and Mineral Resourcesof Estonia (red. A.Q. Raukas, A. Teedumäe): 39–51. Estonian Academy Publishers, Tallin.

Mens K., Bergström J., Lendzion K., 1990. The Cambrian system on the East European Platform, Correlation Chart and Explanatory Notes. Valgus, Tallinn.

Michniak R., 1959. Notes on the petrography and micropalaeophytology in the oldest strata of the Holy Cross Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 457–462.

Michniak R., 1962. Petrograficzna charakterystyka granicznych warstw dolnego i środkowego kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *W:* Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza: 83–108. Wydaw. Geol., Warszawa.

Michniak R., 1969. Petrografia górnego prekambru (ryfeju) i kambru wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 30: 7–98.

Michniak R., Orłowski S., 1963. Uwagi o tablicy stratygraficznej prekambru i kambru w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 11: 475–479.

Michniak R., Rozanow A.Y., 1969. Nowe dane o najniższym dolnym kambrze Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 17: 727–728.

Mikuláš R., Gilíková H., Vavrdová M., 2008. Late Proterozoic to Early Palaeozoic platform deposits of Southern Moravia (Czech Republic). Geological Quarterly, 52: 335–348.

Migaszewski Z., 1998. Wstępne badania petrograficzne szarogłazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 21–39.

Mizerski W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in central Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 372: 1–47.

Mizerski W., Stupka O., 2005. Zachodni i południowy zasięg kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 53: 1030–1038.

Moczydłowska M., 1980. Acritarcha z osadów kambru wiercenia Okuniew IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 24: 461–487.

Moczydłowska M., 1981. Lower and Middle Cambrian acritarchs from northeastern Poland. Precambrian Research, 15: 63–74.

Moczydłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian Boundary in southeastern Poland. Fossils and Strata, 29.

Moczydłowska M., 1997. Proterozoic and Cambrian successions in the Upper Silesia: an Avalonian terrane in southern Poland. Geological Magazine, 134: 679–689.

Moczydłowska M., 1998. Cambrian acritarchs from the Upper Silesia, Poland: biochronology and tectonic implications. Fossils and Strata, 46.

Moczydłowska M., 1999. The Lower-Middle Cambrian boundary recognized by acritarchs in Baltica and at the margin of Gondwana. Bullettino della Società Paleontological Italiana, 38: 201–225.

Literatura

Moczydłowska M., 2008. New record of late Ediacaran microbiota from Poland. Precambrian Research, 167: 71–92.

Moczydłowska M., 2011. The early Cambrian phytoplankton radiation: acritarch evidence from the Lükati Formation, Estonia. Palynology, 35: 103–145.

Moczydłowska M., Stockfors M., 2004. Acritarchs from the Cambrian–Ordovician boundary interval on Kolguev Island, Arctic Russia. Palynology, 28: 15–73.

Moczydłowska M., Vidal G., 1986. Lower Cambrian acritarch zonation in southern Scandinavia and southeastern Poland. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 108: 201–223.

Moczydłowska M., Vidal G.,1992. Phytoplankton from the Lower Cambrian Laesa formation on Bornholm, Denmark. Geological Magazine, 129: 17–40.

Moczydłowska M., Yin L.M., 2012. Phytoplanktic microfossils record in the lower Cambrian and their contribution to stage chronostratigraphy. Journal of Guizhou University (Natural Science), 29 (Supplement 1): 49–58.

Moczydłowska M., Zang W.L., 2006. The Early Cambrian acritarch *Skiagia* and its significance for global correlation. Review of Palaeobotany and Palynology, 139: 17–39.

Modliński Z., 1992. Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Narol PIG-2. CAG, Warszawa [nr inw. 132728].

Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. 1:2 000 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu. Geologicznego, 416: 45–79.

Naglik B., Natkaniec-Nowak L., 2015. Pickeringite from the Pieprzowe Mts. (the Holy Cross Mts. Central Poland). Geology, Geophysics & Environment, 41: 114–115.

Naglik B., Heflik W., Natkaniec-Nowak L., 2016. Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna utworów klastycznych Gór Pieprzowych (Wyżyna Sandomierska) i produktów ich wietrzenia. Przegląd Geologiczny, 64: 338–343.

Naglik B., Toboła T., Natkaniec-Nowak L., Luptakova J., Milovska S., 2017. Raman spectroscopic and microthermometric studies of authigenic quartz (the Pepper Mts., Central Poland) as an indicator of fluids circulation. Spectrochimica Acta, Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 173: 960–964.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61: 502–520.

Narkiewicz M., Grad M., Guterch A., Janik T., 2011. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. Geological Magazine, 148: 191–211.

Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2014. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. International Journal of Earth Sciences, 104: 775–796.

Nawrocki J., 2003. Gdzie była płyta bałtycka we wczesnym kambrze? Przegląd Geologiczny, 51: 744–747.

Nawrocki J., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 159: 5–7.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas Geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–79.

Nawrocki J., Boguckij A., Katanas V., 2004a. New late Vendian palaeogeography of Baltica and TESZ. Geological Quaterly, 48: 309–316.

Nawrocki J., Żylińska A., Buła Z., Grabowski J., Krzywiec P., Poprawa P., 2004b. Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. Journal of the Geological Society, 161: 513–522.

Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning U., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. Journal of the Geological Society, 164: 405–423.

Nawrocki J., Leichmann J., Pańczyk M., 2021. Mid-Ediacaran bimodal magmatism and peri-Baltic affinity of the Brunovistulian terrane documented by the U-Pb isotope and palaeomagnetic data from the Brno Massif (Central Europe). Precambrian Research, 358, 106147.

Nielsen A.T., Ahlberg P., 2019. The Miaolingian, a new name for the Middle Cambrian (Cambrian Series 3) identification of lower and upper boundaries in Baltoscandia. Geologiska Foreningen i Stockholm Forhandlingar, 141: 162–173.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2011. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 107: 207–310.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2015. The regressive Early–Mid Cambrian 'Hawke Bay Event' in Baltoscandia: Epeirogenic uplift in concert with eustasy. Earth-Science Reviews, 151: 288–350.

Nielsen A.T, Weidner T., Terfelt F., Hoyberget M., 2014. Upper Cambrian (Furongian) biostratigraphy in Scandinavia revisited: definition and superzones. Geologiska Foreningen i Stockholm Forhandlingar, 136: 193–197.

Nielsen A.T., Hoyberget M., Ahlberg P., 2020. The Furongian (Upper Cambrian) Alum Shale of Scandinavia: revision of zonation. Lethaia, 53: 462–85.

Nowicki J., Żylińska A., 2017. Revision of the biostratigraphic scheme in the Cambrian Series 2 and 3 boundary interval of the Holy Cross Mountains (Poland). *W:* 10th Baltic Stratigraphic Conference, Abstracts and Field Guide: 62–63.

Nowicki J., Żylińska A., 2019. The first occurrence of the earliest species of *Acadoparadoxides* outside West Gondwana (Cambrian; Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 156: 1027–1051.

Nowicki J., Żylińska A., 2021. Taxonomic revision of the Paradoxididae Hawle and Corda, 1847 from the Miaolingian (Cambrian) of the Holy Cross Mountains, Poland: a morphometric approach to simply deformed trilobites. Acta Geologica Polonica, 71: 371–391.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., Kryza R., 2005. Geodynamic setting of the early Palaeozoic granitoid magmatism in the Variscides: Sm-Nd constrains from the Izera granitogneisses (W Sudetes, SW Poland). International Journal of Earth Sciences, 94: 354–368.

Orłowski S., 1959a. Archeocyatha from the Middle Cambrian of the Holy Cross Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 363–368.

Orłowski S., 1959b. Ellipsocephalidae from Lower Beds of the Middle Cambrian in the vicinity of Sandomierz (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 515–520.

Orłowski S., 1959c. Paradoxidae from Lower Middle Cambrian strata in the vicinity of Sandomierz (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 441–446.

Orłowski S., 1962. Archaeocyatha, ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. *W:* Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza: 109–122. Wydaw. Geol., Warszawa.

Orłowski S., 1964a. Kambr środkowy i jego fauna we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 16.

Orłowski S., 1964b. Kambr środkowy w Górach Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 14: 547–560.

Orłowski S., 1965. Rewizja fauny kambru środkowego z Góry Słowiec (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, 6: 134–146.

Orłowski S., 1967. The stratigraphy of the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 47–50.

Orłowski S., 1968a. Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Geologiczny, 10: 153–218.

Orłowski S., 1968b. Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 18: 257–291.

Orłowski S., 1971. The Middle Cambrian of the Klimontów anticlinorium, Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 349–358.

Orłowski S., 1973. Kambr obniżenia podlaskiego. Acta Geologica Polonica, 23: 365–374.

Orłowski S., 1974. Lower Cambrian biostratigraphy in the Holy Cross Mts. based on the trilobite family Olenellidae. Acta Geologica Polonica. 24: 1–16.

Orłowski S., 1975a. Jednostki stratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 25: 431–446

Orłowski S., 1975b. The systematic position and ontogeny of the Lower Cambrian trilobite species *Ellipsocephalus sanctacrucensis* (Samsonowicz, 1959). Acta Geologica Polonica, 25: 369–375

Orłowski S., 1975c. Lower Cambrian trilobites from Upper Silesia (Goczałkowice IG 1). Acta Geologica Polonica, 25: 377–383

Orłowski S., 1981. Stratygrafia kambru Gór Świętokrzyskich. *W:* Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 19–27.

Orłowski S., 1983. A lower Cambrian aglaspids from Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, 4: 237–241.

Orłowski S., 1985a. A trilobite with North American affinity in the Lower Cambrian of Poland. Journal of Paleontology, 59: 975–978.

Orłowski S., 1985b. Lower Cambrian and its trilobites in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 35: 231–250.

Orłowski S., 1985c. New data on the Middle Cambrian trilobites and stratigraphy in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 35: 251–263.

Orłowski S., 1987. Stratigraphy of the Lower Cambrian in the Holy Cross Mountains, Central Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 91–96.

Orłowski S., 1988. Stratigraphy of the Cambrian System in the Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 32: 525–531.

Orłowski S., 1989. Trace fossils in the Lower Cambrian sequences in the Świętokrzyskie Mountains, Central Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 34: 211–231.

Orłowski S., 1992. Trilobite trace fossils and their stratigraphical significance in the Cambrian sequence of the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Journal, 27: 15–34.

Orłowski S., Mizerski W., 1995a. New data on geology of the Middle Cambrian rocks in the Klimontów Antyklinorium (Holy Cross Mts.). Geological Quarterly, 39: 293–306.

Orłowski S., Mizerski W., 1995b. Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 43: 11–14.

Literatura

Orłowski S., Mizerski W., 1996. The Cambrian rocks and their tectonic evolution in the Dyminy Anticline of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 40: 353–366.

Orłowski S., Mizerski W., 1998. Nowe dane o kambrze antykliny chęcińskiej (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 46: 278–282.

Orłowski S., Waksmundzki B., 1986. The oldest Hyolitha in the Lower Cambrian of the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 36: 225–231.

Orłowski S., Żylińska A., 1996. Non-arthropod burrows from the Middle and Late Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 41: 385-409.

Orłowski S., Żylińska A., 2002. Lower Cambrian trace fossils from the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 46: 135–146.

Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1970. The trilobite ichnocoenoses in the Cambrian sequences of the Holy Cross Mountains. Geological Journal, Special Issue, 3: 345–360.

Orłowski S., Radwański A., Roniewicz P., 1971. Ichnospecific variability of the Upper Cambrian *Rusophycus* from the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 341–349.

Pacześna J., 1985. Ichnorodzaj *Paleodictyon* Meneghini z dolnego kambru Zbilutki (Góry Świętokrzyskie). Kwartalnik Geologiczny, 29: 589–596.

Pacześna J., 1986. Upper Vendian and Lower Cambrian ichnocoenoses of Lublin region. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 355: 31–47.

Pacześna J., 1989. Polski i globalny zapis biozdarzenia na granicy prekambr–kambr. Przegląd Geologiczny, 37: 542–546.

Pacześna J., 1996. The Vendian and Cambrian ichnocoenoses from the Polish part of the East-European Platform. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 152.

Pacześna J., 2001. Zastosowanie skamieniałości śladowych w analizie facjalnej i wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji. przykład z kambru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 49: 1137–1146.

Pacześna J., 2005. Środowiska sedymentacji dolnokambryjskich osadów bloku górnośląskiego. *W:* 76 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 90–99.

Pacześna J., 2006. Ewolucja późnoneoproterozoiczno-wczesnokambryjskich ryftowych depocentrów i facji w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 1–29.

Pacześna J., 2007. Facje i sekwencje depozycyjne w sukcesji kambryjskiej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 118: 83–91.

Pacześna J., 2008. Asocjacje facjalne i sekwencje depozycyjne w sukcesji kambryjskiej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 123: 112–118.

Pacześna J., 2010a.The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East-European Craton, southeastern Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 27.

Pacześna J., 2010b. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru dolnego przedholmiowego (2). *W:* Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. 1:2 000 000 (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Pacześna J., 2010c. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru dolnego holmiowego (3). *W:* Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. 1:2 000 000 (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Pacześna J., 2010d. Ichnological record of the activity of Anthozoa in the early Cambrian of the Upper Silesian Block (southern Poland). Acta Geologica Polonica, 60: 93–103.

Pacześna J., 2011. Kambr. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 130: 88–90.

Pacześna J., 2012. Wysokorozdzielcza stratygrafia sekwencji utworów środkowego kambru w południowej i północno-wschodniej części bloku B (wyniesienie Łeby). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 71–79.

Pacześna J., 2014a. Rozwój facjalny utworów terenewu we wschodniej części bloku górnośląskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 459: 133–145.

Pacześna J., 2014b. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 460: 1–24.

Pacześna J., Poprawa P., 2001. Architektura facjalna, stratygrafia sekwencji i subsydencja dolnokambryjskiego basenu bloku górnośląskiego. CAG, Warszawa [nr inw. 22/2002].

Pacześna J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). Geosciences Journal, 9: 117–127.

Pacześna J., Szczepanik Z., Żylińska A., Buła Z., 2017. Kambr. Mapa miąższości kambru w skali 1:5 000 000. Profile stratygraficzno-litologiczne sukcesji kambryjskich w Polsce. *W:* Atlas Geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 58. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Palacios T., 2008. Middle Cambrian acritarchs zones in the Oville Formation and their correlation with trilobite zones in the Cantabrian Mountains northern Spain. Cuadernos del Museo Geominero, 9: 289–295.

Palacios T., 2010. Middle-Upper Cambrian acritarchs from the Oville and Barrios Formations, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *W:* CIMP, Abstracts: 50–53.

Palacios T., Jensen S., Apalategui O., 2006. Acritarch biostratigraphy from the Upper Lower Cambrian-Middle Cambrian of the northern margin of Gondwana (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia). *W:* CIMP General Meeting, Abstract Volume: 40–41.

Parson M.G., Anderson M.M., 1996. Late Cambrian acritarch assemblages from the *Peltura scarabaeoides* and *Acerocare* trilobite zones of Random Island, south-eastern Newfounland. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 40: 583–593.

Parson M.G., Anderson M.M., 2000. Acritarch microfloral succession from the Late Cambrian and Ordovician (Early Tremadoc) of Random Island, eastern Newfoundland, and its comparison to coeval microflora, particularly to those of the East European Platform. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contribution Series, 38: 1–123.

Paškevičiene L.T., 1980. Akritarkhi pogranichnykh otlozheniy venda i kembriya zapada vostochno-evropeyskoy platformy. Nauka, Moskva (po rosyjsku).

Pawłowski S., 1992. Outline of Palaeozoic Geology of the Southern Lublin Region. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 40: 125–139

Peng S.C., Babcok L.E., 2011. Continuing progress on chronostratigraphic subdivision of the Cambrian System. Bulletin of Geosciences, 86: 391–396.

Pin C., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Mazur S., Turniak K., Waldhausrova J., 2007. The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (*ca*. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the nothern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. GSA Special Papers, 423: 209–229.

Popov L.E., Khazanovitch K.K, Borovko N.G., Sergeeva S.P., Sobolevskaya R.F., 1989. The key sections and stratigraphy of the Cambrian–Ordovician phosphate-bearing Obolus beds on the north-eastern Russian platform.AN SSSR, Ministerstvo Geologii SSSR, Mezhvedomstvennyj stratigraficheskiy komitet SSSR, Trudy, 18 (po rosyjsku).

Poprawa P., Pacześna J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym kambrze na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Przegląd Geologiczny, 50: 49–63.

Poros M., 2007. Style zachowania skamieniałości śladowych z kambru Wiśniówki Dużej (Góry Świętokrzyskie) i ich znaczenie paleoekologiczne. *W:* XX Konferencja Naukowa, Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 109–110.

Poros M., 2009. Skamieniałości śladowe a środowisko depozycji sekwencji ciemnych piaskowców, mułowców i łupków kambru górnego z kamieniołomu Wiśniówka Duża koło Kielc (Góry Świętokrzyskie). *W*: V Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne: 62–63.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Pożaryski W., Tomczyk H., 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. Przegląd Geologiczny, 41: 687–695.

Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981a. Nowe dane o dolnym kambrze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W:* Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 27–34.

Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W., 1981b. New Data on the Lower Cambrian at the Southern Margin of the Holy Cross Mts (SE Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 29: 167–173.

Przewłocki Z., 2000. Środowisko depozycji kambryjskich formacji łupków z Gór Pieprzowych, Góry Świętokrzyskie. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii [rozpr. doktor.].

Purkňova E., Giliková H., Jachowicz M., Filipiak P., 2004. Paleobotanical records from basal clastics in Měnín and Kozlovice boreholes (Moravia, Czech Republic). Časopis Slezského Zemského Muzea Opava, (A) 53: 193–204.

Puura I., Holmer L., 1993. Lingulate brachiopods from the Cambrian–Ordovician boundary beds in Sweden. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 115: 215–237.

Puziewicz J., Polkowski M., Grad M., 2017. Geophysical and petrological modeling of the lower crust and uppermost mantle in the Variscan and Proterozoic surroundings of the Trans-European Suture Zone in Central Europe. Lithos, 276: 3–14.

Radwański A., Roniewicz P., 1960. Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami. Acta Geologica Polonica, 10: 371–397.

Radwański A., Roniewicz P., 1962. Środowisko sedymentacji górnego kambru okolic Opatowa. Acta Geologica Polonica, 12: 431–444.

Radwański A., Roniewicz P., 1963. Upper Cambrian trilobite ichnocenosis from Wiśniówka Wielka (Holy Cross Mts, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 8: 259–280.

Radwański A., Roniewicz P., 1967. Trace fossil *Aglaspidichnus sanctacrucensis* n. gen. n. sp. a probable resting place of an aglaspid (Xiphosura). Acta Palaeontologica Polonica, 12: 545–552.

Radwański A., Roniewicz P., 1972. A long trilobite-trackway, *Cruziana semiplicata* Salter, from the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 22: 439–449.

Raevskaya E., 2005. Diversity and distribution of Cambrian acritarchs from Siberian and East European Platform – a generalised scheme. Carnets de Géologie, Brest, Memoir 2005/02, Abstract07 (CG2005 M02/07).

Rassmussen B.W., Rassmusen J.A., Nielsen A.T., 2017. Biostratigraphy of the Furongian (Upper Cambrian) Alum Shale Formation at Degerhamn,

Literatura

Öland, Sweden. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 139: 92–118.

Rasmussen C.M., Kröger B., Nielsen M.J., Colmenar J., 2019. Cascading trend of early Paleozoic marine radiations paused by late Ordovician extinctions. Proceeding of the National Academy of Sciences, 116: 7207–7213.

Reineck H.E., Singh I.B., 1980. Depositional Sedimentary Environments. Springer, Berlin.

Romanek A., 1977. Arkusz Klimontów. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Inst. Geol., Warszawa.

Rushton A.W.A. , Molyneux S.G., 2011. Welsh Basin. Geological Society of London, Special Report, 25: 21–27.

Sadlok G., 2010. Trace fossil *Cruziana tenella* from the Furongian (Upper Cambrian) deposits of Poland. Acta Geologica Polonica, 60: 349–355.

Sadlok G., 2013. Compaction-related style of *Rusophycus* preservation from Furongian (Upper Cambrian) of Holy Cross Mountains (Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 83: 317–327.

Sadlok G., 2014a. New data on the trace fossil, *Cruziana semiplicata* (Furongian, Wiśniowka Sandstone Formation, Poland): origin, ethology and producer. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 35–50.

Sadlok G., 2014b. *Rusophycus inexpectus* isp. nov. from the Furongian (Upper Cambrian) of the Holy Cross Mountains (Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 143–151.

Sadlok G., Machalski M., 2010. The trace fossils *Rusophycus versans* from Furongian (Upper Cambrian) of central Poland – an example of behavioural convergence amongs arthropods. Acta Geologica Polonica, 60: 119–123.

Salwa S., 2006. Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmąchocic w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 513–520.

Salwa S., 2008. Fyllity z Podmąchocic i ich miejsce w rozwoju strukturalnym egionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. *W:* 1 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty: 103–104.

Salwa S., 2009. Phyllites from Kamecznica Podmąchocicka – metamorphic rocks from the Holy Cross Mountains. Mineralogia, Special Papers, 35: 142–149.

Salwa S., 2013. Chlorite-mica stacks and chlorite in phyllites from Podmąchocice (Holy Cross Mts, SE Poland). Mineralogia, Special Papers, 41: 76.

Salwa S., Jarosiński M., 2006. Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich. *W:* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 78–81.

Samsonowicz J., 1916. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 9: 321–351.

Samsonowicz J., 1918. Odkrycie dolnego kambru w Górach Świętokrzyskich. Posiedzenia Warszawskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 11: 71–75.

Samsonowicz J., 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1: 53–67.

Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów ogólnej Mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Samsonowicz J., 1956. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian System in Poland. Symposium. *W:* XX Congreso Geológico International. El sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base. Part I: 127–160.

Samsonowicz J., 1959a. On *Strenuaeva* from Lower Cambrian in Klimontów Anticlinorium. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 521–524.

Samsonowicz J., 1959b. On *Strenuella* and *Germaropyge* from the Lower Cambrian in the Klimontów Anticlinorium. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 525–529.

Samsonowicz J., 1959c. On the *Holmia* fauna in the Cambrian of the Anticlinorium of Klimontów. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 447–452.

Samsonowicz J., 1960. The Lower Cambrian of the Klimontów Anticlinorium. *W:* 21th International Geological Congress, Abstracts, Part 8: 86–92.

Samsonowicz J., 1962. Skamieniałości dolnego kambru antyklinorium klimontowskiego Gór Świętokrzyskich. *W:* Księga Pamiątkowa ku czci Prof. Jana Samsonowicza: 9–29. Wydaw. Geol., Warszawa.

Schwarzbach M., 1933. Das Cambrium der Oberlausitz. Abhandlungen der naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz, 32 (2): 7–54.

Sedlak W., 1967. Problematyczna fauna kambryjska meduzowatych z masywu Łysej Góry. Przegląd Geologiczny, 15: 420.

Sedlak W., 1968a. Góry Świętokrzyskie i człowiek w ostatnich tysiącleciach. Zeszyty Naukowe KUL, 11: 81–83.

Sedlak W., 1968b. Prekambryjska Atikokania z Gór Świętokrzyskich. Wszechświat, 11: 277–278.

Sedlak W., 1968c. Przedstawiciele Archaeogastropoda z masywu Łysej Góry. Przegląd Geologiczny, 16: 298–299.

Sedlak W., 1969. Polskie archeocjaty, ich znaczenie dla nauki. Wszechświat, 12: 306–308.

Sedlak W., 1973. Archaeocyathina Fauna of St. Cross in Łysogóry Chain. Zeszyty Naukowe KUL, 16: 81–83.

Sedlak W., 1975. Some Aspects on the Stratigraphy and Taxonomy of Cambrian Fauna Found on Lysa Góra (the Swiętokrzyskie Mountains, Central Poland). Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 89: 42–47.

Sedlak W., 1980. Cambrian megascopic alga-like forms accompanying Coraillcyathida in quartzite beds of Łysa Góra. Acta Palaeontologica Polonica, 25: 669–670.

Sedlak W., 1985. Z dziejów odkrycia śladów kambryjskiego życia w kwarcytach łysogórskich. Rocznik Świętokrzyski Kieleckiego Towarzystwa Naukowego, 12: 31–45.

Seilacher A., 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. Palaios, 14: 86–93.

Servais T., Perrier V., Danelian T., Klug C., Martin R., Munnecke A., Nowak H., Nuetzel A., Vandenbroucke T.R.A., Williams M., 2016. The onset of the "Ordovician Plankton Revolution" in the late Cambrian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 458: 12–28.

Servais T., Cascales-Minana B., Harper D.A.T., Lefebvre B., van Bocxlaer B., Wang W., 2023. Cambrian explosion and Ordovician biodiversification or Cambrian biodiversification and Ordovician explosion. Evolving Earth, 1, 100018.

Sikorska M., 1988. Mikrolitofacje skał osadowych kambru środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 76.

Sikorska M., 1998. Rola diagenezy w kształtowaniu przestrzeni porowej piaskowców kambru z polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 164.

Sikorska M., 2000a. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 237–247.

Sikorska M., 2000b. Historia sylifikacji w piaskowcach kambru z rejonu Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 51: 251–258.

Sikorska M., 2007a. Petrografia ediakaru i kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 116: 75–83.

Sikorska M., 2007b. Petrografia osadów kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 118: 91–107.

Sikorska M., 2008. Petrografia osadów kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 123: 118–128.

Sikorska M., 2012. Petrografia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 134: 61–70.

Sikorska M., 2014. Petrologia utworów kambryjskich. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 142: 100–111.

Skolimowska K., 2023. Geologia kambru w Dolinie Chęcińskiej, Góry Świętokrzyskie. Uniwersytet Warszawski [pr. magister.].

Slaviková K., 1968. New find of acritachs in the Middle Cambrian of Barrandian (Czechoslovakia). Věstnik Ústředního Ústavu Geologického, 43: 199–205.

Stachacz M., 2012a. Ichnology of Czarna Shale formation (Cambrian, Holy Cross Mountains, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 105–120.

Stachacz M., 2012b. New finds of *Rusophycus* from the lower Cambrian Ociesęki Sandstone Formation (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 56: 237–248.

Studencki M., 1988. Warunki sedymentacji formacji piaskowców z Ociesęk i łupków z Kamieńca w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 32: 533–540.

Studencki M., 1994. Stop 4. Wiśniówka Duża quarry. *W:* Europrobe Trans European Suture Zone Workshop Kielce, Poland, Excursion Guidebook: 51–57.

Szaniawski H., 1971. New species of Upper Cambrian conodonts from Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 16: 401–413.

Szczepanik Z., 1996. Badania wieku najstarszych skał kambryjskich w jednostce łysogórskiej i ich tektoniki oraz badania wieku najmłodszych warstw kambryjskich w jedn. kieleckiej. *W:* Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i na obszarach ościennych. CAG, Kielce [nr inw. 1402/1].

Szczepanik Z., 1997. Preliminary results of thermal alteration investigations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 41: 257–264.

Szczepanik Z., 2000. The Cambrian of the western part of the Pomeranian Caledonides foreland, Peribaltic Syneclise; microfloral evidence. Geological Quarterly, 44: 261–273.

Szczepanik Z., 2001. Acritarchs from Cambrian deposits of the southern part of the Łysogóry Unit in the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 45: 117–130.

Szczepanik Z., 2002. Acritarcha kambru z kamieniołmów okolic Wiśniówki w Górach Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 58: 137–140.

Szczepanik Z., 2007. Regionalny gradient paleotermiczny w zapisie palinologicznym starszego paleozoiku i dewonu Gór Świętokrzyskich. *W:* XX Konferencja Naukowa, Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 129–132.

Szczepanik Z., 2009. Biostratygrafia akritarchowa kambru świętokrzyskiego – raport wstępny. *W:* Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich (red. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak): 21–38.

Szczepanik Z., 2010a. Stop 6. Zbelutka – Lower Cambrian sandstones and mudstones. *W:* CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Subcomissions, Guidebook of the Holy Cross Mountains field trip: 37.

Szczepanik Z., 2010b. Succession of the acritarchs assemblages in Cambrian of the Holy Cross Mts. (Central Poland). *W:* CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Subcomissions, Abstracts: 70–75.

Szczepanik Z., 2015a. Wyniki badań palinologicznych kambru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147: 28–43.

Literatura

Szczepanik Z., 2015b. Stratygrafia utworów furongu na podstawie mikroflory akritarchowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 76–95.

Szczepanik Z., 2019. Akritarchy kambru z otworu wiertniczego Zaręby IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 39–41.

Szczepanik Z., Malec J., 2017. Nowe dane o litologii i biostratygrafii akritarchowej skał kambryjskich na Łysicy, najwyższym szczycie Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 65: 564–575.

Szczepanik Z., Żylińska A., 2012. Datowania skał kambryjskich okolic Klimontowa za pomocą trylobitów i akritarch. *W:* 2 Polski Kongres Geologiczny, Abstrakty: 86.

Szczepanik Z., Żylińska A., 2016a. The oldest rocks of the Holy Cross Mountains, Poland – biostratigraphy of the Cambrian Czarna Shale Formation in the vicinity of Kotuszów. Acta Geologica Polonica, 66: 267–281.

Szczepanik Z., Żylińska A., 2016b. Nowe dane o najstarszych skałach Gór Świętokrzyskich w rejonie Kotuszowa. *W:* 3 Polski Kongres Geologiczny – Tom Kongresowy: 387–389.

Szczepanik Z., Żylińska A., 2017. Correlation of Furongian (Upper Cambrian) trilobite biozones with acritarch assemblages in the Chabowe Doły exposure, Holy Cross Mountains, Poland. *W:* 10th Baltic Stratigraphic Conference, Abstracts and Field Guide: 80–81.

Szczepanik Z., Żylińska A., 2021. Terreneuvian acritarch assemblages of the Holy Cross Mountains – a new approach. Geological Quarterly, 65: 29.

Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004a. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. Przegląd Geologiczny, 52: 895–898.

Szczepanik Z., Żylińska A., Salwa S., 2004b. Nowe stanowisko utworów kambru górnego w zachodniej części regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 52: 131–134.

Szczepanik Z., Trela W., Żylińska A., Salwa S., 2005. Nowe kambryjskie i ordowickie jednostki litostratygraficzne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 61: 57–58.

Szczepanik Z., Servais T., Żylińska A., 2017. Very large acritarchs from the Furongian (Upper Cambrian) rocks of the Holy Cross Mountains, central Poland. Palynology, 41/S1: 10–22.

Szymański B., 1977. Kambr górny wschodniej części obniżenia perybałtyckiego. Kwartalnik Geologiczny, 21: 417–435.

Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (północna Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 113–154.

Szymański B., 2011. Kambr górny. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 57–58.

Szymański B., Pacześna J., 2010. Mapa litofacjalno-paleomiąższościowa kambru górnego. *W:* Atlas paleogeologiczny, podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Ślączka A., 1976. Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 337–350.

Ślączka A., 1982. Profil utworów kambru w otworach położonych na południowy wschód od Goczałkowic. *W:* Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 201–205.

Tomczyk H., 1988. Region łysogórski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledońsko-waryscyjskim. Przegląd Geologiczny, 36: 9–17.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. Acta Geologica Polonica, 17: 1–46.

Tomczykowa E.,1964. Utwory najwyższego kambru w Łysogórach. Kwartalnik Geologiczny, 8: 903–904.

Tomczykowa E.,1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 54.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 potwierdzeniem budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393: 167–198.

Trela W., 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 622–631.

Trela W., 2012. Stop 7. Kielce (Wilków IG-1 well) – Furongian, Upper Ordovician and Silurian mudrock facies. *W:* Geoshale 2012, Book of Abstracts: 181–183.

Trela W. Malec J., 2015. Charakterystyka litofacjalna i środowiska depozycyjne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147: 51–64.

Trela W. Szczepanik Z., Żylińska A., Salwa S., Malec J., 2006. Stanowisko 3. Archiwum rdzeni wiertniczych Oddziału Świętokrzyskiego PIG, Kielce. Profile otworów Lenarczyce PIG-1, Daromin IG-1. *W:* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 160–165.

Trela W., Szczepanik Z., Żylińska A., 2025. Reappraisal of the terrane concept in the Holy Cross Mountains (Polish segment of the Trans-European Suture Zone) based on the Furongian (Upper Cambrian) stratigraphy and facies in the Lenarczyce PIG 1 well. Acta Geologica Polonica, 75, e44.

Turniak K., Mazur S., Wysoczański R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry and geochemistryb of the Orlica–Śnieżnik gneises (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. Geodinamica Acta, 13: 1–20.

Vanguestaine M., 1974. Especes zonales d'Acritarches du Cambro- Tremadocien de Belgique et de l'Ardenne francaise. Review of Palaeobotany and Palynology, 18: 63–82.

Vanguestaine M., van Looy J., 1983. Acritarches du Cambrien moyen de la vallée de Tacheddirt (Haut-Atlas Maroc) dans le cadre d'une nouvelle zonation du Cambrien. Annales de la Société Géologique de Belgique, 106: 69–85.

Vavrdová M., Bek J., 2001. Further palynomorphs of Early Cambrian age from clastic sediments underlying the Moravian Devonian (borehole Nemecicky-3). Bulletin of the Czech Geological Survey, 76: 113–115.

Vecoli M., 1996. Stratigraphic significance of acritarchs in Cambro–Ordovician boundary strata, Hassi-Ramel area, Algerian Sahara. Bolletino della Societa Paleontologica Italiana, 35: 3–58.

Vidal G., 1984. The oldest eukaryotic dells. Scientific American, 250: 48–57.

Vidal G., Peel J.S., 1993. Acritarchs from the Lower Cambrian Buen Fromation in North Greenland. Grønlands Geologiske Undersøgelse Bulletin, 164: 1–35.

Volkova N.A., 1968. Akritarkhi dokembriyskikh i nizhnekembriyskikh otlozheniy Estonii. *W:* Problematiki pogranichnykh sloev rifeya i kembriya Russkoy platformy, Urala i Kazakhstana. Trudy Geologicheskiy Institut Akademiya Nauk SSSR, 188: 8–32 (po rosyjsku).

Volkova N.A., 1969a. Raspredelenie akritatch v razrezakh severnovostochnoy Polshi. *W:* Tommotskiy yarus i problema nizney granitsy kembriya: 74–76. Nauka, Moskwa (po rosyjsku).

Volkova N.A., 1969b. Akritarkhi severo-zapada Russkoy platformy. *W:* Tommotskiy yarus i problema nizney granitsy kembriya: 224–236. Nauka, Moskwa (po rosyjsku).

Volkova N.A., 1990. Akritarkhi srednego i verkhnego kembriya Vostochno-Yevropeyskoy Platformy. Trudy Geologicheskogo Instituta, 454 (po rosyjsku).

Volkova N.A., Kirjanov V.V., 1995. Regionalnaya stratigraficheskaya skhema sredne-verhnekembriyskikh otlozheniy vostochno-evropeyskoy platformy. Stratigrafia i Geologicheskaya Korrelatsiya, 3: 66–74 (po rosyjsku).

Volkova N.A., Kirjanov V.V., Piskun L.V., Paškevičiené L.T., Jankauskas T.V., 1983. Plant microfossils. *W:* Upper Precambrian and Cambrian Palaeontology of the East-European Platform (red. A. Urbanek, A.Yu. Rozanov): 7–46. Wydaw. Geol., Warszawa.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wawryk W., 1932. Wyniki mikroskopowo-chemicznej analizy fosforytów kambryjskich z okolic Sandomierza. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 8: 266–272.

Webby B.D., 1995. Toward an Ordovician time scale. *W*: Ordovician Odessey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician system. Las Vegas.

Welsch M., 1986. Die Acritarchen der höheren Digermul-Gruppe, Mittelkambrium bis Tremadoc, Ost-Finnmark, Nord-Norwegen. Palaeontographica Abteilung B, 201: 1–109.

Xian-Guang H., Aldridge R.J., Bergström J., Siveter David J., Siveter Derek J., Feng Xiang-Hong, 2004. The Cambrian Fossils of Chengjiang, China. The Flowering of Early Animal Life. Blackwell Publishing.

Zang W., 1992. Sinian and Early Cambrian floras and biostratigraphy on the South China Platform. Palaeontographica, B, 224: 75–119.

Zhuravlev A., 2001. Biotic Diversity and Structure During the Neoproterozoic–Ordovician Transition. *W:* The Ecology of the Cambrian Radiation (red. A.Yu. Zhuravlev, R. Riding): 173–199. Colombia University Press, New York.

Żakowa H., Jagielska L., 1970. Najstarsze skamieniałości dolnego kambru Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 14: 9–27.

Żelaźniewicz A., Żaba J., 2002. Nowe dane o dynamice bloku górnośląskiego i małopolskiego na przełomie prekambru i paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 50: 1227–1228.

Żelaźniewicz A., Biernacka J., Bobiński W., Buła Z., Dymna K., Dziadzio P., Florek R., Fanning M., Habryn H., Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Sheghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. Geological Quarterly, 58: 93–124.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogeny in the Ediacaran-Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.

Żylińska A., 1999. Trace maker of *Cruziana semiplicata* in the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. *W:* 5th Conf. Cambrian Stage Subdiv. Working Group (red. A.R. Palmer): 62–63. Utah, Nevada, California, USA.

Żylińska A., 2001. Late Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 51: 333–383.

Żylińska A., 2002. Stratigraphic and biogeographic significance of Late Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 52: 217–238.

Żylińska A., 2013a. The oldest Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Poland: taxonomic, stratigraphic and biogeographic reappraisal. Acta Geologica Polonica, 63: 57–87.

Żylińska A., 2013b. Ewolucja zespołów trylobitowych z drugiego i trzeciego oddziału kambru Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie biogeograficzne. Przegląd Geologiczny, 61: 30–39.

Żylińska A., 2019. Rewizja fauny trylobitowej w otworze wiertniczym Zaręby IG 2 i implikacje stratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 37–38.

Literatura

Żylińska A., 2021. Fauna trylobitowa kambru w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 – implikacje stratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 159: 85–89.

Żylińska A., Masiak M., 2007. Cambrian trilobites from Brzechów, Holy Cross Mountains (Poland) and their significance in stratigraphic correlation and biogeographic reconstructions. Geological Magazine, 144: 661–686.

Żylińska A., Szczepanik Z., 2009. Trilobite and acritarch assemblages from the Lower–Middle Cambrian boundary interval in the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 59: 413–458.

Żylińska A., Szczepanik Z., Salwa S., 2006. Cambrian of the Holy Cross Mountains, Poland; biostratigraphy of the Wiśniówka Hill succession. Acta Geologica Polonica, 56: 443–461.

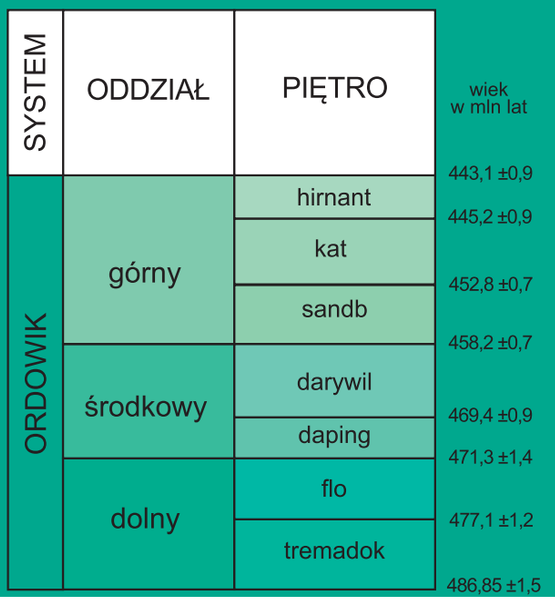
Żylińska A., Weidner T., Ahlgren J., Ahlberg P., 2015. Exotic trilobites from the uppermost Cambrian Series 3 and lower Furongian of Sweden. Acta Geologica Polonica. 65: 21–67.

Żylińska A., Świerczewska-Gładysz E., Szczepanik Z., Bojanowski M., Barski M., Olempska E., 2016. Najstarszy zespół biotyczny kambru Gór Świętokrzyskich w Kotuszowie. *W:* XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Abstrakty: 125–126.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 157–200. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.157-200

ORDOWIK

Wiesław Trela, Teresa Podhalańska



Wstęp

Ordowik był okresem znacznego rozwoju bioróżnorodności, zakończonego kryzysem biotycznym, który jest zaliczany do pięciu wielkich wymierań w dziejach Ziemi (Jablonski, 1991; Sheehan, 2001; Algeo i in., 2016; Servais, Harper, 2018). Badania izotopowe tlenu w bioapatycie konodontów wykazały zbieżność maksimum bioróżnorodności z ochłodzeniem klimatu zainicjowanym w środkowym ordowiku (Trotter i in., 2008; Rasmussen i in., 2016), natomiast Edwards i in. (2017) przedstawili argumenty – na podstawie danych izotopowych węgla – wskazujące na związek bioróżnorodności ze wzrostem poziomu natlenienia mórz i oceanów. Wymieranie pod koniec ordowiku miało wyraźny związek ze zlodowaceniem hirnanckim na biegunie południowym i późniejszą poglacjalną anoksją (Brenchley, 2004; Finnegan i in., 2011). W tym okresie nastąpił także początek kolonizacji lądu przez rośliny, co miało istotny wpływ na wzrost zawartości tlenu, tempo wietrzenia, a w konsekwencji schłodzenie klimatu poprzez obniżenie stężenia CO_2 w ordowickiej atmosferze (Lenton i in., 2012).

W paleogeografii ordowiku dominowały cztery duże kontynenty występujące na półkuli południowej i w strefie równikowej: Gondwana (rozciągająca się od bieguna południowego po równik, obejmująca Afrykę, Amerykę Południową, Australię, Antarktydę, Indie), Laurencja (kratoniczna część Ameryki Północnej, Grenlandia i Szkocja), Bałtyka (Skandynawia, Polska NE, Ukraina oraz Rosja po Ural i Morze Czarne) oraz Syberia (fig. 1). W późnym ordowiku rozpoczęła się kolizja wschodniej Laurencji z wulkanicznym łukiem wyspowym, a w konsekwencji rozwój orogenu takońskiego (van Staal i in., 2007, 2009). Do zachodniego brzegu Bałtyki dotarł w tym czasie terran Awalonia (Wyspy Brytyjskie bez Szkocji, północne Niemcy), odseparowany od Gondwany w środkowym ordowiku (Torsvik, Rehnström, 2003; Nawrocki, Poprawa, 2006; Mazur i in., 2016, 2018). Aktywność wulkaniczna z tym związana ma swój zapis osadowy w postaci licznych poziomów K-bentonitów, które występują w profilach ordowiku środkowego i górnego w Ameryce Północnej, Wielkiej Brytanii, Skandynawii, Estonii i Polsce (zob. podrozdz. Magmatyzm).

Skały osadowe ordowiku w Polsce są znane od dawna z odsłonięć naturalnych występujących w Górach Świętokrzyskich i Sudetach, jednak pełny zapis stratygraficzno-facjalny tego systemu został rozpoznany dzięki licznym otworom wiertniczym.

Pierwsze doniesienia dotyczące ordowiku w Polsce pochodzą z drugiej połowy XIX w. i dotyczą fauny i wychodni skał tego okresu w Górach Świętokrzyskich, które początkowo zaliczano do dewonu (Roemer, 1866; Hempel, 1867; Zeuschner, 1869; Michalski, 1883; Gürich, 1896, 1901). Znacznie bardziej zaawansowane badania systemu ordowickiego prowadzili na początku XX w. Czarnocki i Samsonowicz (1913), Czarnocki (1919, 1928, 1939) i Samsonowicz (1916, 1920, 1934).

W XIX i na początku XX w., aż do II wojny światowej, skały dolnego paleozoiku Sudetów, w tym ordowiku, były badane przez geologów niemieckich. Przegląd tych doniesień naukowych, uwzględniających osady ordowiku, został omówiony przez Jerzmańskiego i in. (1968), Baranowskiego (1975) oraz Baranowskiego i in. (1990, 1998).

Znaczny postęp w rozpoznaniu ordowiku w Polsce nastąpił od lat 50. XX w., dzięki badaniom licznych otworów wiertniczych wykonanych w NE, NW i SE części kraju. Były to głębokie odwierty, które dały wgląd w pełny zapis stratygraficzno-facjalny sukcesji ordowickiej i pozwoliły na ponadregionalną korelację profili oraz rekonstrukcję ewolucji ordowickich basenów depozycyjnych. Historia i stan badań systemu ordowickiego w Polsce do 1968 r. są szczegółowo scharakteryzowane w rozdziale dotyczącym tego systemu w „Budowie geologicznej Polski" (Jerzmański i in., 1968). W późniejszych latach badania obejmowały zagadnienia dotyczące lito- i biostratygrafii oraz aspekty litofacjalane, sedymentologiczne i paleośrodowiskowe, a ich przegląd znajduje się w podrozdziałach: Litostratygrafia i Biostratygrafia.

Podstawowym narzędziem podziału chronostratygraficznego ordowiku są skamieniałości graptolitów, konodontów i chitinozoa, a także trylobity, ramienionogi i małżoraczki. W standardowym podziale chronostratygraficznym systemu ordowickiego wyodrębniono następujące piętra: tremadok, flo (dolny arenig), daping (niższa część górnego arenigu), darywil (wyższa część górnego arenigu i lanwirn), sandb (dolny karadok), kat (górny karadok, dolny i środkowy aszgil), hirnant (najwyższy aszgil) (Webby i in., 2004; Kaljo i in., 2008; Cooper, Sadler, 2012).

Globalne stratotypy dolnych granic większości pięter ordowiku, tj. flo, darywilu, sandbu, katu i hirnantu, a także granica ordowik/sylur, zostały wyznaczone na podstawie obecności fauny graptolitowej (Cooper, Sadler, 2012).

Konodonty były podstawą wyznaczenia stratotypu dolnej granicy piętra tremadok (a tym samym granicy kambr/ordowik) oraz piętra daping (Cooper, Sadler, 2012).

Istotnym narzędziem stratygraficznym w sukcesjach ordowickich z deficytem skamieniałości przewodnich jest analiza izotopów stabilnych węgla, a w mniejszym zakresie – także izotopów tlenu. Liczne badania składu izotopowego węgla w osadach węglanowych i materii organicznej stały się podstawą opracowania ordowickiej krzywej $\delta^{13}C$ z kilkoma anomaliami pozytywnymi będącymi globalnymi horyzontami chemostratygraficznymi (Saltzman, 2005; Ainsaar i in., 2010; Bergström i in., 2010; Munnecke i in., 2010; zob. podrozdz. Chemostratygrafia izotopowa).

W korelacji stratygraficznej ordowiku wykorzystuje się także pomiary polarności pierwotnego kierunku namagnesowania, która jest parametrem stratygrafii magnetycznej (magnetostratygrafii). Standard magnetostratygraficzny ordowiku jest wciąż w fazie opracowywania, niemniej jednak w środkowej i górnej części tego systemu podział na magnetozony jest na tyle szczegółowy, że może być narzędziem ponadregionalnej korelacji (zob. Hounslow i in., 2021a; podrozdz. Magnetostratygrafia).

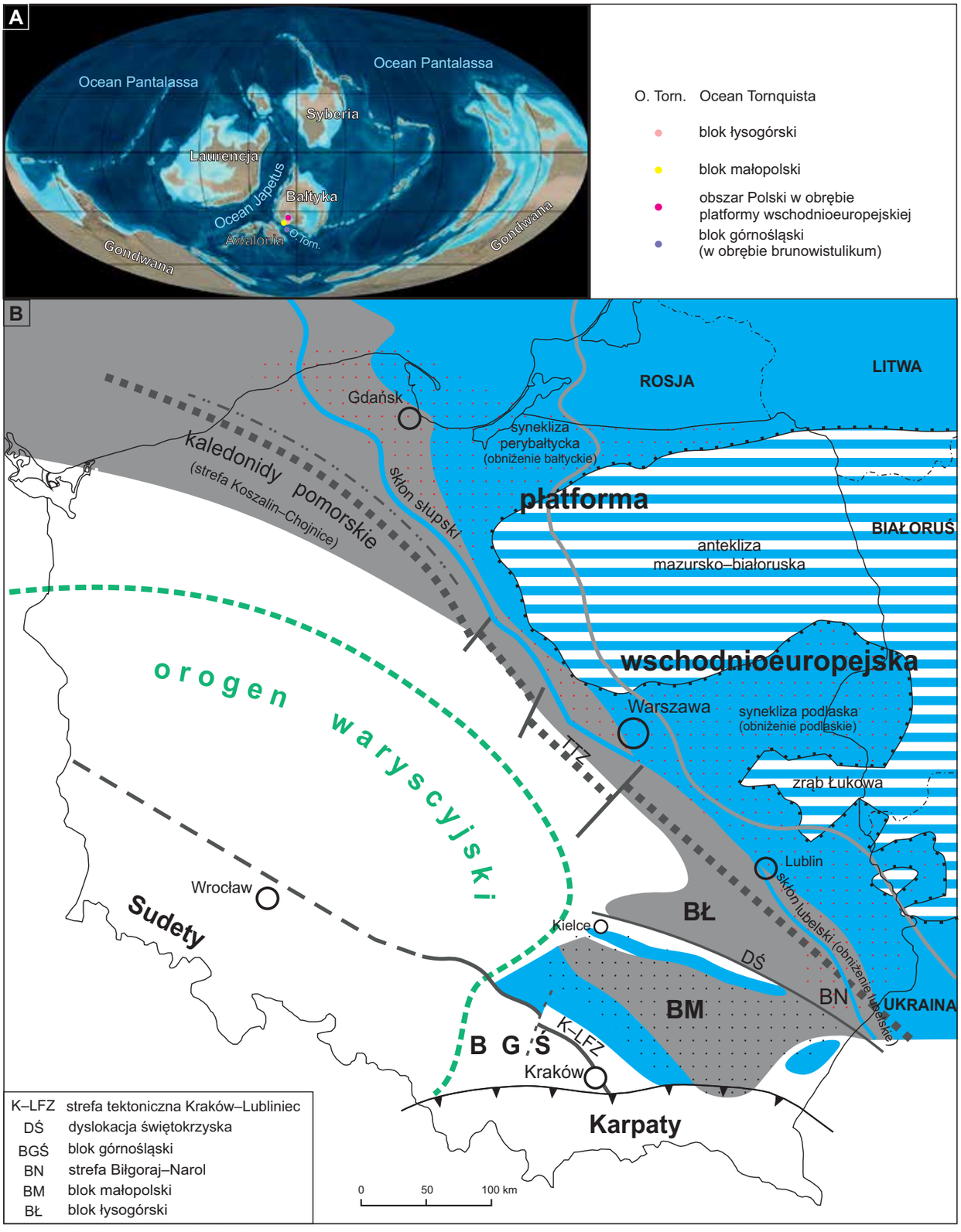


FIG. 1.
A – paleogeografia późnego ordowiku (ok. 450 mln lat temu) wg Scotese'a (2014); **B** – zgeneralizowana mapa litofacjalna ordowiku na tle głównych jednostek tektonicznych Polski (wg Pożaryskiego i in., 1992; Dadleza i in., 1994, zmieniono)

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

1

Skały systemu ordowickiego na obszarze Polski są obecne w paleozoicznej sukcesji osadowej platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej) w NE części kraju oraz platformy paleozoicznej – na południu i w części SW (fig. 1). Od ponad wieku ugruntował się pogląd, że rozdziela je wgłębna granica tektoniczna – strefa Teisseyre'a-Tornquista, jednak wykonana ostatnio interpretacja danych grawimentrycznych, magnetycznych i refleksyjnych profili sejsmicznych wskazuje na kontynuację skorupy platformy wschodnioeuropejskiej i jej paleozoicznej pokrywy ku SW, w podłożu platformy paleozoicznej (Mazur i in., 2015, 2017).

Na terenie platformy wschodnioeuropejskiej skały osadowe ordowiku – rozpoznane w kilkuset otworach wiertniczych – tworzą sukcesję, która powstała na zachodniej, pasywnej, krawędzi paleokontynentu Bałtyka. Stanowi ona fragment wypełnienia osadowego późnoproterozoiczno-wczesnopaleozoicznego basenu sedymentacyjnego o przebiegu NW–SE, rozciągającego się od Norwegii, przez Danię, południową Szwecję, NE Polskę po Ukrainę i Rumunię (Modliński, 1982a; Kędzior i in., 2017; Porębski, Podhalańska, 2019). Istotny wpływ na rozwój tego basenu miała kaledońska skośna kolizja z Awalonią i związane z nią fleksuralne uginanie zachodniej krawędzi Bałtyki, zapoczątkowane pod koniec ordowiku (Poprawa i in., 1999; Torsvik, Renhnström, 2003; Cocks, Torsvik, 2005; Poprawa, 2006; Mazur i in., 2018).

Na zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista utwory ordowiku występują na obszarze różnych jednostek tektonicznych (bloków/terranów) tworzących platformę paleozoiczną, które należą do transeuropejskiej strefy szwu. Są to bloki: pomorski, łysogórski, małopolski i górnośląski (fig. 1), gdzie ordowik został rozpoznany wierceniami, a w świętokrzyskiej części bloków małopolskiego i łysogórskiego odsłania się także na powierzchni terenu. Struktura podłoża tych jednostek, pochodzenie geotektoniczne oraz historia akrecji były i wciąż są przedmiotem trwającej ponad trzy dekady dyskusji (zob. Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Berthelsen, 1998; Znosko, 1998; Pharaoh, 1999; Nawrocki i in., 2007; Narkiewicz i in., 2011; Mazur i in., 2015, 2016; Narkiewicz, Petecki, 2017; Walczak, Belka, 2017; i literatura tam cytowana).

Blok pomorski sąsiaduje z NW segmentem platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (fig. 1), a występujące tam utwory ordowiku rozpoznano otworami wiertniczymi w strefie Koszalin–Chojnice. Tworzą sukcesję należącą do pasa fałdowo-nasunięciowy rozwiniętego na zachodniej krawędzi Bałtyki (Mazur i in., 2016; literatura tam cytowana).

Do SW fragmentu platformy wschodnioeuropejskiej przylega – wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista – blok łysogórski (fig. 1), który obejmuje północną (łysogórską) część Gór Świętokrzyskich oraz strefę Biłgoraj–Narol w SE Polsce (Czarnocki, 1950; Modliński, Szymański, 2008; Buła, Habryn, 2011). W świetle najnowszych danych geofizycznych, podłoże krystaliczne bloku łysogórskiego wykazuje podobieństwo z sąsiednią platformą wschodnioeuropejską, co zostało uznane za przesłankę świadczącą, że blok łysogórski jest terranem proksymalnym Bałtyki (Nawrocki, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017; literatura tam cytowana). Dodatkowo architektura facjalna ordowiku tej jednostki tektonicznej wykazuje wiele analogii z brzeżną, SW strefą platformy wschodnioeuropejskiej (zob. podrozdz. Litostratygrafia).

Blok małopolski jest jednostką tektoniczną, której proweniencja geotektoniczna (bałtycka *vs* gondwańska) i czas dokowania (późny kambr *vs* sylur/dewon lub późny karbon) do obecnej pozycji przy platformie wschodnioeuropejskiej jest przedmiotem wieloletnich badań i dyskusji (zob. Pożaryski, 1990, 1991; Pożaryski i in., 1992; Lewandowski, 1993; Dadlez i in., 1994; Belka i in., 2002; Narkiewicz, 2002; Nawrocki i in., 2007; Narkiewicz i in., 2011, Narkiewicz, Petecki, 2017; Walczak, Belka, 2017 i literatura tam cytowana). Północna granica bloku małopolskiego jest sytuowana na dyslokacji świętokrzyskiej (Dadlez i in., 1994; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana) lub strefie uskokowej Chmielnik–Ryszkowa Wola (Żelaźniewicz i in., 2011, 2020). W pierwszym wariancie jego częścią jest strefa kielecka Gór Świętokrzyskich (fig. 1), gdzie skały ordowiku są odsłonięte na powierzchni ziemi. Południowo-zachodni zasięg bloku małopolskiego wyznacza strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec, wzdłuż której graniczy on z blokiem górnośląskim (fig. 1; Buła, 2000; Buła, Habryn, 2011). Dane paleomagnetyczne wskazują, że blok małopolski zajmował podobną do obecnej pozycję wobec Bałtyki w ordowiku środkowym, a nawet już w późnym kambrze (Schätz i in., 2006; Nawrocki i in., 2007).

Blok górnośląski (fig. 1) jest częścią, skonsolidowanego pod koniec ediakaru, złożonego terranu brunowistulikum, który był umiejscowiony w obrębie orogenu kadomskiego (Nawrocki i in., 2004; Kalvoda i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana). Kwestia wczesnopaleozoicznego położenia paleogeograficznego tego terranu przed lokalizacją na obecnym miejscu we wczesnym dewonie (lub późnym wizenie, zob. Unrug i in., 1999) jest wciąż przedmiotem dyskusji i koncentruje się wokół jego związku z Bałtyką lub Gondwaną (Fatka, Vavrdova, 1998; Belka i in., 2000, 2002; Żelaźniewicz i in., 2001; Winchester i in., 2002; Nawrocki i in., 2004, 2007; Kalvoda i in., 2008; Nawrocki, 2015; literatura tam cytowana). Warto zwrócić uwagę, że skład taksonomiczny mikroflory akritarchowej w osadach ordowiku bloku górnośląskiego jest typowy dla prowincji bałtyckiej (Jachowicz, 2005), podobnie jak kambryjskie trylobity zidentyfikowane na tym obszarze (Nawrocki i in., 2004).

Obecność skał ordowiku udokumentowano także w Sudetach, gdzie skały te występują jako – w różnym stopniu zmetamorfizowane – sukcesje wulkaniczno-osadowe w obrębie orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2006, 2010; literatura tam cytowana).

Litostratygrafia

2

2.1. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Trzon architektury facjalnej ordowiku polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej tworzą dwa podstawowe kompleksy litologiczne, tj. węglanowy, dominujący na wschodzie oraz mułowcowy na zachodzie (fig. 1, 2; Modliński, 1982a), dokumentujące rozwój chłodnowodnej rampy węglanowej na pasywnym brzegu SW Bałtyki i jej stopniowe zatopienie zainicjowane pod koniec środkowego ordowiku. Ten ogólny plan facjalny jest wspólną cechą ordowiku w bałtyckim, podlaskim i lubelskim segmencie platformy wschodnioeuropejskiej, obszarach tradycyjnie określanych jako baseny lub obniżenia (także w tym podrozdziale), które – w podpermskim planie tektonicznym – należą do synekliz: perybałtyckiej i podlaskiej oraz skłonu słupsko-lubelskiego (zob. Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 1). Sukcesja ordowicka na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej charakteryzuje się zmienną miąższością, w zakresie od 20 m na wschodzie do 120 m w północnej części obniżenia bałtyckiego i południowej części obniżenia lubelskiego, a tworzące ją utwory są na ogół tektonicznie niezdeformowane (zob. Modliński, 1982a).

Badania ordowiku na platformie wschodnioeuropejskiej koncentrowały się głównie na aspektach stratygraficznych i petrologicznych oraz rekonstrukcji ogólnego planu facjalnego (Modliński, 1973, 1982a, 1984; Lendzion i in., 1979; Podhalańska, 1980, 2009, 2019; Szymański, 1984, 2008; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Modliński, Podhalańska, 2010; Porębski, Podhalańska, 2019; i literatura tam cytowana). Zagadnienia facjalne i sedymentologiczne łupków i węglanów ordowickich szczegółowo omówiono w raporcie dotyczącym oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w przykrawędziowej strefie platformy wschodnioeuropejskiej (Golonka, Bębenek, 2017). Na uwagę zasługują także opracowania poświęcone zapisowi zmian paleoklimatu na granicy ordowik/sylur w obniżeniu bałtyckim (Podhalańska, 2009) oraz geochronologii i tektogenezie K-bentonitów z tego obszaru (Anczkiewicz i in., 2017).

Do najstarszych skał ordowiku należą iłowce i piaskowce dolnego tremadoku, spoczywające przeważnie z luką stratygraficzną na różnych piętrach kambru, a tylko lokalnie zachowana jest ciągłość

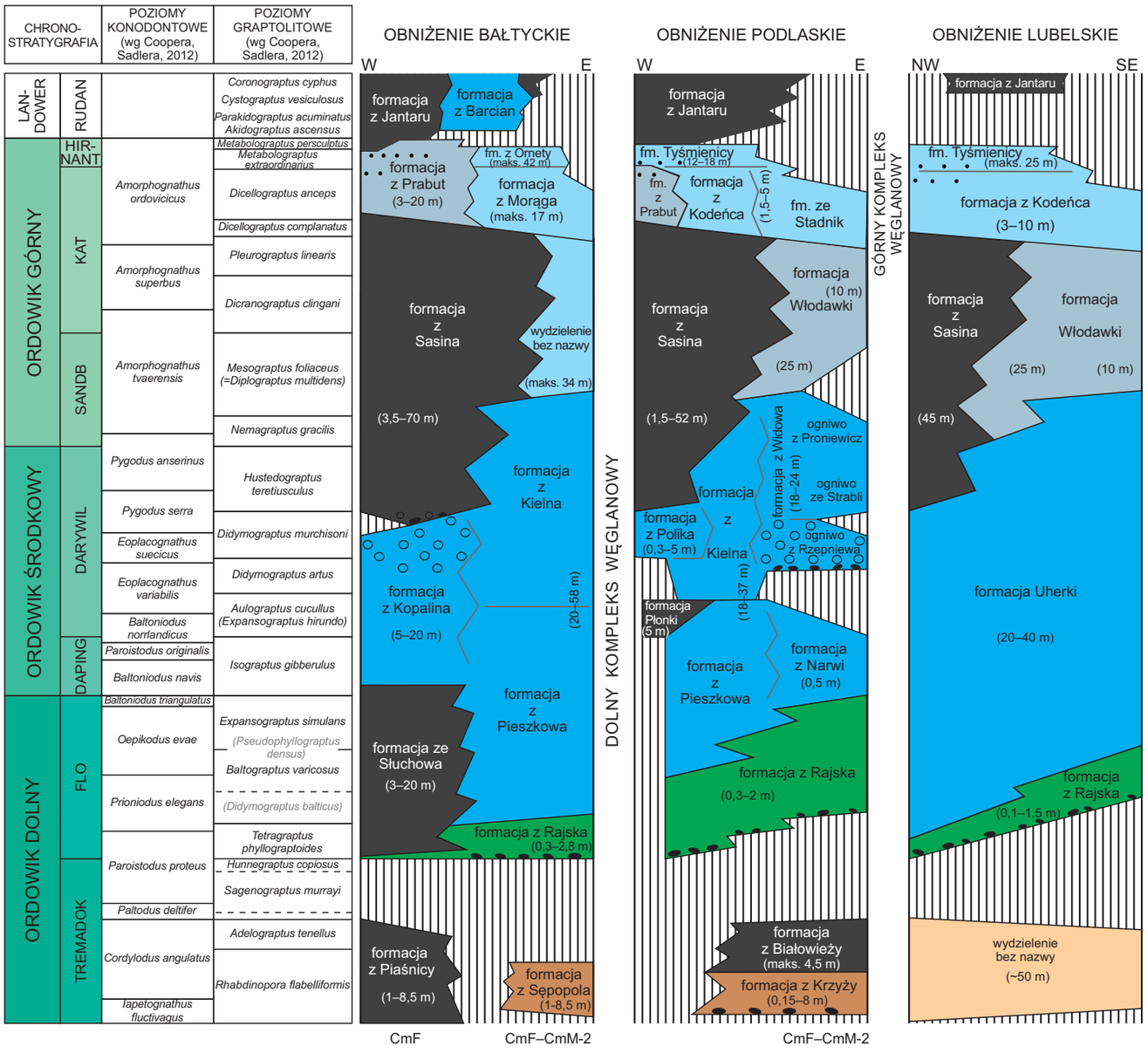


FIG. 2. Schemat litologiczno-stratygraficzny ordowiku na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (wg Modlińskiego, 1982a; Modlińskiego, Szymańskiego, 1997, 2008; Porębskiego, Podhalańskiej, 2019; zmieniono)

między tymi systemami. Piaskowce z ramienionogami rodzaju *Obolus* tworzą formację z Sępopola we wschodniej części syneklizy bałtyckiej oraz formację z Krzyży w syneklizie podlaskiej (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Szymański, 2008). Dolna granica obu formacji jest erozyjna i często podkreślona przez cienki horyzont zlepieńca podstawowego, który spoczywa na utworach środkowego (miaolingu) lub górnego (furongu) kambru (fig. 2; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Szymański, 2008). Pod względem sedymentologicznym są to przeważnie poziomo laminowane piaskowce przybrzeżne (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Kędzior i in., 2017). W NW części obniżenia bałtyckiego dolny tremadok to ciemnoszare iłowce i mułowce formacji z Piaśnicy, będące kontynuacją depozycji od późnego kambru (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997; Modliński, Podhalańska, 2010). W obniżeniu podlaskim ciemnoszare mułowce bitumiczne z graptolitem *Rhabdinopora flabelliformis* tworzą formację z Białowieży, która spoczywa na piaskowcach formacji z Krzyży (fig. 2; Modliński, Szymański, 2008). Górna granica sukcesji mułowcowej formacji z Piaśnicy i Białowieży ma charakter erozyjny, z luką stratygraficzną obejmującą górny tremadok (fig. 2; Modliński, Szymański, 1997, 2008). W basenie lubelskim dolny tremadok jest wykształcony w postaci heterolitów piaskowcowo-mułowcowych (fig. 2), będących osadami dolnego przybrzeża i zapisem ciągu TST z retrogradacyjnym następstwem parasekwencji (Kędzior i in., 2017).

Architektura facjalna dolnego, środkowego i częściowo górnego ordowiku jest zdominowana przez litofację węglanową podścieloną przez cienki horyzont glaukonitowy, spoczywający erozyjnie na osadach dolnego tremadoku lub kambru (Modliński, Szymański, 1997). Tworzą go piaskowce o miąższości 10–30 cm z lokalnie występującym zlepieńcem bazalnym (sporadycznie interwał o miąższości do 2 m; fig. 2, 3A). W składzie zlepieńca dominują dobrze

TAB. 1. Litostratygrafia ordowiku kratonu wschodnioeuropejskiego (na podstawie: Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019)

Formacja czarnych iłowców bitumicznych z Piaśnicy (formacja z Piaśnicy)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego (w tym polski obszar Morza Bałtyckiego)
Litologia	czarne i ciemnoszare łupki bitumiczne z nielicznymi przewarstwieniami ciemnych margli i wapieni bioklastycznych
Miąższość	zmienna, maks. 8,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór B16-1/85 (głęb. 1831,5–1840,0 m); hipostratotyp: otwory A23-1/88 (głęb. 1304,5–1305,5 m), A8-1/83 (głęb. 1927,0–1931,0 m)
Biostratygrafia	graptolity, np. *Rhabdinopora flabelliformis flabelliformis*, *R. flabelliformis norvegicum*; ramienionogi, np. *Lingulella lepis*, *Obolus* cf. *apollinis*
Chronostratygrafia	kambr/ordowik: furong (kambr górny)–tremadok dolny
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Bednarczyk (1968, 1979); Lendzion (1983); Modliński (1973, 1998); Porębski, Podhalańska (2019); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); sedymentologia: Szymański (2008); Kędzior i in. (2017); Kosakowski i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja iłowców z Białowieży w obniżeniu podlaskim; formacja iłowców z Jeleniowa w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich
Formacja zlepieńców i piaskowców z Sępopola (formacja z Sępopola)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	szare i jasnoszare piaskowce średnio- i drobnoziarniste podścielone warstwą zlepieńca polimiktycznego złożonego z otoczaków piaskowców, pyłowców, wapieni i fosforytów oraz ziaren kwarcu. W stropie, lokalnie obecne są cienkie przewarstwienia ciemnych łupków
Miąższość	0,1–2,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Sępopol 3 (głęb. 1993,2–1995,7 m); hipostratotyp: otwór Zaręby 2 (głęb. 2229,0–2231,0 m), Młynary 1 (głęb. 2791,9–2792,0 m)
Biostratygrafia	ramienionogi, np. *Obolus apollinis*, *Lingulella* sp.
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Modliński, Szymański (1972); Modliński (1973, 1982a); Szymański (1974, 1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia: Szymański (2008); Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży w obniżeniu podlaskim
Formacja zlepieńców i piaskowców z Krzyży (formacja z Krzyży)	
Występowanie	obniżenie podlaskie
Litologia	średnio- i drobnoziarniste piaskowce typu arenitów kwarcowych z horyzontem bazalnych zlepieńców. Podrzędnie występują cienkie laminy i przewarstwienia iłowców oraz muszlowców ramienionogowych
Miąższość	0,15–7,8 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Zubowo IG 1 (głęb. 559,5–564,4 m)
Biostratygrafia	ramienionogi: *Obolus apollinis*, *Lingula* sp.
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Szymański (1966, 1973, 1984); Bednarczyk (1998); litostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1998); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców i piaskowców z Sępopola w obniżeniu bałtyckim
Formacja iłowców bitumicznych z Białowieży (formacja z Białowieży)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	w spągu ciemnoszare i brunatnoszare iłowce bitumiczne przechodzące w brunatnoszare iłowce i mułowce. Podrzędnie występują cienkie przewarstwienia i laminy mułowców piaszczystych i piaskowców
Miąższość	0,05–4,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Rajsk 2 (głęb. 556,5–559,0 m)
Biostratygrafia	graptolity: *Rhabdinopora* sp., *Clonograptus* sp., *Bryograptus* sp., *Kiaerograptus* sp., *Didymograptus* sp. *Triograptus* sp., ramienionogi: *Obolus* sp., *Lingulella* sp.
Chronostratygrafia	ordowik dolny: tremadok dolny i ?górny
Historia badań	Znosko (1964); Bednarczyk (1998); Modliński, Szymański (2008); Kosakowski i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja iłowców z Piaśnicy w obniżeniu bałtyckim; formacja iłowców z Jeleniowa w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich
Formacja glaukonitytów z Rajska (formacja z Rajska)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, podlaskie, basen lubelski
Litologia	zielone glaukonityty i piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, podścielone w spągu warstwą zlepieńca z otoczakami piaskowcowymi i fosforytowymi oraz ziarnami kwarcu i detrytusem muszli ramienionogów. W części stropowej cienkie przewarstwienia iłowców oraz margli i wapieni marglistych
Miąższość	0,5–1,85 m (sporadycznie do 4,3 m)
Stratotyp/obszar typowy	otwór Rajsk 2 (głęb. 555,5–556,5 m); hipostratotypy: otwór Łochów IG 2 (głęb. 1911,0–1913,0 m) i otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3407,3–3411,6 m)
Biostratygrafia	graptolity: *Didymograptus* cf. *extensus*, *D. deflexus*, *D. simulans*, konodonty poziomów *Paroistodus proteus* i *Prioniodus elegans*
Chronostratygrafia	ordowik dolny: piętro flo, od poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* po *Petalograptus elongatus/Pseudophyllograptus densus*
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Znosko (1964); Bednarczyk (1979); Szymański (1984); Nehring-Lefeld (1987); litostratygrafia: Modliński (1984); Modliński, Szymański (1997, 2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia: Kędzior i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja piaskowców glaukonitowych z Międzygórza w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich
Uwagi	do formacji z Rajska zaliczono także cienki horyzont glaukonitytów i piaskowców glaukonitowych ze zlepieńcem bazalnym występujące w spągu formacji łupków ze Słuchowa i formacji wapieni Uherki oraz ogniwo piaskowców glaukonitowych z Julianowa w spągu formacji wapieni z Pieszkowa (Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008)
Formacja iłowców z glaukonitem ze Słuchowa (formacja ze Słuchowa)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	ciemnoszare iłowce w stropie naprzemiennie ciemnoszare i zielonoszare; w części spągowej liczne laminy i soczewki wzbogacone w glaukonit, a także cienkie warstwy i nodule węglanowe
Miąższość	2,8–19,3 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Żarnowiec IG 1 (głęb. 2707,8–2726,4 m); hipostratotyp: otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4395,9–4398,7 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Tetragraptus phyllograptoides*, *Didymograptus balticus*, *Pseudophyllograptus densus*
Chronostratygrafia	ordowik dolny: piętro flo
Historia badań	biostratygrafia i litologia: Modliński (1973, 1984); Bednarczyk (1979, 1988); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); sedymentologia: Kędzior i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja z Rajska, formacja z Pieszkowa, dolna część formacji Uherki
Formacja wapieni glaukonitowych z Narwi (formacja z Narwi)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	w dolnej części margle, wapienie margliste, w górnej dolomity wapienie dolomityczne i wapienie organodetrytyczne; początkowo zielonoszare z rozproszonymi ziarnami glaukonitu, a wyżej szare; liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej zmineralizowane fosforanami i związkami żelaza
Miąższość	0,4–1,4 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Rajsk 2 (głęb. 555,0–555,5 m); hipostratotyp: otwór Kożyno IG 1(głęb. 534,0–534,45 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Plesiomegalaspis estonica, Nileus* cf. *exarmatus, Megistaspis limbata*

TAB. 1 cd.

Chronostratygrafia	ordowik dolny/środkowy: górny flo–daping
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Znosko (1964); Bednarczyk (1966); Szymański (1973, 1984); Modliński (1990); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	częściowo formacja wapieni z Pieszkowa; dolna część formacji wapieni Uherki w obniżeniu lubelskim
Formacja czerwonych wapieni z Pieszkowa (formacja z Pieszkowa)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego i wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoczerwone i szarobrunatne wapienie, wapienie dolomityczne i dolomity z cienkimi przewarstwieniami margli i iłowców wapnistych. Wapienie w facji pakstonów i wakstonów bioklastycznych z podrzędnym udziałem greinstonów
Miąższość	3,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Olsztyn IG 1 (głęb. 2431,5–2444,3 m); hipostratotyp: otwór Gołdap IG 1 (głęb. 1470,3–1479,8 m), otwór Młynary 1 (głęb. 2776,6–2791,0 m)
Biostratygrafia	trylobity*: Megistaspis limbata*, *M. planilimbata*, *Nileus armadillo*, *N. exarmatus*, *Symphysurus angustatus*, *Asaphus* cf. *lepidurus*; ramienionogi: *Obolus complexus*, *Lingulella insons, Acrotreta* sp., *Conotreta* sp.; konodonty
Chronostratygrafia	dolny/środkowy ordowik: flo–daping–(?)dolny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Bednarczyk (1968, 1969, 1998); Nehring (1969); Modliński (1973,1982b); Szymański (1973, 1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997, 2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja iłowców ze Słuchowa, formacja z Narwi, dolna część formacji wapieni z Kopalina, dolna część formacji Uherki, częściowo stropowa partia formacji z Rajska
Formacja wapieni z Kopalina (formacja z Kopalina)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoszare, wiśniowe wapienie gruzłowe z przewarstwieniami szarych margli i iłowców wapnistych oraz niewielkim udziałem wapieni ziarnistych
Miąższość	przeważnie 5,0–20,0 m, lokalnie poniżej 1,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Lębork IG 1 (głęb. 3303,9–3310,0 m); hipostratotyp: otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4414,7–4420,3 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Megistaspis limbata*, *Symphysurus dorsatus*, S. *palpebrosus*, *Nileus armadillo*, *Cyrtometopus* cf. *clavifrons*; ramienionogi, głowonogi, konodonty poziomu *Eoplacognathus suecicus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping–środkowy darywil
Historia badań	litologia i stratygrafia: Modliński (1973, 1982a); Podhalańska (1980); Bednarczyk (1998); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia: Jaworowski, Modliński (1972); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego: wyższa część formacji z Pieszkowa i dolna część formacji z Kielna, częściowo formacja Uherki; w Górach Świętokrzyskich formacja z Pobroszyna i formacja z Szumska
Formacja iłowców Płonki (formacja Płonki)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego, niecka płocko-warszawska
Litologia	szare i ciemnoszare iłowce, bezwapniste, lokalnie przewarstwiane zielonoszarymi zbioturbowanym mułowcami z przewarstwieniami szaroczerwonych margli i gruzłami wapieni
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Płońsk IG 2a (głęb. 3546,5–3552,0 m)
Biostratygrafia	graptolity*: Expansograptus hirundo*, *Phyllograptus* sp.; ramienionogi: *Lingulella insons*
Chronostratygrafia	środkowy ordowik: granica daping/darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Modliński (1973); Szymański (1984); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia: Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	górna część formacji iłowców Tanwi w strefie Biłgoraj–Narol; górna część formacji iłowców z Brzezin w kieleckiej strefie Gór Świętokrzyskich
Formacja pstrych wapieni z Kielna (formacja z Kielna)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego i zachodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare, szarozielone, brunatnoczerwone wapienie margliste, margle, wapienie ziarniste (organodetrytyczne), wapienie dolomityczne i dolomity z cienkimi przewarstwieniami iłowców. Liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych.
Miąższość	12,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kętrzyn IG 1 (głęb. 1572,1–1598,0 m); hipostratotyp: otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3382,4–3396,0 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Asaphus cf. raniceps, Illaenus incisus*, *Niobe* cf. *frontalis*, *Nileus armadilo*; ramienionogi: *Lingulella insons*, *Obolus complexus*; chitinozoa od poziomu *Conochitina cucumis* do *Tomachitina bergstroemi* głowonogi, cystoidy, krynoidy, ślimaki i konodonty
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: dolny darywil–sandb
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Bednarczyk (1968, 1998); Nehring (1968); Modliński, Tomczykowa (1975, 1982a); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (1997, 2008)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego dolna część formacji iłowców z Sasina, formacja wapieni Włodawki, górna część formacji wapieni Uherki. W Górach Świętokrzyskich dolna część formacji wapieni z Mójczy, dolna część formacji iłowców z Jeleniowa
Formacja wapieni z Widowa (formacja z Widowa)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	wapienie margliste i wapienie ziarniste (organodetrytyczne) z ooidami żelazistymi, w części spągowej z domieszką glaukonitu, przewarstwieniami margli i iłowców wapnistych
Miąższość	od 20,0 do ponad 35,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewicze IG 1(głęb. 622,7–647,45 m); hipostratotyp: otwór Kożyno IG 1 (głęb. 514,5–534,0 m)
Biostratygrafia	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: darywil środkowy–sandb dolny
Historia badań	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
Ekwiwalenty	patrz ogniwa: z Rzepniewa, ze Strabli, z Proniewicz
Ogniwo wapieni z ooidami z Rzepniewa (ogniwo z Rzepniewa)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	wapienie ziarniste (organodetrytyczne) z licznymi ooidami żelazistymi, wapienie margliste i wapienie dolomityczne spoczywające na zlepieńcu bazalnym. W części dolnej występują rozproszone ziarna glaukonitu. Liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewicze IG 1(głęb. 642,7–647,45 m); hipostratotyp: otwór Kożyno IG 1 (głęb. 528,7–534,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomu *Eoplacognathus variabilis*, chitinozoa poziomu *Cyathochitina regnelli*, trylobity poziomu *Asaphus raniceps*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: dolny/środkowy darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego: górna część formacji wapieni z Kopalina, dolna część formacji wapieni z Kielna, górna część formacji wapieni Uherki. W Górach Świętokrzyskich: formacja wapieni z Pobroszyna i formacja margli i wapieni z Szumska

TAB. 1 cd.

Ogniwo wapieni szarych ze Strabli (ogniwo ze Strabli)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare i jasnoszare wapienie organodetrytyczne z niewielkim udziałem ooidów żelazistych, przewarstwiane cienkimi przewarstwieniami ciemnych szarozielonych margli i iłowców wapnistych
Miąższość	5,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewicze IG 1 (głęb. 637,8–642,7 m); hipostratotyp: otwór Kożyno IG 1 (głęb. 522,0–528,7 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: *Laufeldochitina striata*, *Laufeldochitina stentor* (podpoziomy: *L. clavaherculi*, *L. tuberculata*); trylobity *Neoasaphus ornatus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: górny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Modliński i in. (2002a, b); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	najwyższa część formacji wapieni Uherki w basenie lubelskim
Ogniwo wapieni z Proniewicz (ogniwo z Proniewicz)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare, jasnoszare i szarozielone wapienie organodetrytyczne i wapienie margliste z przewarstwieniami margli i iłowców wapnistych
Miąższość	10,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Proniewicze IG 1 (głęb. 622,7–637,8 m); hipostratotyp: otwór Kożyno IG 1 (głęb. 514,5–522,0 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: górny *Laufeldochitina stentor* (podpoziom *Eisenackitina rhenana*); trylobity: *Illaenus crassicauda*, *I. jevensis*, *Panderia parvula*
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny sandb
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Znosko (1964); Bednarczyk (1968); Szymański (1968, 1985); Modliński (1973, 1982a, 1990); Podhalańska (1992); Modliński i in. (2002a, b); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008)
Ekwiwalenty	wyższa część formacji z Kielna
Formacja wapieni z Polika (formacja z Polika)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego – niecka płocko-warszawska
Litologia	szare i ciemnoszare wapienie i wapienie margliste z cienkimi przewarstwieniami iłowców wapnistych, lokalnie podścielone w spągu przez warstwę zlepieńca bazalnego z otoczakami ciemnych iłowców i fosforytów. Obecne liczne powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej
Miąższość	0,3–6,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Polik IG 1 (głęb. 4506,3–4507,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomu *Pygodus serra*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: górny–?środkowy darywil
Historia badań	Litostratygrafia: Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	wg Modlińskiego i Szymańskiego (2008) ekwiwalentem tej formacji są wapienie formacji z Suśca ze strefy Biłgoraj–Narol, a zachodniej części obniżenia bałtyckiego wyższa część formacji wapieni z Kopalina
Formacja wapieni Uherki (formacja Uherki)	
Występowanie	obniżenie lubelskie
Litologia	szarozielone, szarobrunatne i brunatnoczerwone dolomity, wapienie dolomityczne i wapienie margliste podścielone warstwą zlepieńca i glaukonitytu; w części górnej szare i ciemnoszare wapienie organodetrytyczne i margliste z przewarstwieniami iłowców
Miąższość	20,0–40,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Busówno IG 1 (głęb. 2922,0–2939,5 m); hipostratotyp: otwór Terebin IG 5 (głęb. 3013,5–3029,1 m)
Biostratygrafia	trylobity rodzajów *Illaenus*, *Remopleurides*, *Symphysurus*
Chronostratygrafia	ordowik dolny, środkowy i górny: piętra flo, daping, darywil i dolny sandb
Historia badań	litofacje i litostratygrafia: Modliński (1982a,1984); Szymański (1984); Porębski, Podhalańska (2019)
Uwagi	zlepieńce i glaukonity w spągu tej jednostki zostały włączone do formacji glaukonitytów z Rajska
Ekwiwalenty	w obniżeniu podlaskim: formacja wapieni z Pieszkowa, formacja wapieni z Narwi, formacja wapieni z Kielna, formacja wapieni z Widowa; w obniżeniu bałtyckim formacja wapieni z Kopalina
Formacja iłowców z Sasina (formacja z Sasina)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie oraz zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego, podłoże niecki płocko-warszawskiej
Litologia	ciemnoszare i czarne iłowce i mułowce ilaste, niekiedy szare i szarozielone, z podrzędnie występującymi przewarstwieniami wapieni i wapieni marglistych oraz licznymi laminami i warstwami K-bentonitów
Miąższość	1,5–37,0 m w części wschodniej i 25,0–70,0 m w części zachodniej
Stratotyp/obszar typowy	otwór Żarnowiec IG 1 (głęb. 2655,3–2689,2 m); hipostratotyp: otwór Olsztyn IG 2 (głęb. 2392,4–2401,9 m), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1846,1–1855,7 m); otwór Busówno IG 1 (głęb. 2895,0–2922,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Hustedograptus teretiusculus*, *Nemagraptus gracilis*, *Diplograptus multidens* (=*Mesograptus foliaceus*), *Dicranograptus clingani*, *Climacograptus styloideus* (= *Pleurograptus linearis*); chitinozoa
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil–dolny/środkowy kat; na wschodzie pogranicze sandbu z katem
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Podhalańska (1979, 1980, 2009, 2019); Modliński (1984); Modliński, Szymański (1997; 2008); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia i litofacje: Langier-Kuźniarowa (1974); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Kędzior i in. (2017)
Ekwiwalenty	formacja iłowców z Jeleniowa w Górach Świętokrzyskich; formacja iłowców z Cieszanowa w strefie Biłgoraj–Narol
Uwagi	w podziale litostratygraficznym ordowiku obniżenia lubelskiego, wg Modlińskiego (1984), formacja ta występuje pod nazwą formacji iłowców Udala
Formacja margli Włodawki	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego (wydzielenie bez nazwy, litologicznie podobne do margli Włodawki) i podlaskiego oraz lubelskiego
Litologia	szare i szarozielone margle z gruzłami i cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych, sporadycznie także wapieni organodetrytycznych
Miąższość	10,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kaplonosy IG 1 (głęb. 728,5–753,4 m); hipostratotyp: otwór Stadniki IG 1 (głęb. 1151,1–1129,8 m)
Biostratygrafia	poziomy chitinozoa: *Fungochitina fungiformis* (podpoziom *angusta*); trylobity: *Illaenus fallax*, *Chasmops macrourus*, *Ch. eichwaldi*, *Tretaspis seticornis*; ramienionogi rodzajów *Nicolella*, *Dalmanella* i *Sowerbyella*
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny sandb–dolny kat (?środkowy kat)
Historia badań	biostratygrafia, litologia i litostratygrafia: Modliński (1984, 1990); Modliński, Szymański (1997, 2001a; 2008); Modliński i in. (2002a); Szymański (2002); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja mułowców z Wólki w Górach Świętokrzyskich; formacja mułowców i margli z Narola
Formacja margli i iłowców z Prabut (formacja z Prabut)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego i obniżenia podlaskiego (podłoże niecki płocko-warszawskiej)
Litologia	szare i ciemnoszare margle i margle piaszczyste przewarstwiane iłowcami wapnistymi
Miąższość	3,0–20,0 m (lokalnie nawet 24,0 m)

TAB. 1 cd.

Stratotyp/obszar typowy	otwór Prabuty IG 1 (głęb. 3356,6–3368,0 m); hipostratotypy: otwór. Hel IG 1 (głęb. 2971,5–2981,1 m), otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4394,0–4398,7 m)
Biostratygrafia	graptolity: *Normalograptus* cf. *angustus*, *Dicellograptus* sp.; trylobity: *Tretaspis seticornis*, *Panderia megalophtalma*, *Illaenus angelini,* w wyższej części *Mucronaspis mucronata* i *M.* cf. *olini*, ramienionogi w wyższej części formacji: *Eostropheodonta hirnantensis*, *Hirnantia* cf. *kielanae*, *H. sagittifera*
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat–dolny hirnant
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Modliński (1973, 1984, 1990); Modliński, Szymański (1997, 2008); Podhalańska (1980, 2009); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); Masiak i in., (2020); litologia i sedymentologia: Modliński (1973); Langier-Kuźniarowa (1974); Podhalańska (2009); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	formacja szaro-zielonych margli z Ornety wschodniej części obniżenia bałtyckiego, formacja margli Tyśmienicy w obszarze podlasko-lubelskim, górna część formacji iłowców wapnistych z Narola w strefie Biłgoraj–Narol; w Górach Świętokrzyskich górna część formacji mułowców z Wólki
Formacja czerwonych wapieni i iłowców z Morąga (formacja z Morąga)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	brunatnoczerwone, brunatnoszare i szarozielone wapieni margliste, margle i iłowce wapniste
Miąższość	od kilkudziesięciu cm do 17,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1838,0–1846,1 m); hipostratotyp: otwór Zaręby 1 (głęb. 2172,3–2186,5 m), otwór. Pasłęk IG 1 (głęb. 2672,6–2677,7 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Tretaspis seticornis*, *Panderia megalophtalma*, *Illaenus* cf. *roemeri*
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litofacje, lito- i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Modliński (1973, 1982a, 1984); Bednarczyk (1998); Modliński, Szymański (1997); Podhalańska (2009); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Kodeńca i formacja wapieni ze Stadnik w basenie podlasko-lubelskim;
Formacja wapieni z Kodeńca (formacja z Kodeńca)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego, lubelskiego
Litologia	szare i szarobrunatne wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami szarych margli i iłowców wapnistych
Miąższość	1,5–5,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kaplonosy IG 1 (głęb. 718,5–728,5 m): hipostratotyp: otwór Żebrak IG 1 (głęb. 2375,0–2376,5 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Panderia megalophtalma*, *Tretaspis* sp.
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litofacje, biostratygrafia: Modliński, Tomczykowa (1975); Modliński (1973, 1982a); Szymański (1984); litostratygrafia: Modliński (1984); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja czerwonych wapieni i margli z Morąga w obniżeniu bałtyckim
Formacja wapieni ze Stadnik (formacja ze Stadnik)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego
Litologia	szare i zielonoszare wapienie margliste i organogeniczne z domieszką glaukonitu, lokalnie z odcieniem brunatnym, z przewarstwieniami margli i iłowców wapnistych, sporadycznie obecne także warstwy zlepieńców wapnistych; niekiedy występują powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej i konkrecje fosforytowe
Miąższość	0,5–1,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Stadniki IG 1 (głęb. 1126,3–1129,8 m); hipostratotypy: otwór Łochów IG 2 (głęb. 1893,9–1898,5 m), otwór Proniewicze IG 1 (głęb. 601,7–605,25 m)
Biostratygrafia	poziom chitinozoa: *Tanuchitina bergstroemi*; trylobity: *Panderia megalophtalma*, *Stygina latifrons*, *Illaenus* cf. *angustiformis depressa*
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: Modliński (1978); Modliński, Szymański (1997, 2008); Modliński i in., (2002)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Kodeńca w SW części obniżenia podlaskiego i lubelskiego; formacja wapieni i margli z Morąga w obniżeniu bałtyckim; w Górach Świętokrzyskich górna część formacji mułowców z Wólki
Formacja szarozielonych margli z Ornety (formacja z Ornety)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego
Litologia	szare i szarozielone margle z gruzłami wapieni marglistych, lokalnie z domieszką materiału detrytycznego w postaci cienkich przewarstwień i soczewek, lokalnie z przewarstwieniami zlepieńców wapnistych
Miąższość	maks. 42,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1816,7–1838,0 m); hipostratotyp: otwór Kętrzyn IG 1 (głęb. 1544,5–1554,9 m), otwór Pasłęk IG 1 (głęb. 2638,0–2672,6 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Mucronaspis mucronata;* ramienionogi: *Eostropheodonta hirnantensis*
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny hirnant
Historia badań	litofacje, lito- i biostratygrafia: Tomczykowa (1964); Modliński (1973, 1982a, 1984); Modliński, Szymański (1997, 2001); Szymański (2002); Podhalańska (2009); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja margli Tyśmienicy w zachodniej części obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Formacja margli Tyśmienicy (formacja Tyśmienicy)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare i szarozielone margle i wapienie margliste z przewarstwieniami iłowców wapnistych; interwał stropowy spirytyzowany
Miąższość	12,0–18,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Siedliska IG 1 (głęb. 2540,0–2565,0 m); hipostratotyp: otwór Żebrak IG 1 (głęb. 2358,2–2373,3 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Mucronaspis mucronata;* ramienionogi: *Eostropheodonta hirnantensis*
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny hirnant
Historia badań	litofacje i biostratygrafia: Modliński (1973, 1982a, 1984); Modliński, Tomczykowa (1975); Modliński, Szymański (2008); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja z Ornety wschodniej części obniżenia bałtyckiego

obtoczone otoczaki (o średnicy maks. 3 cm) fosforytów, piaskowców i pyłowców oraz klasty mułowców, które tworzą zwarty lub rozproszony szkielet ziarnowy spojony glaukonitowo-węglanowym matriksem. Natomiast piaskowce są średnio- lub gruboziarniste, zawierają do 50% ziaren glaukonitu oraz rozproszone otoczaki piaskowców i fosforytów, a lokalnie są przewarstwione cienkimi wkładkami wapieni / dolomitów lub mułowców. Na Podlasiu piaskowce glaukonitowe są wyodrębnione jako formacja z Rajska o zasięgu stratygraficznym obejmującym niemal całe piętro flo (fig. 2, 3A; Modliński, Szymański, 2008). Z kolei we wschodniej części obniżenia bałtyckiego i w obniżeniu lubelskim występują w dolnym i środkowym flo, odpowiednio u podstawy węglanowej formacji z Pieszkowa oraz, w spągu, formacji Uherki (fig. 2; Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997). Wykształcenie litologiczne i pozycja stratygraficzna horyzontu glaukonitowego (w spągu kompleksu węglanowego) są istotnymi przesłankami przemawiającymi za wyodrębnieniem go jako jednej jednostki litostratygraficznej na całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, dlatego w niniejszym opracowaniu występuje on pod nazwą formacji z Rajska (fig. 2; tab. 1). Pozycja stratygraficzna tej jednostki została ustalona na podstawie graptolitów udokumentowanych w przewarstwieniach mułowcowych jej wyższej części, wśród których zidentyfikowano *Didymograptus deflexus*, *D.* cf. *extensus*, *Expansograptus simulans*, wskazujących na poziomy *Didymograptus balticus*, *Pseudophyllograptus densus* i *Expansograptus elongatus* (= *Expansograptus simulans*) (Szymański, 1984; Modliński, Szymański, 2008). W bałtyckiej części basenu

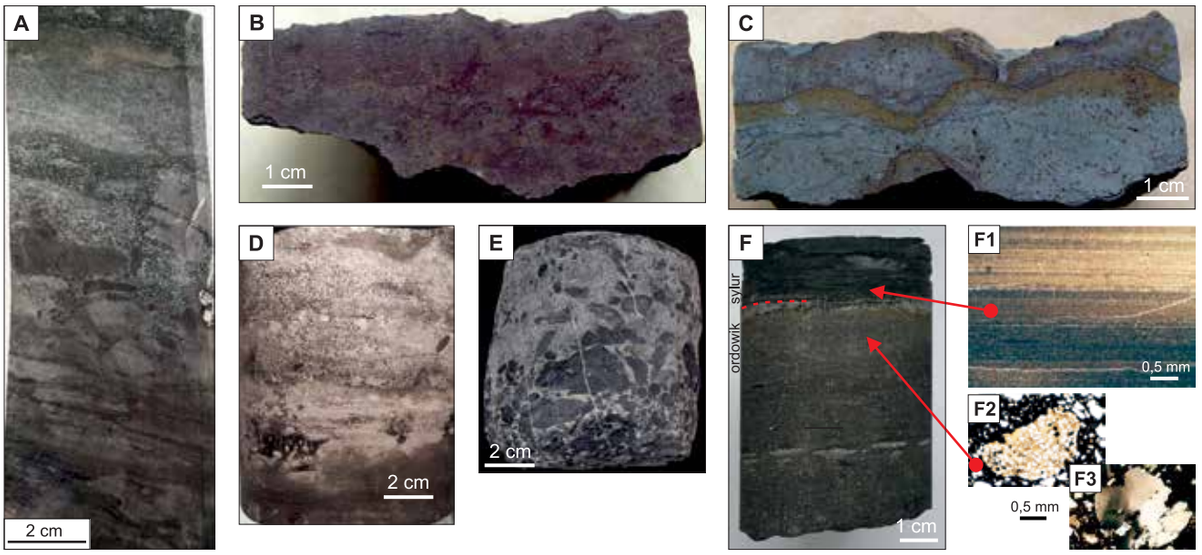


FIG. 3. A – kontakt piaskowca glaukonitowego formacji z Rajska (flo) ze zbioturbowanymi mułowcami kambru – furongu, otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4424,3 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa); **B** – czerwony wapień formacji z Pieszkowa (dolny darywil), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1873,1 m); **C** – wapień z powierzchnią omisyjną zmineralizowaną związkami żelaza, formacja z Kielna (górny darywil), otwór Bartoszyce IG 1 (głęb. 1865,5 m); **D** – wapień z ooidami żelazistymi spoczywający na wapieniu marglistymi (darywil), otwór Darżlubie IG 1 (głęb. 2976,2 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa), widoczna powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej podścielająca wapień ooidowy; **E** – zlepieniec bazalny, spąg formacji Płonki (flo), otwór Płońsk IG 2a (głęb. 3554 m; coll. Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa; **F** – kontakt mułowca piaszczystego hirnantu (strop formacji z Prabut) z czarnymi mułowcami węglistymi rudanu (formacja z Jantaru), otwór Kościerzyna IG 1 (głęb. 4394,0 m); **F1** – obraz mikroskopowy mułowców formacji z Jantaru; **F2, F3** – klast fosfranowy (F2) i ziarno kwarcu w mułowcu hirnanckim formacji z Prabut. Fot. A, D, E – K. Skurczyńska-Garwolińska

sedymentacyjnego platformy wschodnioeuropejskiej cienki poziom piaskowców glaukonitowych wydaje się być nieco starszy, gdyż występuje u podstawy mułowców formacji ze Słuchowa, poniżej poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* najniższego flo (Modliński, Szymański, 1997; Podhalańska, 2019). O jego niższej pozycji stratygraficznej może też świadczyć mieszany zespół fauny konodontowej z przewarstwień węglanowych piaskowców glaukonitowych w podlaskim i lubelskim segmencie platformy wschodnioeuropejskiej, odpowiadający poziomowi *Paroistodus proteus* z pogranicza tremadoku i flo (Bednarczyk, 1985; Nehring-Lefeld, 1987). Dane biostratygraficzne jednoznacznie wskazują, że diachroniczny charakter formacji z Rajska mieści się w interwale od najniższego do środkowego flo, a lokalnie sięga także do stropu tego piętra. Należy jednak wspomnieć, że Bednarczyk (1985) zwrócił uwagę na szerszy diachronizm horyzontu glaukonitowego i dopuszczał możliwość korelacji jego spągu z najwyższym tremadokiem (zob. też Bednarczyk, 1969).

Litofacje węglanowe powyżej horyzontu glaukonitowego to czerwone, ciemnoszare i szaro-zielone wapienie bioklastyczne i margliste oraz dolostony z cienkimi przewarstwieniami mułowców wapnistych (fig. 3B, C). Wapienie bioklastyczne należą do facji wakstonów i pakstonów (ze szkieletami ramienionogów, małżoraczków, trylobitów, małży i szkarłupni), które występują częściej w górnej części sukcesji węglanowej, w przeciwieństwie do jej dolnej części zdominowanej przez wapienie margliste o cechach madstonów i wakstonów. Ponadto w składzie ziarnowym wapieni występują liczne ooidy/pizoidy fosforanowe (np. ogniwo z Rzepniewa w syneklizie podlaskiej; fig. 3D), a poziom litologiczny z ich udziałem jest ważnym horyzontem korelacyjnym w skali ponadregionalnej (Modliński, Szymański, 2008; Skompski, Paszkowski, 2017). Skały węglanowe ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej należą w podziale litostratygraficznym Modlińskiego, Szymańskiego (1997, 2008) do różnych jednostek w randze formacji. W strefie bałtyckiej i podlaskiej są to formacje: z Pieszkowa, Narwi, Polika, Kopalina, Kielna i Widowa (z ogniwami z Rzepniewa, Strabli i Proniewicz), w strefie lubelskiej zaś formacja Uherki (fig. 2; tab. 1). Pod względem litologicznym formacje węglanowe Modlińskiego i Szymańskiego (1997, 2008) wykazują znaczne podobieństwo i w kilku przypadkach tworzenie odrębnych jednostek litostratygraficznych w rejonie bałtyckim, podlaskim i lubelskim wydaje się nieuzasadnione (np. formacje z Pieszkowa, Kopalina i Kielna). Z tego powodu Porębski, Podhalańska (2019) zaproponowali wydzielenie dolnego kompleksu węglanowego o diachronicznych granicach, który obejmuje daping, darywil i dolny/górny sandb (fig. 2). Cechą wyróżniającą sukcesję węglanową dolnego kompleksu jest powszechna obecność powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (omisyjnych) oraz inicjalnych twardych den z lokalnie zachowaną laminacją mikrobialną i przejawami autigenezy żelazisto-fosforanowej (Szymański, 1985; Podhalańska, 1992; Skompski, Paszkowski, 2017). Są one szczególnie dobrze wykształcone w skondensowanych stratygraficznie profilach wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Na Podlasiu rozpoznano trzy luki stratygraficzne w środkowym ordowiku, przy czym najlepiej udokumentowano przerwę w środkowym darywilu (Modliński i in., 2002a). Ekwiwalentem profili skondensowanych w zachodniej strefie bałtyckiej jest alternacja czerwonych wapieni (miejscami gruzłowych) i ciemnych mułowców marglistych, będących głównymi litotypami formacji z Kopalina (Modliński, Szymański, 1997; Skompski, Paszkowski, 2017).

Częściowym ekwiwalentem stratygraficzno-facjalnym dolnego kompleksu węglanowego w słupskiej części skłonu platformy wschodnioeuropejskiej są mułowce formacji ze Słuchowa, początkowo ciemnoszare i poziomo laminowane z cienkimi przewarstwieniami wzbogaconymi w ziarna glaukonitu, a wyżej szarozielone i zbioturbowane (Kędzior i in., 2017). W stropie tej sukcesji występują powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej i cienkie warstwy muszlowców małżoraczkowo-ramienionogowych (Skompski, Paszkowski, 2017). Pozycja stratygraficzna formacji ze Słuchowa jest ustalona na podstawie graptolitów poziomów *Tetragraptus phyllograptoides*, *Didymograptus balticus*, *Pseudophyllograptus densus* i *Expansograptus simulans* (= *elongatus*) piętra flo (Modliński, Szymański, 1997; Podhalańska, 2019; fig. 2; tab. 1).

W planie facjalnym środkowego ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej, zdominowanym przez wapienie dolnego kompleksu węglanowego, należy odnotować obecność mułowców formacji z Płonki, które występują na zachodnim przedłużeniu syneklizy podlaskiej (fig. 2; tab. 1). Są to zielono-szare mułowce margliste z ciemnoszarymi laminami i lokalnie brunatnymi gruzłami węglanowymi, tworzące interwał o miąższości ok. 5 m (Modliński, Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017), podścielony lokalnie zlepieńcem bazalnym (fig. 3E). Ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie obecności graptolitów *E. hirundo* dolnego darywilu (Modliński, Szymański, 2008). Lokalnie granice formacji z Płonki mają charakter nieciągłości sedymentacyjnych z luką stratygraficzną, która w przypadku granicy dolnej obejmuje piętra tremadok, flo i daping, w przeciwieństwie do nieciągłości stropowej z hiatusem ograniczonym do środkowego darywilu.

Górny ordowik na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej jest zdominowany przez mułowce formacji z Sasina (*sensu* Porębski, Podhalańska, 2019; formacja Udala w schemacie litostratygraficznym obniżenia lubelskiego wg Modlińskiego, 1984), które na wschodzie Podlasia i SE Lubelszczyzny są zastąpione przez margle formacji Włodawki (fig. 2; Modliński, Szymański 1997, 2008). Zapis litologiczny formacji z Sasina charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem facjalnym, na które składają się: 1) ciemne i czarne mułowce węgliste, 2) mułowce masywne lub laminowane, skrzemionkowane oraz z fosforanowymi ziarnami obleczonymi, 3) szare i zielono-szare mułowce zbioturbowane z ichnotaksonami *Chondrites*, *Planolites*, *Teichichnus* i *Phycosiphon*, 4) mułowce z laminami

i soczewkami pyłowców (Kędzior i in., 2017). Ogólny plan facjalny mułowców z Sasina wykazuje wzrost bioturbacji osadu we wschodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, od ciemnych/czarnych mułowców węglistych dominujących w jej NW części (rejon bałtycki) do ich szaro-zielonej odmiany z laminami i soczewkami pyłowców, które na obniżeniu lubelskim są tylko lokalnie podścielone czarnymi iłowcami (Kędzior i in., 2017). Formacja z Sasina jest jednostką litostratygraficzną o szerokim zasięgu czasowo-przestrzennym, która charakteryzuje się znacznym diachronizmem granic. Jej spąg mieści się między górnym darywilem a dolnym katem, natomiast strop rozciąga się między poziomami graptolitowymi *Pleurograptus linearis* i *Dicellograptus anceps* środkowego i górnego katu (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2019). Największy zasięg stratygraficzny formacja ta osiąga w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie reprezentuje interwał od środkowego/górnego darywilu po dolny/środkowy kat. W części wschodniej mułowce formacji z Sasina obejmują znacznie węższy interwał, mieszczący się między górnym sandbem a dolnym/środkowym katem. Lokalnie, granica spągowa mułowców z Sasina jest podścielona przez cienkie bruki złożone ze spirytyzowanych ooidów i pizoidów fosforanowych, spoczywających na powierzchni erozyjnej (Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017). W tej, z pozoru monotonnej, sukcesji występują liczne laminy i warstwy K-bentonitów, przeważnie o grubości 0,5–3,0 cm, w nielicznych przypadkach nawet ponad 50 cm (Modliński, 1982b; 1986). Najgrubsze warstwy (30–58 cm) zidentyfikowano w poziomie graptolitowym *Mesograptus foliaceus* (*Mesograptus multidens*) górnego sandbu (Modliński, 1978).

Ekwiwalentem stratygraficzno-facjalnym formacji z Sasina we wschodniej (marginalnej) części rejonu podlasko-lubelskiego, a także rejonu Suwalszczyzny, są szare i zielonoszare margle i mułowce margliste z przewarstwieniami i konkrecjami wapieni marglistych, tworzące formację Włodawki (fig. 2; tab. 1). Lokalnie występują także cienkie przewarstwienia wapieni bioklastycznych, reprezentujące wakstony i pakstony, w których dominującym komponentem szkieletowym są fragmenty ramienionogów i trylobitów. Zasięg stratygraficzny tej formacji mieści się między poziomem graptolitowym *Mesograptus foliaceus* górnego sandbu a poziomem *Pleurograptus linearis* dolnego katu (Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019).

W stropowej części profilu ordowickiego platformy wschodnioeuropejskiej dominują utwory węglanowo-margliste, które budują formacje z Kodeńca, Stadnik, Moraga, Tyśmienicy i Ornety (fig. 2; tab. 1; Modliński, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008), natomiast w propozycji litostratygraficznej Porębskiego i Podhalańskiej (2019) występują pod nieformalną nazwą górnego kompleksu węglanowego. W zachodniej części obniżenia bałtyckiego (słupskim fragmencie skłonu platformy wschodnioeuropejskiej) zapis litofacjalny tego interwału stratygraficznego charakteryzuje się większym udziałem mułowców tworzących trzon litologiczny formacji z Prabut (fig. 2; tab. 1), z mniejszą ilością wapieni marglistych i margli występujących w postaci cienkich przewarstwień i konkrecji (Modliński, Szymański, 1997). Typowy zapis litofacjalny górnego kompleksu węglanowego jest złożony z szarozielonych i brunatnych wapieni marglistych i margli, tworzących mniej lub bardziej regularne alternacje, niekiedy o gruzłowym wykształceniu, lokalnie także z udziałem przewarstwień wapieni bioklastycznych i mułowców węglanowych. Wapienie bioklastyczne są reprezentowane przez wakstony i pakstony z fragmentami trylobitów, ramienionogów, szkarłupni, małżoraczków, głowonogów i małży. Odnotowano także obecność nieciągłości sedymentacyjnych i poziomów zlepieńcowo-brekcjowych. Lokalnie w osadach tych występują cienkie warstwy i laminy wzbogacone w ziarna glaukonitu detrytycznego. Pod względem stratygraficznym utwory węglanowo-margliste-mułowcowe górnego ordowiku należą do górnego katu i hirnantu. Ich ogólnie niewielka miąższość (1,5–3,0 m) w obniżeniu lubelskim i podlaskim wzrasta w NW strefie obniżenia bałtyckiego do 37 m. Dolne granice górnego kompleksu węglanowego i formacji z Prabut są diachroniczne i mieszczą się między środkowym a górnym katem (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019). Natomiast granica górna ma charakter ciągłego przejścia do czarnych łupków węglistych rudanu formacji z Jantaru (*sensu* Porębski, Podhalańska, 2019; fig. 3F, F1) w skrajnie zachodniej części obniżenia bałtyckiego, a w kierunku wschodnim i SE wyznacza ją powierzchnia niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną, która w swym maksymalnym zasięgu obejmuje najwyższy kat, hirnant i rudan, a ku wschodowi także aeron i telich (fig. 2; tab. 1; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2009, 2019; Porębski, Podhalańska, 2019). W hirnanckiej części kompleksu węglanowego i mułowców z Prabut odnotowano obecność trylobitów *Mucronaspis mucronata* i *M. olini* oraz ramienionogów typowych dla fauny Hirnantia, reprezentowanych przez *Eostropheodonta hirnantensis*, *Hirnantia* cf. *kielanae* i *H. sagittifera* (Modliński, Szymański, 1997, 2008; Podhalańska, 2009). W obrębie osadów hirnantu zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej występuje domieszka materiału detrytycznego w postaci ziaren kwarcu, o średnicy ok. 2 mm, rozproszonego w mułowcach czy marglach lub będącego składnikiem diamiktytów (fig. 3F2, F3) tworzących cienkie przewarstwienia albo nieregularne nagromadzenia (Modliński, 1982; Paszkowski i in., 2015; Skompski, Paszkowski, 2017; Porębski i in., 2019). Ich obecność jest najczęściej odnotowywana w utworach formacji z Prabut i Tyśmienicy, a niejednokrotnie towarzyszą im deformacje plastyczne osadu i nagromadzenia klastów mułowcowych i marglistych (Porębski i in., 2019).

2.2. BLOK POMORSKI (STREFA KOSZALIN–CHOJNICE)

Utwory ordowiku bloku pomorskiego reprezentują sukcesję osadową zdeponowaną w basenie perykratonicznym rozwiniętym na pasywnym obrzeżeniu Bałtyki (Krzemiński, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006; Mazur i in., 2016; Aleksandrowski, Mazur, 2017). Skały tego systemu rozpoznano w kilkunastu otworach wiertniczych strefy Koszalin–Chojnice (fig. 4), które jednak nie osiągnęły starszych utworów podścielających sukcesję ordowicką (Podhalańska, Modliński, 2006; literatura tam cytowana). Przykrywają je skały osadowe syluru albo niezgodnie zalegające utwory dewonu, karbonu lub permu. Ordowik bloku pomorskiego to ciemnoszare i szarozielone iłowce i mułowce dolomityczne z nielicznymi przewarstwieniami pyłowców, dolomitów (w tym syderytowych) oraz sporadycznie K-bentonitów (fig. 4). Ta monotonna litologicznie sukcesja mułowcowo-ilasta wykazuje znaczne zaangażowanie tektoniczne i obejmuje interwał stratygraficzny od darywilu po dolny kat, chociaż ilaste facje w otworze Toruń 1 mogą należeć także do górnego katu (Podhalańska, Modliński, 2006). Najbardziej kompletny stratygraficznie profil ordowiku występuje w otworze Skibno 1, gdzie na podstawie fauny graptolitowej udokumentowano interwał od górnego darywilu po dolny kat, mieszczący się między graptolitowymi poziomami *Hustedograptus teretiusculus* i *Dicranograptus clingani* (Podhalańska, Modliński, 2006). Ponadto zidentyfikowano mikroskamieniałości Chitinozoa wskaźnikowe dla bałtoskańskiego poziomu *Laufeldochitina stentor* pogranicza darywilu i sandbu, współwystępującego z taksonami o szerokim zasięgu stratygraficznym, obejmującym środkowy i górny ordowik (Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002). Zespół akritarchowy ordowiku bloku pomorskiego jest złożony z form typowych dla sandbu prowincji bałtyckiej, chociaż są obecne także nieliczne taksony pochodzenia perygondwańskiego, podobnie jak w składzie Chitinozoa (Szczepanik, 2000; Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002; Stempień-Sałek, 2011).

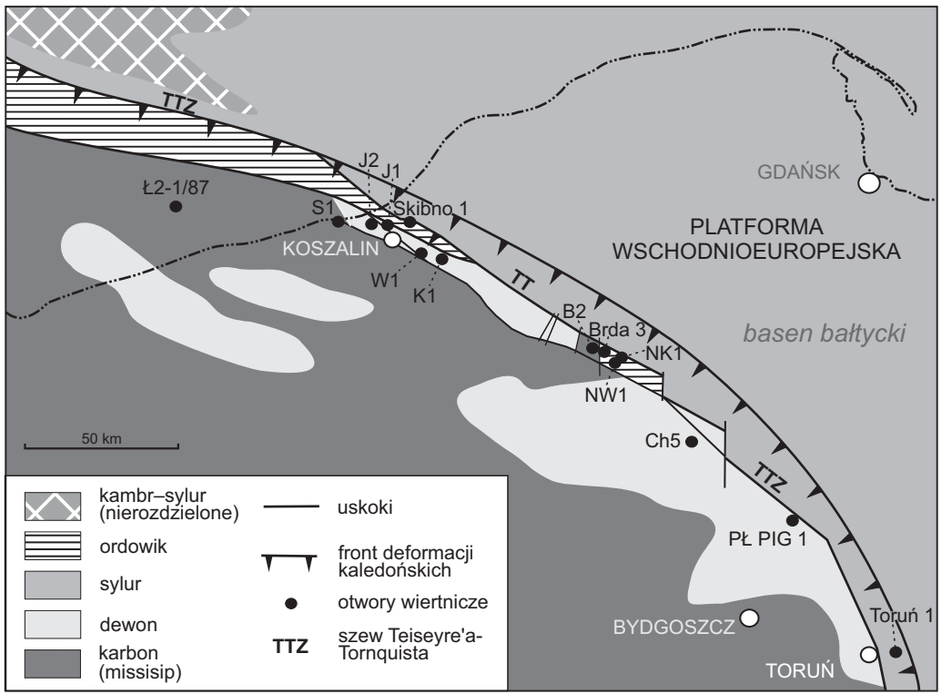
2.3. BLOK ŁYSOGÓRSKI

Skały ordowiku na obszarze bloku łysogórskiego rozpoznano w kilkunastu otworach wiertniczych, a także nielicznych odsłonięciach naturalnych występujących w północnej części Gór Świętokrzyskich (fig. 5, 6A). Pod względem litologiczno-stratygraficznym utwory ordowiku w regionie łysogórskim wykazują duże podobieństwo do strefy Biłgoraj–Narol.

2.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich

Sukcesja osadowa ordowiku w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich osiąga miąższość ok. 230 m. Najstarszymi skałami tego systemu są ciemne iłowce i mułowce ilaste dolnego tremadoku, które wraz z górnym furongiem tworzą formację z Brzezinek (fig. 5; tab. 2; Trela, 2006). W dolnotremadockiej części tej sukcesji udokumentowano pojedyncze, fragmentarycznie zachowane siateczkowate graptolity z rodzaju *Rhabdinopora* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968). W jej wyższej partii odnotowano także obecność graptolitów z rodzaju *Bryograptus* (otwór Brzezinki 1, zob. Tomczykowa, 1968) wskazujących na szerszy zasięg stratygraficzny tej formacji, sięgający aż po górny tremadok. Do formacji z Brzezinek zaliczono także szare mułowce i iłowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, występujące w Pobroszynie (fig. 6A), w których rozpoznano późnotremadocki zespół mikroflorystyczny z *Cyamatiogalea polygonophora* i *Caldariola* sp. (Trela i in., 2001). W stropie tej sukcesji jest obecny cienki horyzont żelazisty, kontaktujący erozyjnie z leżącymi wyżej wapieniami środkowego ordowiku (Trela, 2008a).

Środkowy ordowik jest reprezentowany przez wapienie formacji z Pobroszyna (fig. 5, 6A), które tworzą interwał skondensowany o zmiennej miąższości, wynoszącej 0,5 m w Pobroszynie i 2 m w otworze wiertniczym Jeleniów 2 (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Trela i in., 2001; Trela, 2008a). Cechą charakterystyczną tej formacji są powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej z niewielkimi strukturami mikrostromatolitowymi, impregnowanymi związkami żelaza (fig. 6B). W obrazie mikroskopowym wapieni pobroszyńskich dominuje sparytowy cement blokowy oraz charakterystyczny wachlarzowaty/krzewiasty cement kalcytowy, między którymi zachowały się relikty mułu węglanowego w postaci mikrytu wymie-



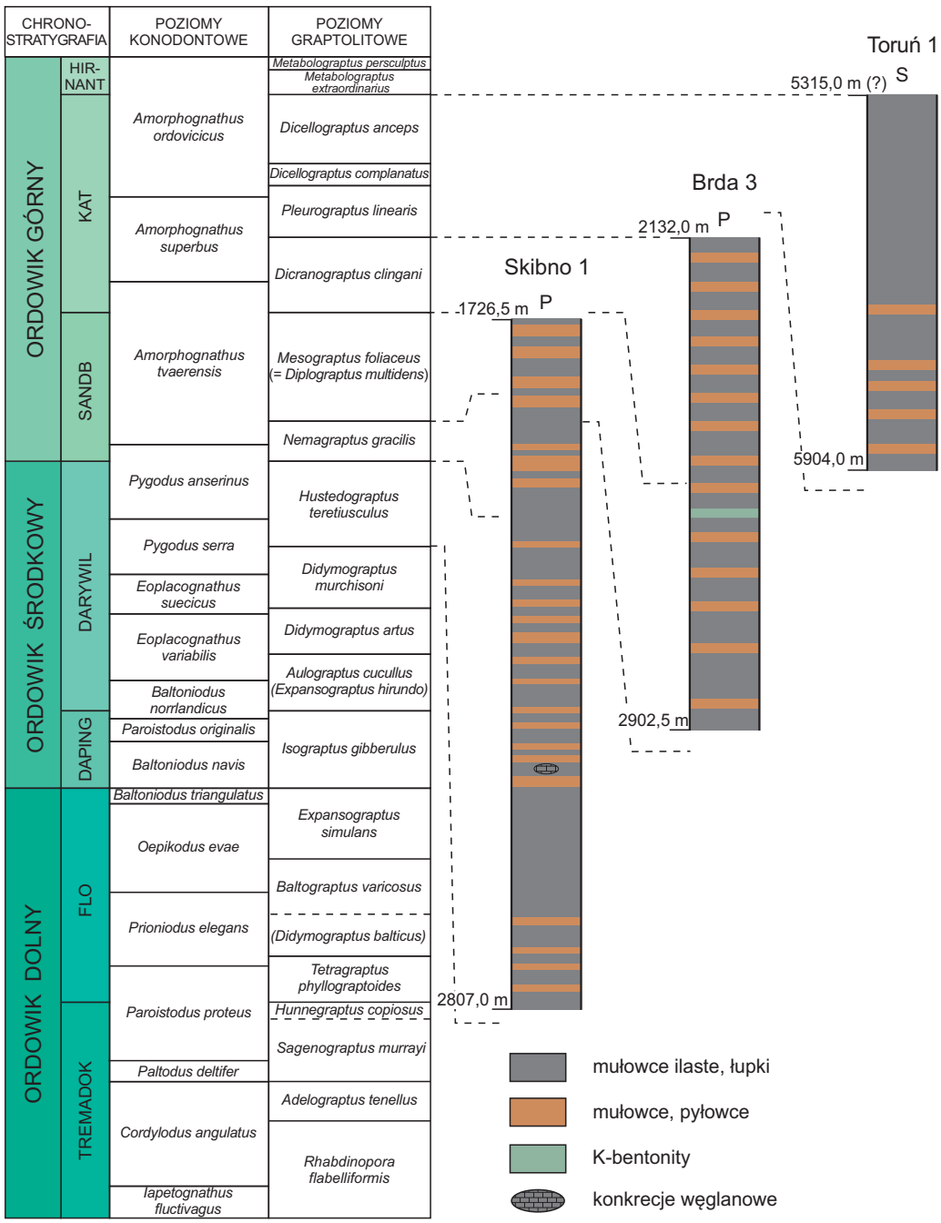
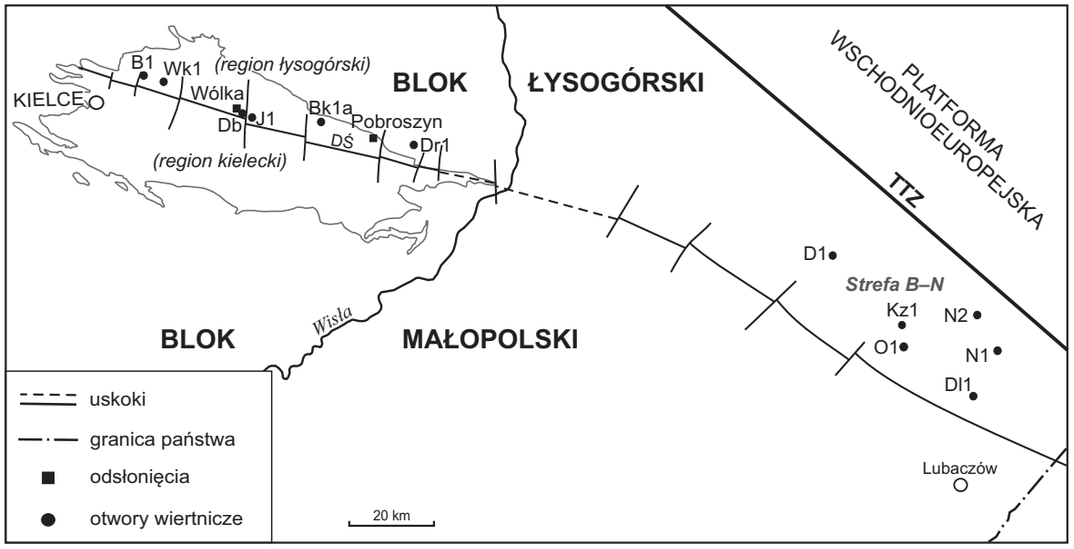


FIG. 4. Profil litologiczno-stratygraficzny ordowiku w wybranych otworach strefy Koszalin–Chojnice (wg Dadleza, 1978; Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B2 – Brda 2, Ch5 – Chojnice 5, J1 – Jamno IG 1, J2 – Jamno IG 2, K1 – Kościernica 1, NK1 – Nowa Karczma 1, NW1 – Nowa Wieś 1, PŁ PIG 1 – Polskie Łąki PIG 1, S1 – Sarbinowo 1



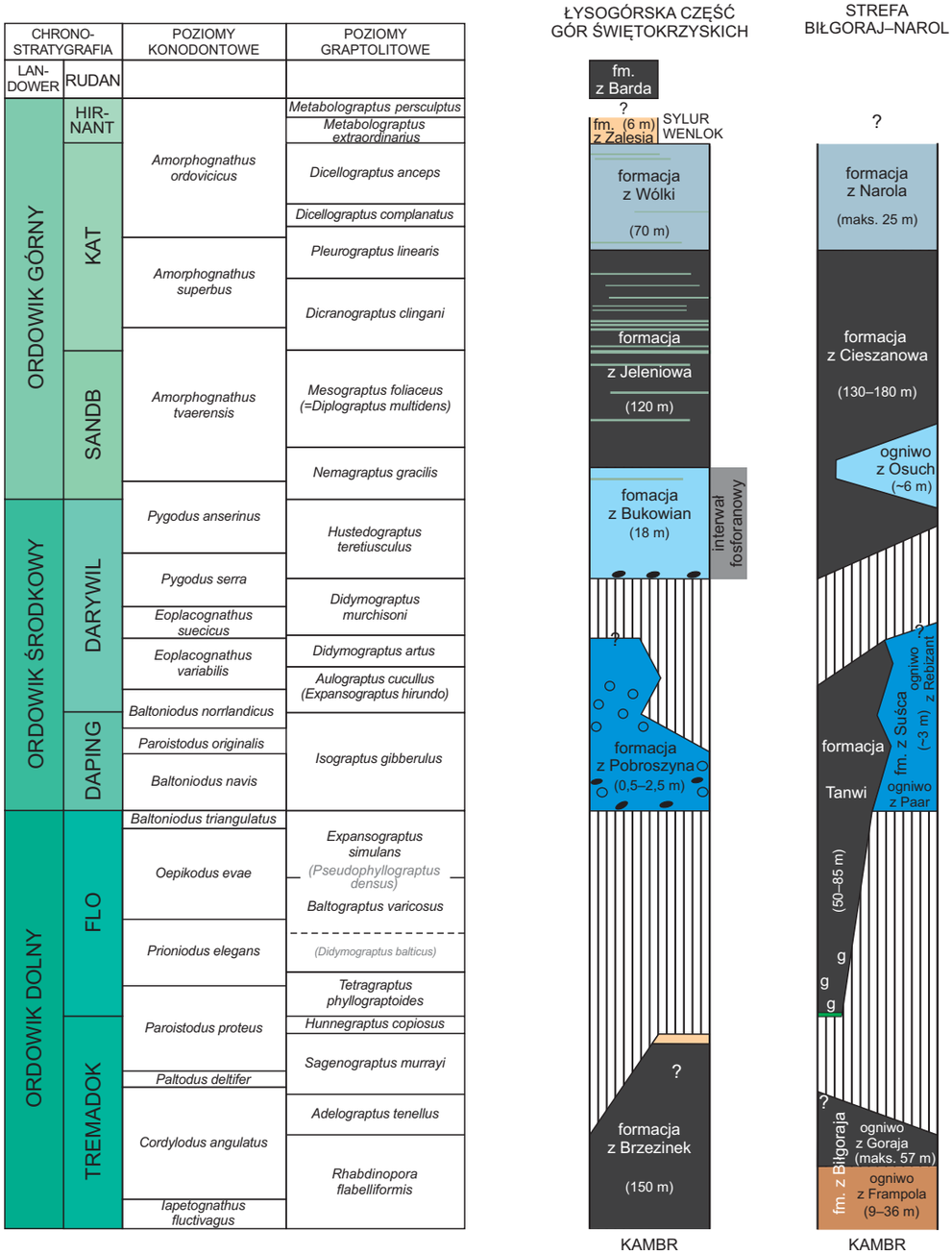


FIG. 5. Litologia i stratygrafia ordowiku na obszarze bloku łysogórskiego (na podstawie Bednarczyka, 1981; Modlińskiego, Szymańskiego, 2005; Treli, 2006; zmieniono). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B1 – Brzezinki 1, BK1a – Bukowiany 1a, D1 – Dyle IG 1, Db – Dębniak, Dl1 – Doliny 1, Dr1 – Daromin IG 1, DŚ – dyslokacja świętokrzyska, J1 – Jeleniów PIG 1, Kz1 – Kozaki 1, N1 – Narol IG 1, N2 – Narol PIG 2, O1 – Osuchy 1, Wk1 – Wilków 1; jasnoszarą czcionką oznaczono poziomy identyfikowane w Bałtoskandii i Polsce, nienależące do standardu biostratygrafii graptolitowej wg The Geological Time Scale



FIG. 6. Ordowik bloku łysogórskiego
A – odsłonięcie ordowiku w Pobroszynie (stan w 1999 r.); widoczne mułowce tremadoku górnego formacji z Brzezinek, wapienie ordowiku środkowego (dapingu) formacji z Podbroszyna (fmP) oraz mułowce, margle, wapienie i fosforyty formacji z Bukowian środkowego i górnego ordowiku (darywilu i sandbu); fotografia z 1999 r.;
B – wapień formacji z Pobroszyna ordowiku środkowego (piętro daping), widoczne rozproszone otoczaki piaskowców, fosforytów i ziarna kwarcu oraz powierzchnia nieciągłości z mikrostromatolitami żelazistymi;
C – warstwa fosforytu w spągu formacji z Bukowian (ordowik środkowy, darywil górny) z widocznymi mikrostromatolitami fosforanowymi (m), powierzchniami erozyjnymi (strzałki) i rozproszonym detrytusem szkieletowym;
D – iłowce formacji z Jeleniowa z przewarstwieniami K-bentonitów w otworze Jeleniów IG 1 (ordowik górny–sandb/kat);
E – zbioturbowany mułowiec marglisty formacji z Wólki w otworze Daromin IG 1 (głęb. 206,8 m), widoczne ichnotaksony *Chondrites* (Ch) i *Teichichnus* (T);
F – brekcja złożona z intraklastów mułowców marglistych, ciemnoszarych mułowców ilastych i pojedynczych dużych ziaren kwarcu, formacja z Zalesia, hirnant (otwór Wilków 1, głęb. 604,9 m)

TAB. 2. Litostratygrafia ordowiku bloku łysogórskiego (na podstawie: Modliński, Szymański, 2005; Trela, 2006)

Formacja iłowców i mułowców z Brzezinek	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region łysogórski (łysogórska strefa fałdów)
Litologia	ciemnoszare iłowce i mułowce ilaste, sporadycznie przewarstwiane warstwami piaskowców o miąższości kilku cm (maks. 40 cm). Iłowce i mułowce są na ogół masywne, chociaż lokalnie wykazują delikatną laminację poziomą
Miąższość	ok.150 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Brzezinki; hipostratotypy: otwory wiertnicze Daromin IG 1 i Wilków 1
Biostratygrafia	graptolity *Rhabdinopora* sp., *Bryograptus* sp.; lokalne poziomy trylobitowe *Acerocare s.l.* i *Peltura scarabaeoides*
Chronostratygrafia	górny furong–dolny tremadok (lokalnie także górny tremadok, np. Pobroszyn)
Historia badań	litologia i stratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Trela i in. (2001); Żylińska (2002); litostratygrafia: Orłowski (1975); Trela (2006); Trela i in. (2025).
Ekwiwalenty	formacja iłowców z Piaśnicy w zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej; ogniwo iłowców z Goraja w strefie Biłgoraj–Narol
Uwagi	formacja łupków z Klonówki w podziale litostratygraficznym kambru Gór Świętokrzyskich Orłowskiego (1975); warstwy łysogórskie wg Tomczykowej (1968)
Formacja piaskowców i iłowców z Biłgoraja	
Występowanie	cały obszar strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	piaskowce i iłowce; patrz ogniwo z Frampola i ogniwo z Goraja
Miąższość	63,0–108,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Dyle IG 1 (głęb. 1819,0–1927,5 m); hipostratotyp: otwór. Narol IG 1 (głęb. 3206,4–3269,1 m)
Biostratygrafia	jak w opisie ogniwa piaskowców z Frampola i ogniwa iłowców z Goraja
Chronostratygrafia	ordowik dolny: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	jak w opisie ogniwa z Goraja
Ogniwo piaskowców z Frampola	
Występowanie	cały obszar strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	szare i ciemnoszare piaskowce kwarcowe podścielone lokalnie cienkim horyzontem zlepieńca bazalnego
Miąższość	9,0–36,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3261,0–3269,1 m); hipostratotyp: otwór. Dyle IG 1 (głęb. 1885,0–1927,5 m)
Biostratygrafia	graptolity: *Rhabdinopora* sp.
Chronostratygrafia	dolny ordowik: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); biostratygrafia: Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja zlepieńców I piaskowców z Sępopola we wschodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej
Uwagi	do formacji tej należą prawdopodobnie warstwy lubaczowskie z otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4 (Tomczyk, 1962)
Ogniwo iłowców z Goraja	
Występowanie	cały obszar strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	czarne i ciemnoszare Iłowce i mułowce z laminami i cienkimi przewarstwieniami piaskowców
Miąższość	od 50 do 73 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Dyle IG 1 (głęb. 1819,0–1885,0 m); hipostratotyp: otwór Narol IG 1 (głęb. 3206,4–3261,0 m)
Biostratygrafia	graptolity: *Rhabdinopora* sp., ramienionogi: *Broeggeria salteri*, *Obolus* sp.
Chronostratygrafia	dolny ordowik: dolny tremadok
Historia badań	litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); biostratygrafia: Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja łupków z Brzezinek w Górach Świętokrzyskich; formacja łupków z Piaśnicy w zachodniej części obniżenia bałtyckiego
Formacja iłowców Tanwi	
Występowanie	północno-zachodnia i północna część strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	ciemnoszare, czarne i szarozielone Iłowce spoczywające na cienkiej warstwie glaukonitytu z klastami fosforytów; w dolnej części iłowców obecne są laminy i warstewki glaukonitu, a w górnej przewarstwienia, soczewki i gruzły margli i wapieni marglistych
Miąższość	od kilkudziesięciu cm do maks. 85,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Kozaki 1 (głęb. 948,5–1021,0 m): hipostratotyp: otwór Narol PIG 2 (głęb. 2897,65–2918,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Tetragraptus phyllograptoides, Didymograptus balticus, Pseudophyllograptus densus, Pseudophyllograptus angustifolius, Expansograptus hirundo*
Chronostratygrafia	dolny ordowik i częściowo środkowy: piętro flo–?dolny darywil
Historia badań	biostratygrafia, litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); Modliński (2015)
Ekwiwalenty	formacja iłowców ze Słuchowa w zachodniej części obniżenia bałtyckiego; formacja mułowców z Brzezin w Górach Świętokrzyskich
Formacja wapieni z Pobroszyna	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region łysogórski (łysogórska strefa fałdów)
Litologia	szarozielone wapienie z różowym i rdzawym odcieniem. Są to przeważnie greinstony z rozproszonymi fragmentami ramienionogów, trylobitów, małżoraczków i szkarłupni, a także zmienną ilością ooidów/pizoidów fosforanowo-żelazistych. Ponadto, w składzie ziarnowym są obecne nieobtoczone fragmenty ciemnych mułowców, jak i dobrze obtoczone otoczaki piaskowców fosforanowych i ziarna kwarcu. Strop tej formacji wyznacza warstwa czerwonego laminowanego wapienia mikrobialnego o grubości kilku cm (maks. 20 cm)
Miąższość	0,4–2,5 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie we wsi Pobroszyn, ok. 4 km na SE Opatowa
Biostratygrafia	konodonty od poziomu *Baltoniodus navis do Baltoniodus norrlandicus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy, piętro daping
Historia badań	biostratygrafia/paleontologia: Dzik (1999, 2020); litostratygrafia: Trela (2006); sedymentologia: Trela (2008a)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Suśca w strefie Biłgoraj–Narol; formacja mułowców i wapieni z Szumska w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich; częściowo formacja wapieni z Kopalina w obniżeniu bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej
Formacja wapieni z Suśca	
Występowanie	południowo-wschodnia część strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	wapienie; patrz ogniwo z Paar i ogniwo z Rebizant
Miąższość	1,5–3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3204,3–3206,2 m)
Biostratygrafia	patrz ogniwo z Paar i ogniwo z Rebizant
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping–środkowy darywil
Historia badań	lito- i biostratygrafia: Modliński, Szymański (2005); Modliński (2015); Nehring-Lefeld (2015)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Pobroszyna i formacja margli i wapieni z Szumska w Górach Świętokrzyskich; formacja wapieni z Kopalina w obniżeniu bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej

TAB. 2 cd.

Ogniwo wapieni z Paar	
Występowanie	podobnie jak formacji z Suśca
Litologia	szare i zielonoszare wapienie margliste i margle z licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych, mikrostromatolitami, klastami ciemnoszarych fosforytów oraz laminami i cienkimi przewarstwieniami szarozielonych iłowców
Miąższość	0,35–0,8 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3205,7–3206,2 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: ?*Baltoniodus navis*, *Paroistodus originalis*, ?*Eoplacognathus variabilis*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping–?dolny darywil
Historia badań	patrz formacja wapieni z Suśca
Ekwiwalenty	patrz formacja wapieni z Suśca
Ogniwo wapieni z Rebizant	
Występowanie	podobnie jak formacji z Suśca
Litologia	w części dolnej szare i jasnoszare wapienie organodetrytyczne ze szczątkami szkarłupni, mszywiołów, trylobitów i ramienionogów, a w części górnej wapienie margliste z przewarstwieniami i laminami iłowców wapnistych
Miąższość	0,8–1,5 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3204,3–3205,7 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: górny *Eoplacognathus suecicus–Pygodus anserinus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: środkowy–górny darywil
Historia badań	patrz formacja wapieni z Suśca
Ekwiwalenty	patrz formacja wapieni z Suśca
Formacja wapieni i mułowców z Bukowian	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region łysogórski (łysogórska strefa fałdów)
Litologia	szare i ciemnoszare margle z przewarstwieniami jasnoszarych wapieni ziarnistych (maks. 20 cm) i mułowców marglistych. Lokalnie udział wapieni przeważa nad marglami i mułowcami. Wapienie ziarniste są złożone ze szczątków szkieletowych ramienionogów, trylobitów i szkarłupni, którym towarzyszą rozproszone ooidy i pizoidy żelazisto-fosforanowe oraz ziarna kwarcu
Miąższość	od kilku do 18 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Bukowiany 1a (głęb. 180,8–198,8 m); hipostratotypy: otwór Jeleniów 2 (głęb. 165,4–180,4) i odsłonięcie w Pobroszynie k. Opatowa
Biostratygrafia	graptolity poziomu *Hustedograptus teretiusculus* i ?N*emagraptus gracilis* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967, Bednarczyk, 1971), chitinozoa poziomów *Laufeldochitina striata–L. stentor* do *L. deunffi–L. dalbyensis* (Wrona, 2004)
Chronostratygrafia	środkowy/górny ordowik, piętra: górny darywil–dolny sandb
Historia badań	litologia/biostratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1967); Tomczykowa (1968); Bednarczyk (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006); sedymentologia: Trela (2008b)
Ekwiwalenty	częściowo ogniwo wapienia z Osuch w strefie Biłgoraj–Narol
Formacja iłowców z Jeleniowa	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie; region łysogórski i strefa Zbrza–Brzeziny w regionie kieleckim
Litologia	ciemnoszare iłowce i mułowce ilasto-węglanowe z przewarstwieniami K-bentonitów, pojedynczymi cienkimi przewarstwieniami wapieni; iłowce na ogół bezstrukturalne, chociaż lokalnie wykazują subtelną laminację poziomą, a także słabo dostrzegalną bioturbację, będącą efektem aktywności organizmów tworzących mało urozmaicony mejobentos zasiedlający osad denny. Zawierają liczne framboidy pirytowe o średnicy 5–20 µm, które niekiedy tworzą mikrolaminy i mikrosoczewki. Ponadto, w ilastym tle tkwią fragmenty bioklastów węglanowych (rozproszone lub tworzące nieciągłe laminy i soczewkowate nagromadzenia), ostrokrawędziste ziarna kwarcu pyłowego, amorficzna materia organiczna oraz zdeformowane skorupki aglutynujących otwornic bentosowych złożone z pyłu kwarcowego (Trela, 2016)
Miąższość	80,0–120,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Jeleniów 2 (głęb. 18,0–165,4 m); hipostratotypy: otwory wiertnicze Wilków 1 (głęb. 676,0–782,0 i Daromin IG 1 (209,0–339,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Nemagraptus gracilis*, *Mesograptus foliaceus*, *Dicranograptus clingani* i *Climacograptus styloideus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, 1968)
Chronostratygrafia	ordowik górny: sandb i dolny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1964, 1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa (1968); Bednarczyk (1971); Tomczykowa, Tomczyk (2000); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006); sedymentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2021); Zhang i in. (2011); Smolarek i in. (2014, 2017); Trela i in. (2018); palinologia: Stempień-Sałek (2011)
Ekwiwalenty	formacja z Cieszanowa w strefie Biłgoraj–Narol; formacja iłowców z Sasina na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego
Formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa	
Występowanie	na całym obszarze strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	szare i ciemnoszare iłowce i iłowce wapniste, lokalnie zielonoszare, z przewarstwieniami K-bentonitów, a w dolnej części z gruzłami i przewarstwieniami wapieni, wapieni marglistych i margli (patrz ogniwo wapieni z Osuch)
Miąższość	130,0–180,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Narol IG 1 (głęb. 3075,6–3204,3 m)
Biostratygrafia	poziomy graptolitowe: *Hustedograptus teretiusculus*, *Nemagraptus gracilis, Mesograptus foliaceus*, *Dicranograptus clingani*, *Climacograptus styloideus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: darywil, sandb, dolny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1962); Tomczykowa, Tomczyk (1968); Modliński (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja iłowców z Jeleniowa w Górach Świętokrzyskich; formacja iłowców z Sasina na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego
Ogniwo wapienia z Osuch	
Występowanie	południowo-wschodnia część strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	szare i ciemnoszare wapienie organodetrytyczne i margliste z przewarstwieniami margli i iłowców, spoczywające na bazalnych zlepieńcach złożonych z klastów wapieni i iłowców
Miąższość	3,0–6,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Narol IG 1 (głęb. 3194,0–3198,2 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomu *Nemagraptus gracilis*, być może także *Hustedograptus teretiusculus*; konodonty poziomu *Amorphognathus tvaerensis* (podpoziom *Lenodus variabilis*)
Chronostratygrafia	ordowik górny: dolny sandb; być może także środkowy ordowik: górny darywil
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Modliński (2015); Nehring-Lefeld (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Bukowian w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich; spągowa część formacji z Sasina (wcześniej Udala) na Lubelszczyźnie; górna część formacji wapieni z Kielna w zachodniej części obniżenia bałtyckiego

TAB. 2 cd.

Formacja mułowców z Wólki	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie; region łysogórski i strefa Zbrza–Brzeziny w regionie kieleckim
Litologia	szarozielone i zielone iłowce i mułowce margliste, lokalnie z przewarstwieniami (maks. 8 cm) i niewielkimi konkrecjami węglanowymi. Dolna część mułowców formacji wólczańskiej jest intensywnie zbioturbowana, co manifestuje się obecnością licznych, nierozpoznawalnych struktur biodeformacyjnych oraz skamieniałości śladowych reprezentowanych przez ichnotaksony: *Chondrites*, *Teichichnus*, *Planolites* i *Paleophycus*. Natomiast część górna tej sukcesji ma bardziej bezstrukturalny charakter, a bioturbacje są zdecydowanie mniej liczne
Miąższość	40–70 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w miejscowości Wólka k. Nowej Słupi; hipostratotypy: otwory wiertnicze Wilków 1 (głęb. 606,5–676,0 m) i Daromin IG 1 (głęb. 196,0–209,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomu *Dicellograptus complanatus* (Tomczykowa, Tomczyk, 2000); trylobity *Eodindymene pulchra* i *Staurocephalus clavifrons* (Kielan, 1959)
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Tomczykowa, Tomczyk (2000); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Trela (2006, 2007); sedymentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2021); Zhang i in. (2011); Smolarek i in. (2017); Trela i in. (2018); Smolarek-Lach i in. (2019); palinologia: Stempień-Sałek (2011)
Ekwiwalenty	formacja iłowców i wapieni z Cieszanowa w strefie Biłgora-Narol; górna część formacji margli Włodawki i dolna część formacji margli i iłowców z Prabut w obniżeniu bałtyckim i podlaskim
Formacja iłowców wapnistych z Narola	
Występowanie	na całym obszarze strefy Biłgoraj–Narol
Litologia	szare/ciemnoszare iłowce i mułowce wapniste i ilaste z przewarstwieniami szarych margli i wapieni marglistych; w mułowcach ilastych rozproszone ziarna kwarcu do 1,5 mm średnicy oraz drobne klasty węglanowe i iłowcowe. W iłowcach formacji z Narola odnotowano także obecność niewielkich konkrecji wapieni marglistych o średnicy 2–3 cm
Miąższość	19,0–25,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Narol IG 1 (głęb. 3051,2–3075,6 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Panderia megalophthalma*, *Tretaspis* sp, a w części górnej także *Mucronaspis* sp.
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat, być może także najniższy hirnant
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1962); Tomczykowa, Tomczyk (1968); Modliński (2015); litostratygrafia: Modliński, Szymański (2005)
Ekwiwalenty	formacja mułowców z Wólki w Górach Świętokrzyskich; formacja wapieni z Kodeńca i formacja margli Tyśmienicy w obniżeniu lubelskim i podlaskim; formacja margli i iłowców z Prabut w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i podlaskiego
Formacja mułowców piaszczystych i margli z Zalesia	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie; region łysogórski i kielecki
Litologia	szare lub szarozielone mułowce ilaste i mułowce piaszczyste z przewarstwieniami piaskowców oraz iłowców marglistych lub margli, które lokalnie dominują. Pod względem petrograficznym piaskowce i mułowce piaszczyste to waki kwarcowe o słabo wysortowanym składzie ziarnowym, zbudowane z nieobtoczonych ziaren kwarcu, wśród których obecne są też dobrze obtoczone kwarce pochodzenia magmowego i metamorficznego o średnicy 2–3 mm, a lokalnie także zdeformowane i roztarte klasty iłowców i mułowców, podrzędnie ziarna glaukonitu oraz fragmenty szkieletów ramienionogów i liliowce.
Miąższość	0,5–16,0 m (0,5–16,0 m w części kieleckiej i ok. 3,0–5,0 m w części łysogórskiej)
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej; hipostratotypy otwory wiertnicze Szumsko Kolonia 2 (głęb. 22,9–26,6 m) i Wilków 1 (głęb. 601,0–606,5 m)
Biostratygrafia	trylobity: *Mucronaspis mucronata*, ramienionogi: *Dalmanella testudinaria*, *Hirnantia sagittifera*, *Eostropheodonta hirnantensis*
Chronostratygrafia	ordowik górny: hirnant
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Czarnocki (1928); Kielan (1956, 1959); Temple (1965); Bednarczyk (1971); Chlebowski (1971); Masiak i in. (2003); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedymentologia i geochemia: Trela (2005, 2007, 2015, 2016, 2021); Smolarek i in. (2017); Smolarek-Lach i in. (2019); palinologia: Kremer (2001); Masiak i in. (2003); Trela, Szczepanik, 2009; Stempień-Sałek (2011)
Ekwiwalenty	górna część formacji margli i iłowców z Prabut w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i podlaskiego, a także formacja margli z Ornety w obniżeniu bałtyckim oraz formacja margli Tyśmienicy w obniżeniu podlaskim i lubelskim

szanego z mikrosparytem. Zasięg stratygraficzny formacji z Pobroszyna obejmuje piętro daping i dolny darywil (Trela, 2006), a jej dolna granica ma charakter niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną obejmującą piętro flo (fig. 5; Trela, 2008a).

Na wapieniach formacji z Pobroszyna spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej margle i wapienie z przewarstwieniami iłowców należące do formacji z Bukowian, które tworzą sukcesję o miąższości ok. 20 m (fig. 5; tab. 2; Trela, 2006). Spąg tej formacji wyznacza horyzont fosforytowy o miąższości ok. 30 cm (Trela, 2008b), rozpoczynający się zlepieńcem, na którym spoczywa warstwa z mikrostromatolitami fosforanowymi i powierzchniami erozyjnymi (fig. 6C). W wyższej części formacji bukowiańskiej występują liczne konkrecje fosforanowe, a lokalnie także maty mikrobialne pokrywające powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych. Wapienie formacji z Bukowian reprezentują interwał przejściowy między środkowym a górnym ordowikiem, obejmujący górny darywil i niższy sandb. Ich pozycja stratygraficzna została ustalona dzięki obecności graptolitów poziomów *Hustedograptus teretiusculus* i dolny *Nemagraptus gracilis* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, Tomczyk, 2000) oraz faunie Chitinozoa reprezentującej poziomy od *Rhabdochitina striata* / *Laufeldochitina stentor* do *Lagenochitina deunffi* / *dalbyensis* (Wrona, 2004).

W górnym ordowiku regionu łysogórskiego dominuje litofacja ilasta, z podrzędnym udziałem piaskowców i wapieni. Początkowo są to ciemnoszare i czarne iłowce i mułowce ilasto-wapniste, tworzące formację z Jeleniowa (fig. 5; tab. 2), której dolna granica ma charakter diachroniczny. Iłowce i mułowce tej formacji są przekładane licznymi przewarstwieniami K-bentonitów, które tworzą charakterystyczne horyzonty o grubości 0,5–30,0 cm (fig. 6D; Trela i in., 2018). W centralnej części regionu łysogórskiego (otwór Jeleniów 2) formacja jeleniowska reprezentuje interwał stratygraficzny obejmujący niemal całe piętro sandb oraz niższy kat (od poziomu graptolitowego górny *Nemagraptus gracilis* po *Dicranograptus clingani* / *Pleurograptus linearis* (*Climacograptus styloideus*), natomiast w części wschodniej także wyższy darywil z graptolitami poziomu *Hustedograptus teretiusculus* (Bednarczyk, 1981; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Trela, 2006). Ta dość monotonna litologicznie sukcesja jest rozdzielona przez pakiet szarozielonych zbioturbowanych iłowców, charakteryzujących się mało urozmaiconym zespołem skamieniałości śladowych (Trela, 2007). W otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 interwał ten osiąga miąższość ok. 2 m i jest korelowany z środkowym sandbem (Trela, 2007, 2015).

Zapis sedymentacyjny górnego katu w regionie łysogórskim jest zdominowany przez litofację szarozielonych mułowców ilastych i marglistych, w dolnej części intensywnie zbioturbowanych, a w górnej masywnych, miejscami także zsylifikowanych, które tworzą formację z Wólki o miąższości nieprzekraczającej 70 m (fig. 5, 6E; tab. 2; Bednarczyk, 1981; Trela, 2006). W otworze Daromin IG 1, w stropie formacji z Wólki wzrasta udział wapieni, które tworzą warstwy o grubości 5–30 cm, z bioturbacjami podobnymi do struktur biodeformacyjnych w mułowcach (Trela, 2007, 2015). Ich dolne i górne granice są ostre, a w przypadku niektórych cieńszych warstw granice te są wygięte, odpowiednio ku dołowi lub górze, co sugeruje, że mamy do czynienia z konkrecjami węglanowymi. Pozycja stratygraficzna formacji z Wólki jest dobrze udokumentowana dzięki obecności bogatej fauny trylobitowej poziomów *Eodindymene pulchra* i *Staurocephalus clavifrons* (Kielan, 1959).

Profil ordowiku w regionie łysogórskim kończy litofacja szarych mułowców ilastych i piaszczystych z przewarstwieniami piaskowców, lokalnie – iłowców marglistych i margli, które tworzą formację z Zalesia, reprezentującą piętro hirnant (fig. 5, 6F; tab. 2; Trela, 2006; Trela i in., 2016). W osadach formacji z Zalesia udokumentowano obecność hirnanckich trylobitów rodzaju *Mucronaspis* (Czarnocki, 1950).

2.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol

Niższy ordowik w strefie Biłgoraj–Narol jest reprezentowany przez osady silikoklastyczne tremadoku, tworzące formację z Biłgoraja, która jest złożona z ogniwa piaskowców z Frampola oraz ogniwa piaskowców i iłowców z Goraja (fig. 5; tab. 2; Modliński, Szymański 2005). U podstawy piaskowców frampolskich, które pod względem petrograficznym odpowiadają arenitom kwarcowym lub skałom przejściowym od arenitów do wak, występuje cienka warstwa zlepieńca podstawowego. Ogniwo z Goraja jest sukcesją, w której dominują czarne iłowce z laminami i cienkimi warstwami piaskowców i mułowców, tworzące często interwały heterolitowe. Pozycję stratygraficzną formacji z Biłgoraja ustalono na podstawie obecności graptolitów rodzajów *Rhabdinopora*, *Anisograptus* i *Clonograptus* oraz ramienionogów *Obolus*, *Acrothele* i *Lingulella* (Modliński, Szymański, 2005). Górną granicę ogniwa z Goraja wyznacza powierzchnia przerwy sedymentacyjnej, z którą jest związana luka stratygraficzna o charakterze diachronicznym. Na NW obejmuje ona najwyższy tremadok, natomiast w kierunku SE jej zakres zwiększa się o piętro flo.

Spoczywające wyżej iłowce formacji Tanwi (ok. 85 m) oraz wapienie formacji z Suśca (3 m) wyznaczają nowy cykl depozycyjny i wskazują na dominację głębokowodnych facji ilastych w części NW i płytkowodnych facji węglanowych w części SE (fig. 5; tab. 2). Lokalnie spąg formacji Tanwi wyznacza cienka warstwa transgresywnego glaukonitytu (ok. 10 cm) z klastami fosforytowymi, ponad którą występują ciemnoszare iłowce z licznym glaukonitem przechodzące w szare i szarozielone utwory ilasto-margliste z konkrecjami węglanowymi. Zasięg stratygraficzny tej formacji obejmuje piętro flo i niższy daping, od poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* po *E. hirundo* (Modliński, Szymański, 2005), jednak zdaniem Modlińskiego (2015) w otworze Narol IG 1 piętro flo nie jest reprezentowane. Odpowiednikiem litofacjalnym formacji Tanwi są identycznie wykształcone iłowce formacji z Brzezin w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Trela, 2006) oraz iłowce formacji ze Słuchowa z obniżenia bałtyckiego (Modliński, Szymański, 1997). Lateralnym ekwiwalentem wyższej, marglistej, części iłowców Tanwi w strefie Biłgoraj–Narol jest formacja z Suśca, złożona z ogniwa wapienia z Paar oraz ogniwa wapienia z Rebizant (fig. 5; tab. 2), której zasięg stratygraficzny odpowiada piętrom daping i niższy darrywil (Modliński, Szymański, 2005). Są to wapienie margliste o cechach wakstonów i pakstonów bioklastycznych z licznymi powierzchniami nieciągłości sedymentacyjnych i mikrostromatolitami fosforanowymi, które w regionie łysogórskim tworzą formację z Pobroszyna (zob. Trela, 2006, 2008b). Strop formacji Tanwi i formacji z Suśca wyznacza diachroniczna powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej, z którą jest związany hiatus obejmujący różne poziomy graptolitowe piętra darywil, w części NW są to poziomy *Didymograptus artus* i *Didymograptus murchisoni,* a w części SE – poziomy *H. teretiusculus* i wyższy *D. murchisoni* (fig. 5; Modliński, Szymański, 2005).

Górny ordowik w strefie Biłgoraj–Narol to utwory ilasto-węglanowe należące do formacji z Cieszanowa i formacji z Narola (fig. 5; tab. 2; Modliński, Szymański, 2005). Dominującą litofacją formacji z Cieszanowa są ciemnoszare i czarne iłowce (130–180 m), a ich zasięg stratygraficzny rozciąga się od najwyższego darywilu po niższy kat. W iłowcach są obecne konkrecje i przewarstwienia wapieni marglistych i margli, a także warstwy i laminy K-bentonitów. Udział wapieni organodetrytycznych i marglistych w formacji cieszanowskiej SE części strefy Biłgoraj–Narol jest na tyle duży, że zostały one ujęte w ogniwo wapieni z Osuch, umiejscowione stratygraficznie w niższym sandbie (Modliński, Szymański, 2005). Górny kat i hirnant cechują się większym udziałem mułowców wapnistych i margli tworzących przeławicenia w szarych iłowcach formacji z Narola. Ponadto na uwagę zasługuje obecność rozproszonych ziaren detrytycznego kwarcu, o średnicy do 2 mm, co jest typowe dla hirnantu brzeżnej (zachodniej) części platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich (Modliński, 1982a; Podhalańska, 2009; Trela, 2021). Za hirnackim wiekiem górnej części formacji z Narola przemawia obecność fragmentarycznie zachowanych skamieniałości trylobitów z rodzaju *Mucronaspis* (Modliński, Szymański, 2005).

2.4. BLOK MAŁOPOLSKI

2.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich

Ordowik w południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się dwu-, a miejscami nawet trzykrotnie mniejszą miąższością w porównaniu do strefy łysogórskiej. Spoczywa z niezgodnością kątową na różnowiekowych utworach kambru (od terrenewu do furongu), a lokalnie w jego spągu występuje warstwa zlepieńca formacji z Kędziorki o miąższości od kilkunastu do 40 cm (fig. 7; tab. 3; Czarnocki, 1928, 1939; Tomczyk, 1964; Bednarczyk, 1971, Chlebowski, 1971; Kowalczewski, 2000; Szczepanik i in., 2004; Trela, 2006).

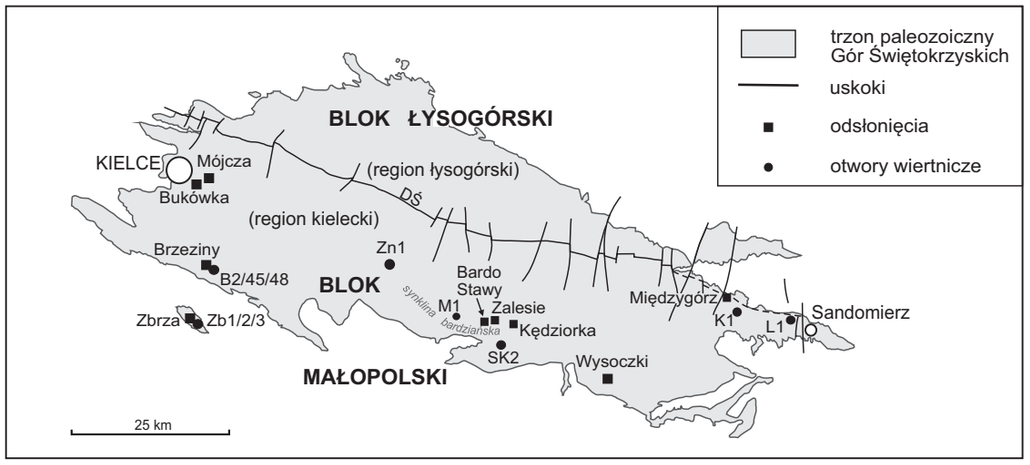
W centralnej części regionu kieleckiego (synklina bardziańska i rejon Wysoczek) na osadach terrenewu spoczywają mułowce i piaskowce / pyłowce glaukonitowe z warstwami i nodulami chalcedonitów, należące do formacji z Wysoczek (fig. 8A, B, C; tab. 3; Dzik, Pisera, 1994; Trela, 2006). Miąższość tej formacji zmienia się od kilkunastu metrów w Zalesiu (fig. 8A) do ok. 30 m w Kędziorce (fig. 7). Część warstw mułowcowych zawiera znaczną domieszkę materiału piroklastycznego, reprezentowanego przez świeże biotyty, plagioklazy, kwarc pirogeniczny, skalenie potasowe (Chlebowski, 1971; Salwa, Trela, 2019). Późnotremadocki wiek formacji z Wysoczek dokumentują konodonty *Paltodus deltifer* (Szaniawski, 1980, Dzik, Pisera, 1994), akritarchy *Acanthodiacrodium*, *Stelliferidium*, *Caldariola*, *Spirea* i *Vulcanisphaera* (Górka, 1969; Szczepanik, 2003) oraz ramienionogi bezzawiasowe (Bednarczyk, 1999; Bednarczyk, Stupnicka, 2000; Holmer, Biernat, 2002).

W zachodniej (Bukówka, Biesak, Brzeziny, Zbrza) i wschodniej (Międzygórz, Kleczanów, Lenarczyce) części regionu kieleckiego górny tremadok jest zdominowany przez fację piaszczystą, wykształconą jako piaskowce glaukonitowe formacji z Międzygórza (fig. 7, 8D, 9A; tab. 3). Ich miąższość jest zmienna i waha się od 2 m w Brzezinach, Bukówce i Lenarczycach do kilkunastu metrów w Międzygórzu, a nawet 30 m w rejonie Biesaka (fig. 7; Bednarczyk i in., 1970). Lokalnie piaskowce glaukonitowe spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej na zlepieńcu formacji z Kędziorki (fig. 9A). O ich późnotremadockim wieku świadczy obecność skamieniałości ramienionogów *Thysanotos siluricus* (Bednarczyk, 1964, 1971, 1981), taksonu, który zdaniem Bednarczyka (1999) należy do późnotremadockiej asocjacji *Thysanotos–Leptembolon* znanej zarówno z peryferycznych rejonów paleokontynentu Gondwany (Saksonia, Turyngia, Czechy), jak i obszaru Bałtyki (Estonia, Ural). Ponadto w piaskowcach tych udokumentowano obecność ramienionogów *Rosobolus robertinus, Celdobolus mirandus* i *Pidiobolus* cf. *minimus* (Bednarczyk, Stupnicka, 2000), które w Czechach występują w osadach dolnego flo (Mergl, 1999). Zasięg stratygraficzny formacji z Międzygórza wydaje się być zatem szerszy i prawdopodobnie obejmuje także dolny flo (por. Znosko, Chlebowski, 1976; Dzik, Pisera, 1994).

W Międzygórzu, w obrębie piaskowców glaukonitowych, występują zlepieńce tworzące pakiet o miąższości 5 m (fig. 7, 8D; Tomczyk, 1954; Turnau-Morawska, 1960), podobne pod względem litologicznym do zlepieńca formacji z Kędziorki, które według Bednarczyka i Stupnickiej (2000) są tektonicznie zaklinowane w piaskowcach formacji międzygórskiej. Bednarczyk (1981) nadał pakietowi zlepieńcowemu z Międzygórza rangę nieformalnego ogniwa z Chełma i umieścił w górnym tremadoku, natomiast Dzik i Pisera (1994) włączyli go do formacji z Międzygórza jako jej człon reprezentujący dolny flo. Pozycja stratygraficzna zlepieńca z Chełma jest wciąż niepewna, a główną przesłanką przy ustaleniu jego wieku są mikroskamieniałości Chitinozoa, pochodzące z fragmentów iłowców (nieco plastycznych), wśród których zidentyfikowano *Cyathochitina primitiva* (=*Euconochitina primitiva*), *Lagenochitina* cf. *esthonica* i *Desmochitina minor* (Chlebowski, Szaniawski, 1974). W Estonii zasięg stratygraficzny *E. primitiva* jest ograniczony do górnego tremadoku i dolnego flo (Hints, Nõlvak, 2006). Na tej podstawie przyjęto, że zlepieniec z Chełma jest młodszy od późnego tremadoku i został zdeponowany we wczesnym flo (Dzik, Pisera, 1994), a zdaniem Bednarczyka i Stupnickiej (2000) nawet później, bo pod koniec tego piętra. Należy jednak w tym miejscu nadmienić, że zespół akritarchowy zidentyfikowany w cienkich soczewek ilastych jest charakterystyczny dla pogranicza tremadoku i flo (Z. Szczepanik, inf. ustna, 2020), co zdaje się potwierdzać sugestię Dzika i Pisery (1994) o depozycji zlepieńca z Chełma na początku flo.

W SW części regionu kieleckiego, na piaskowcach glaukonitowych spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej piaskowce i mułowce ze zdeformowanymi ooidami szamozytowmi, klastami szamozytowymi i mułowcowymi (fig. 9B) oraz polewami i smugami hematytowymi, udokumentowane przez Tomczyka, Turnau-Morawską (1964) w Brzezinach i zaliczone przez nich do górnego darywilu (górnego lanwirnu). W schemacie litostratygraficznym ordowiku zaproponowanym przez Trelę (2006) zostały one wyodrębnione jako formacja Stokowej Góry (ok. 10 m miąższości) i umiejscowione w dolnym flo (fig. 7; tab. 3; Trela, 2006). Brak jest jednak informacji biostratygraficznych pozwalających jednoznacznie określić pozycję chronostratygraficzną tych utworów. Wydaje się, że położenie powyżej piaskowców glaukonitowych formacji z Międzygórza, a poniżej iłowców z graptolitami dokumentującymi piętra flo, daping i dolny darywil, jest argumentem przemawiającym za interpretacją Treli (2006). Warto zwrócić uwagę, że wnioski stratygraficzne Tomczyka, Turnau-Morawskiej (1964) są oparte na danych z otworu Brzeziny 2, który przewiercił niewielką synklinę (Znosko, 2001), dlatego w profilu dwukrotnie występuje horyzont szamozytowo-hematytowy (głęb. 0,3–17,7; 71,3–73,6 m, zob. Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Prace ziemne wykonane w 2004 r. wykazały (Trela, materiały nie-

2
Litostratygrafia



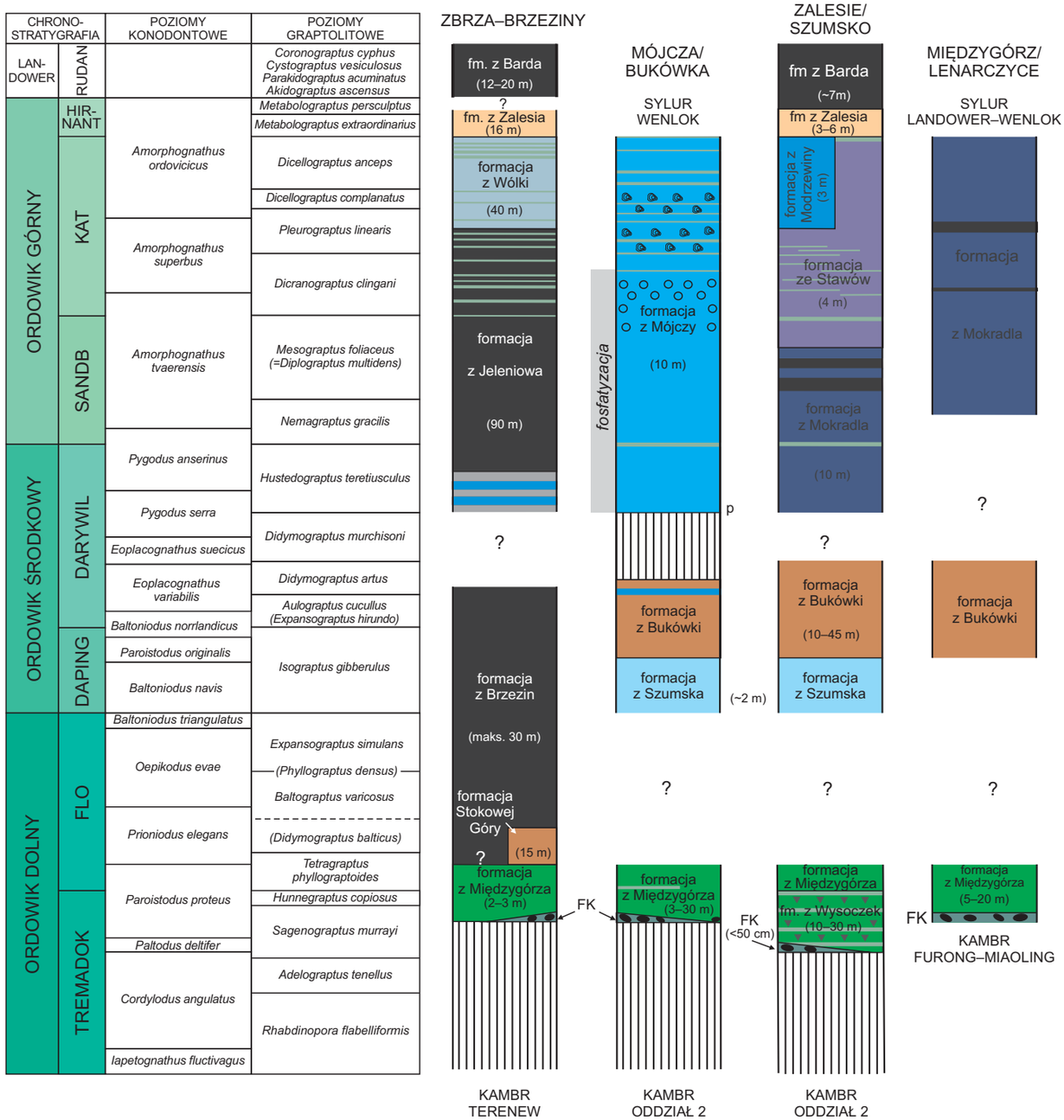


FIG. 7. Litologia i stratygrafia ordowiku w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (północna część bloku małopolskiego) (wg Bednarczyka, 1981; Dzika, Pisery, 1994; Treli, 2006; zmieniono). Objaśnienie litologii jak na figurze 2; B2/45/48 – Brzeziny 2/45/48; DŚ – dyslokacja świętokrzyska; FK – formacja z Kędziorki; K1 – Kleczanów 1; L1 – Lenarczyce PIG 1; M1 – Mokradle 1; SK2 – Szumsko Kolonia 2; Zb1/2/3 – Zbrza 1/2/3; Zn1 – Zarobiny 1;

TAB. 3. Litostratygrafa ordowiku bloku małopolskiego (na podstawie: Dzik, Pisera, 1994; Buła, 2000; Trela, 2006)

Formacja zlepieńców z Kędziorki	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zlepieniec o zwartym, a miejscami nawet rozproszonym, szkielecie ziarnowym i spoiwie piaskowcowo-glaukonitowym z domieszką węglanów i frakcji ilastej. Tworzą go dobrze obtoczone otoczaki (0,5–4 cm średnicy) piaskowców i pyłowców (arenitów kwarcowych) o spoiwie krzemionkowym i fosforanowym, a także rozproszone ziarna kwarcu o średnicy do 1,0 cm
Miąższość	kilka cm do maks. 0,4 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Lenarczyce PIG-1, głęb. 38,9–39,4 m
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	górny tremadok–?najniższy flo
Historia badań	litologia: Bednarczyk (1971); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Trela (2006)
Ekwiwalenty	horyzont zlepieńca bazalnego w spągu formacji z Rajska na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej
Formacja mułowców glaukonitowych i chalcedonitów z Wysoczek	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	cienko- i średnioławicowe piaskowce i mułowce glaukonitowe z przewarstwieniami i konkrecjami chalcedonitów
Miąższość	10,0–30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	Zalesie k. Łagowa (synklina bardziańska); hipostratotyp: Zbelutka (wąwóz Chojnów Dół), Wysoczki
Biostratygrafia	konodonty: *Paltodus deltifer*; ramienionogi: *Thysanothos siluricus*, zespół *Leptembolon–Thysanothos* w tym *Leptembolon lingulaeformis*, *Siphonobolus uralensis*, *Orbithele ceratopygarum*
Chronostratygrafia	górny tremadok–?najniższy flo
Historia badań	biostratygrafia: Górka (1969); Bednarczyk (1971); Szaniawski (1980); Holmer, Biernat (2002); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	warstwy ze Zbelutki (Bednarczyk, 1981)
Formacja piaskowców glaukonitowych z Międzygórza	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zielone i zielonoszare piaskowce glaukonitowe, średnio- i gruboziarniste, lokalnie z rozproszonymi otoczakami piaskowców lub mułowców, a także cienkimi przewarstwieniami i soczewkami zlepieńców piaszczystych. Tworzą warstwy o grubości od kilku do ponad 30 cm i ostrych erozyjnych granicach spągowych z zachowanymi niekiedy hieroglifami mechanicznymi, a także zagłębieniami w formie kanałów wypełnionymi masywnym grubszym materiałem piaszczystym lub piaszczysto-żwirowym (np. w Międzygórzu). Piaskowce na ogół masywne, chociaż obecne także warstwy z laminacją poziomą lub niskokątową, podkreśloną przez naprzemienne występowanie szarych i zielonych lamin, zbudowanych odpowiednio z ziaren kwarcu i glaukonitu. W Międzygórzu, na powierzchni stropowej pojedynczych warstw, niewielkie ripplemarki falowe oraz skamieniałości śladowe ichnorodzajów *Scolithos* i *Tigglilites* (Bednarczyk, Stupnicka, 2000)
Miąższość	2,0–10,0 m, miejscami nawet 30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Chełm w Międzygórzu k. Opatowa, stratotyp (nieczynny kamieniołom), otwór Lenarczyce PIG-1, hipostratotyp, głęb. 33,5–38,9 m
Biostratygrafia	ramienionogi: *Rosobolus robertinus, Celdobolus mirandus* i *Pidiobolus* cf. *minimus*
Chronostratygrafia	ordowik dolny: najwyższy tremadok–dolny flo
Historia badań	biostratgrafia: Bednarczyk (1964, 1971, 1981, 1999); Bednarczyk, Stupnicka (2000); litostratygrafia: Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); petrologia: Chlebowski (1971)
Ekwiwalenty	formacja piaskowców z Rajska na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej
Ogniwo zlepieńców z Chełma	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów), synklina międzygórska
Litologia	zlepieniec złożony z dobrze obtoczonych otoczaków piaskowców i pyłowców o średnicy 0,5–7 cm, fosforytów, pojedynczych fragmentów zdeformowanych plastycznie ciemnych iłowców oraz obtoczonych ziaren kwarcu o średnicy 0,2–1 cm. Materiał grubookruchowy tworzy zwarty szkielet ziarnowy, spojony piaskowcem glaukonitowym. Otoczaki piaskowców i pyłowców szare, zielonoszare i ciemnoszare, czasami otoczone obwódką glaukonitową. Pod względem petrograficznym reprezentują arenity kwarcowe o spoiwie krzemionkowym lub fosforanowym. Zlepieńce tworzą warstwy o grubości od kilku do 30 cm, czasami z poziomo ułożonymi otoczakami lub słabo zaznaczającym się uziarnieniem frakcjonalnym
Miąższość	ok. 5,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Chełm w Międzygórzu k. Opatowa
Biostratygrafia	chitinozoa: *Cyathochitina primitiva* (=*Euconochitina primitiva*), *Lagenochitina* cf. *esthonica* i *Desmochitina minor*
Chronostratygrafia	? najwyższy tremadok–flo
Historia badań	litologia: Tomczyk (1954); Turnau-Morawska (1960); stratygrafia: Chlebowski, Szaniawski (1974); Bednarczyk (1981); Bednarczyk, Stupnicka (2000)
Ekwiwalenty	brak
Formacja piaskowców i mułowców Stokowej Góry	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, SW część regionu kieleckiego (kielecka strefa fałdów)
Litologia	zielono-brunatne, cienko- i średnioławicowe piaskowce i pyłowce i mułowce z rozproszonymi ooidami żelazistymi (szamozytowymi) oraz klastami mułowców i szamozytów i smugami hematytów. Na ogół masywne, czasami ze słabo zaznaczającym się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym oraz laminacją poziomą. Obecne cienkie przewarstwienia mułowców i iłowców, a sporadycznie także cienkie przewarstwienia węglanowe
Miąższość	kilka metrów, maks. 10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	Brzeziny, ok. 15 km na południe od Kielc
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	ordowik dolny: ?dolny flo
Historia badań	stratygrafia/litologia: Tomczyk (1962); Tomczyk, Turnau-Morawska (1964) (szczegółowa charakterystyka petrograficzna wykonana przez Turnau-Morawską)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	kompleks szamozytowy (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964); formacja szamozytów z Górek (Bednarczyk, 1981)
Formacja mułowców i iłowców z Brzezin	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, SW część regionu kieleckiego (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i zielonoszare mułowce ilaste z przewarstwieniami piaskowców glaukonitowych
Miąższość	ok. 30,0 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Brzeziny 2 (głęb. 17,6–71,3 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Pseudophyllograptus densus, Expansograptus simulans, Isograptus gibberulus, E. hirundo* i *Didymograptus artus*
Chronostratygrafia	dolny–środkowy ordowik: flo–dolny darywil
Historia badań	paleontologia/stratygrafia/litologia: Tomczyk, Turnau-Morawska (1964); Bednarczyk (1971); litostratygrafia: Trela (2006)
Ekwiwalenty	formacja iłowców z glaukonitem ze Słuchowa w zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej; formacja iłowców Tanwi w strefie Biłgoraj–Narol
Formacja margli i wapieni z Szumska	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szarozielone mułowce margliste z rdzawym odcieniem oraz przewarstwieniami wapieni i dolomitów. Lokalnie dominują wapienie lub dolomity margliste
Miąższość	0,5–3,0 m

TAB. 3 cd.

Stratotyp/obszar typowy	otwór Szumsko Kolonia 2, ok. 9 km na S od Łagowa
Biostratygrafia	poziomy konodontowe: *Baltoniodus navis*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: daping
Historia badań	paleontologia/biostratygrafia: Bednarczyk, Biernat (1978); Dzik (1994); litostratygrafia: Trela (2006)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Pobroszyna w regionie łysogórskim; częściowo formacja wapieni z Kopalina w basenie bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej
Uwagi	w nieformalnym podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1964) zaliczane do warstw z Bukówki
Formacja piaskowców z Bukówki	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	jasnoszare piaskowce średnio- i drobnoziarniste z brunatnym lub zielonawym odcieniem, zbioturbowane, lokalnie z przewarstwieniami muszlowców ramienionogowych
Miąższość	od kilku do ok. 40,0 m
Stratotyp/obszar typowy	kamieniołom Bukówka w Kielcach (obecnie nieistniejący); hipostratotypy: odsłonięcie naturalne na górze Załaźnia w Mójczy i kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa
Biostratygrafia	ramienionogi: *Antigonambonites planus*, *Lycophoria nucella*, *Orthambonites calligramma*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy: dolny–środkowy darywil
Historia badań	biostratygrafia: Bednarczyk (1964, 1966, 1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedymentologia: Stachacz i in. (2018)
Ekwiwalenty	brak
Formacja wapieni z Mójczy	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szarokremowe i brunatne wapienie bioklastyczne z ooidami fosforanowymi i onkoidami żelazistymi
Miąższość	3,0–8,0 m
Stratotyp/obszar typowy	wschodni stok góry Załaźnia w Mójczy k. Kielc
Biostratygrafia	konodonty poziomów od *Pygodus serra* do *Amorphognathus ordovicicus* (*Eoplacognathus variabilis* do *Amorphognathus ordovicicus* wg Dzika i Pisery, 1994)
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil– górny kat
Historia badań	paleontologia/biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Dzik (1978, 1994a,b,c, 1999); Olempska (1994); Pisera (1994); sedymentologia i litostratygrafia: Dzik, Pisera (1994; 2005, 2006)
Ekwiwalenty	częściowo wapienie formacji z Zawiercia w strefie Zawiercie–Żarki, w zachodniej części bloku małopolskiego
Formacja dolomitów z Mokradła	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i kremowe dolomity drobnokrystaliczne, wapienie dolomityczne
Miąższość	3,0–10,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej; hipostratotyp: kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od *Pygodus serra* do *Amorphognathus ordovicicus*
Chronostratygrafia	ordowik środkowy i górny: górny darywil–kat
Historia badań	litologia: Czarnocki (1928); biostratygrafia: Bednarczyk (1971); Dzik (1994a, 1999); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Mójczy
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1981) ogniwo z Mokradła w formacji z Mójczy; w podziale litostratygraficznym Dzika i Pisery (1994) zaliczone do formacji z Mójczy
Formacja iłowców ze Stawów	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	łowce i łupki szare i czerwone z przewarstwieniami mułowców marglistych, dolomitów i K-bentonitów
Miąższość	ok. 3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku zwyczajowo nazywane Bardo Stawy k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	ordowik górny–dolny/górny kat
Historia badań	litologia: Czarnocki (1928); Kielan (1956); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1981); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedymentologia: Trela (2021); palinologia: Trela, Szczepanik (2009)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1971) oraz Dzika i Pisery (1994) część formacji z Zalesia
Formacja wapieni i dolomitów z Modrzewiny	
Występowanie	Góry Świętokrzyskie, region kielecki (kielecka strefa fałdów)
Litologia	szare i kremowe dolomity drobnokrystaliczne i wapienie dolomityczne
Miąższość	2,0–3,0 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w bezimiennym potoku w Zalesiu k. Łagowa, w synklinie bardziańskiej
Biostratygrafia	konodonty poziomu *Amorphognathus superbus*; ramienionogi *E. hirnantensis*
Chronostratygrafia	ordowik górny: górny kat, lokalnie także najniższy hirnant
Historia badań	litologia i fauna: Czarnocki (1928); Kielan (1956); Chlebowski (1971); litostratygrafia: Bednarczyk (1971, 1981); Dzik (1994a, 1999); Dzik, Pisera (1994); Trela (2006); sedymentologia: Trela (2021)
Ekwiwalenty	górna część formacji wapieni z Mójczy
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Bednarczyka (1971) oraz Dzika i Pisery (1994) część formacji z Zalesia
Formacja iłowców z Jeleniowa – opis patrz tab. 2	
Formacja mułowców z Wólki – opis patrz tab. 2	
Formacja mułowców piaszczystych i margli z Zalesia – opis patrz tab. 2	
Formacja wapieni z Zawiercia	
Występowanie	zachodnia część bloku małopolskiego – strefa Zawiercie–Żarki
Litologia	zrekrystalizowane szare i białoszare wapienie, margle i dolomity, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami iłowców
Miąższość	ok. 80 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór RK1 k. Zawiercia (głęb. 1130,2–1224,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od *Eoplacognathus variabilis* górnego darywilu do *Ozarkodina sagitta* wenloku
Chronostratygrafia	ordowik środkowy (darywil)–dolny wenlok
Historia badań	litologia i stratygrafia: Nehring-Lefeld i in. (1992); Nehring-Lefeld, Szymański (1998); litostratygrafia: Buła (2000)
Ekwiwalenty	formacja wapieni z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich

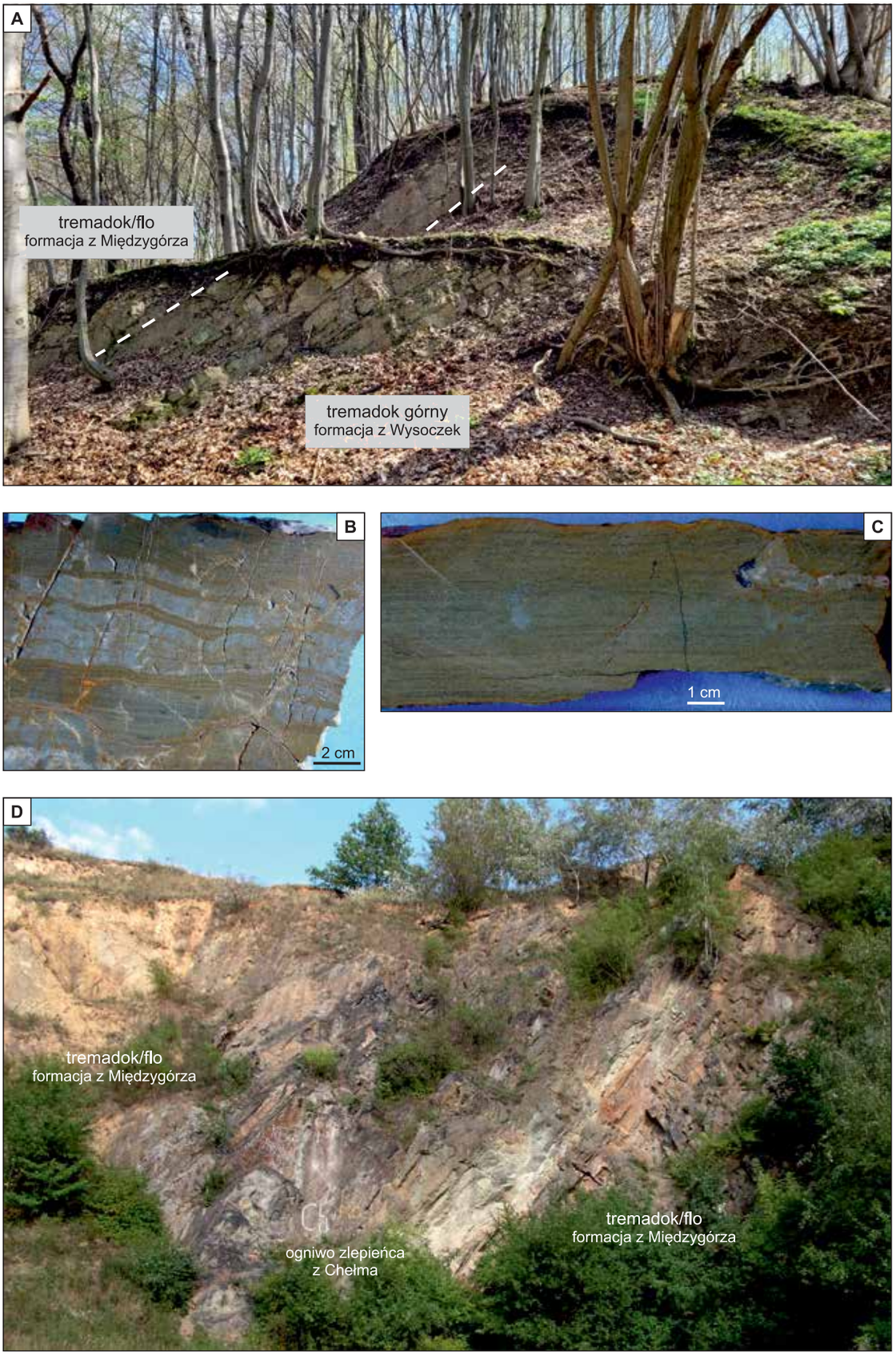


FIG. 8. Ordowik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich
A – odsłonięcie mułowców, piaskowców i chalcedonitów tremadoku górnego formacji z Wysoczek w Zalesiu k. Łagowa; fot. z 2022 r.;
B – chalcedonit z przewarstwieniami nieregularnie laminowanego piaskowca glaukonitowego formacji z Wysoczek, Kędziorka (wąwóz Chojnów Dół) k. Łagowa; fot. z 1999 r.;
C – nieregularna laminacja pozioma piaskowca glaukonitowego formacji z Wysoczek ze strukturą biogeniczną (ryciem) wypełnioną krzemionką;
D – nieczynny kamieniołom w Międzygórzu k. Opatowa z piaskowcami glaukonitowymi tremadoku górnego/najniższego flo oraz pakietem zlepieńców ogniwa z Chełma (stan w 2003 r.)

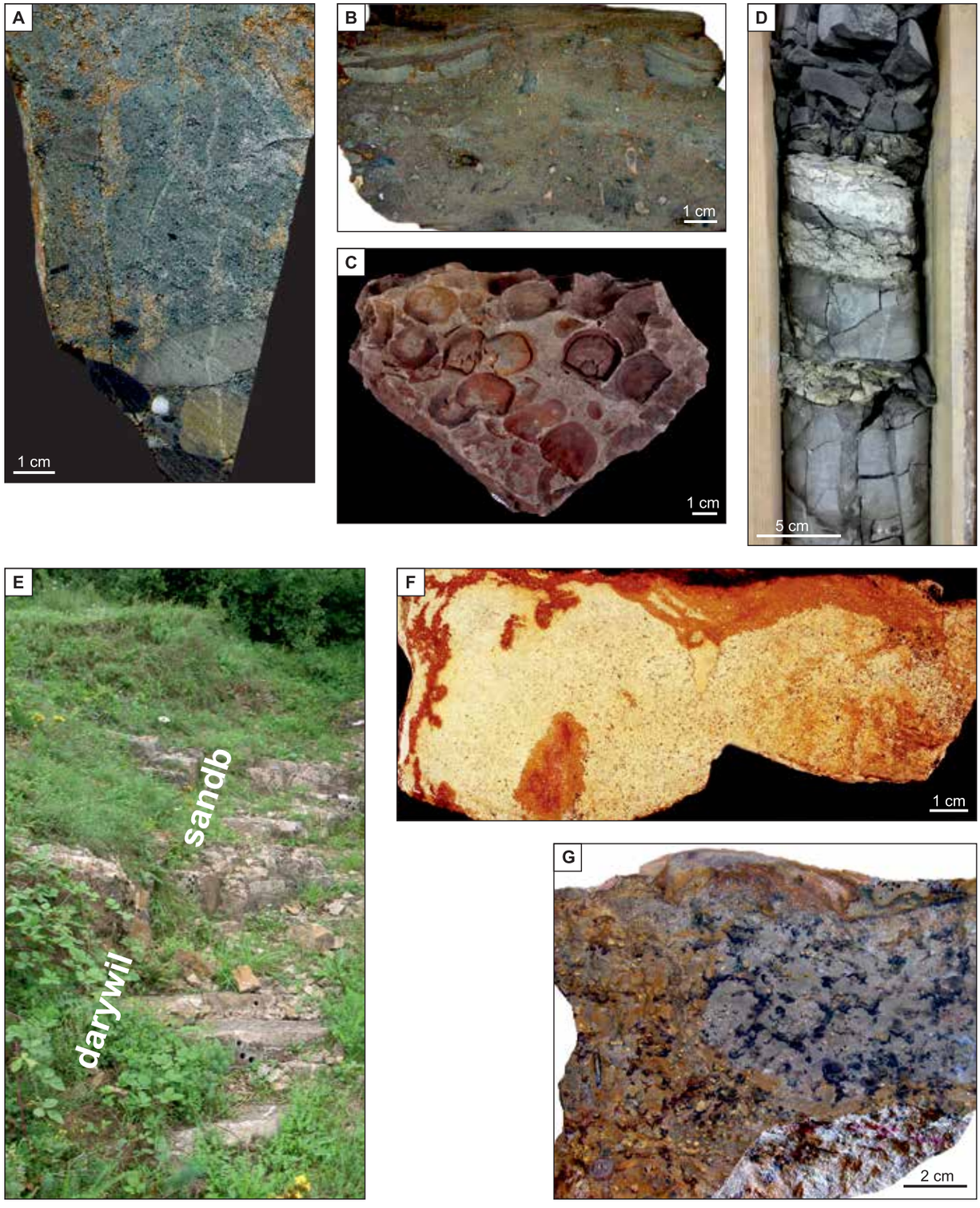


FIG. 9. Ordowik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich cd.
A – warstwa piaskowca glaukonitowego tremadoku górnego formacji z Międzygórza podścielona zlepieńcem z otoczakami piaskowców, fosforytów i dużymi ziarnami kwarcu (otwór Lenarczyce PIG 1, głęb. 38,9 m);
B – piaskowiec glaukonitowo-szamozytowy dolnego flo z rozproszonymi intraklastami piaskowców i mułowców glaukonitowych oraz szczątkami szkieletowymi, formacja Stokowej Góry, Brzeziny k. Kielc;
C – piaskowiec z *Antigonambonites planus* i *Lycophoria nucella* ordowiku środkowego formacji z Bukówki, Niestachów k. Kielc (coll. J. Czarnocki, Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska);
D – iłowce formacji z Jeleniowa ordowiku górnego z warstwami K-bentonitów (otwór Zbrza PIG 1, głęb. 83,5–83,8 m);
E – odsłonięcie wapieni ordowiku środkowego i górnego w Mójczy k. Kielc (fot. z 2005 r.), formacja z Mójczy;
F – warstwa wapienia z ooidami fosforanowymi formacji z Mójczy, kat dolny, w stropie widoczne twarde dno z drążeniem wypełnionym osadem marglistym, Mójcza k. Kielc;
G – warstwa wapienia z onkoidami formacji z Mójczy, kat środkowy, Mójcza k. Kielc

publikowane), że w jądrze tej synkliny występują iłowce z graptolitami dolnego i środkowego ordowiku (górny flo–dolny darywil), które spoczywają na piaskowcach szamozytowo-hematytowych formacji Stokowej Góry, a te na piaskowcach glaukonitowych formacji z Międzygórza (zob. Trela, 2006).

Zapis sedymentacyjny pogranicza dolnego i środkowego ordowiku w regionie kieleckim wskazuje, że plan facjalny w tym okresie był zdominowany przez dwa kontrastujące typy litologiczne, tj. iłowcowy dominujący w części SW (Brzeziny–Zbrza) oraz piaskowcowo-węglanowy w strefie Mójcza–Zalesie–Szumsko-Międzygórz (fig. 7; Trela, 2022). Był to prawdopodobnie efekt synsedymentacyjnej tektoniki uskokowej podłoża (będącej końcowym akcentem tzw. fazy sandomierskiej), która zaowocowała powstaniem w późnym flo głębszego basenu sedymentacyjnego w rejonie Brzezin. Jego wypełnieniem są szarozielone iłowce formacji z Brzezin o miąższości ok. 30 m (fig. 7; tab. 3), z graptolitami poziomów *Psedophyllograptus densus, Phyllograptus elongatus*, *Isograptus gibberulus*, *Expansograptus hirundo* i *D. artus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964), wskazującymi na obecność pięter górny flo, daping i dolny darywil. Iłowce te są z rzadka przekładane cienkimi przewarstwieniami mułowców i drobnoziarnistych piaskowców z glaukonitem. Lateralnym ekwiwalentem facjalnym iłowców z Brzezin w strefie Mójcza–Zalesie–Szumsko–Międzygórz są utwory węglanowe formacji z Szumska i piaskowce formacji z Bukówki (fig. 7; tab. 3). W strefie tej nie udokumentowano osadów górnego flo, co może mieć związek z luką stratygraficzną w profilu ordowiku tej części regionu kieleckiego, brak jednak danych biostratygraficznych, które potwierdzałyby to przypuszczenie. Wapienie, margle i mułowce węglanowe formacji z Szumska reprezentują piętro daping (Trela, 2006), a ich pozycja stratygraficzna została określona dzięki konodontom poziomu *navis* (Bednarczyk, Biernat, 1978; Dzik, 1994a). Formacja ta spoczywa na piaskowcach glaukonitowych formacji z Międzygórza, osiąga miąższość 1–3 m i jest interpretowana jako środkowoordowicki horyzont transgresywny (Trela, 2009). Jednak największe lateralne rozprzestrzenienie mają piaskowce formacji z Bukówki (tradycyjnie zwane piaskowcami ortidowymi; fig. 9C) o miąższości od kilkunastu do 50 m (Trela, 2006). Są to arenity kwarcowe, częściowo o spoiwie węglanowym, tworzące warstwy o miąższości 10–50 cm, wykazujące znaczny stopień bioturbacji z ichnotaksonami typowymi dla ichnofacji *Cruziana* i częściowo *Skolithos* (Stachacz i in., 2018). Obecne są także ławice z warstwowaniem przekątnym i laminacją poziomą oraz muszlowce złożone z fragmentów ramienionogów. Formacja z Bukówki reprezentuje wyższy daping i dolny darywil (fig. 7), a jej wiek dokumentują ramienionogi *Antigonambonites planus*, *Lycophoria nucella*, *Orthambonites calligramma* (Bednarczyk, 1971, 1981). Strop tej sukcesji wyznacza powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej z luką stratygraficzną obejmującą środkowy darywil (Trela, 2006), udokumentowana w Mójczy (Dzik, Pisera, 1994).

Podział na dwie strefy litofacjalne utrwalił się w późnym ordowiku, o czym świadczy dominacja iłowców i mułowców w rejonie Zbrza–Brzeziny (część SW), a wapieni i dolomitów w rejonie Mójczy i Międzygórza (część NW i wschodnia), ze strefą przejściową obejmującą obszar synkliny bardziańskiej i Szumska (fig. 7). Facje ilasto-mułowcowe górnego ordowiku w Zbrzy i Brzezinach, podobnie jak w regionie łysogórskim, są zdominowane przez ciemnoszare iłowce górnego darywilu, sandbu i dolnego katu formacji z Jeleniowa (ok. 50 m miąższości) oraz szaro-zielone mułowce margliste i margle górnego katu z pojedynczymi przewarstwieniami i konkrecjami węglanowymi, należące do formacji z Wólki o miąższości do 25 m (fig. 7; tab. 3; Bednarczyk, 1981; Trela, 2006, 2021). Podobnie jak w regionie łysogórskim, iłowce formacji jeleniowskiej w Zbrzy przekładane są laminami i warstwami K-bentonitów o miąższości kilku mm do kilkunastu cm (fig. 9D), sporadycznie nawet 30 cm (Trela i in., 2018).

Facje węglanowe najwyższego środkowego i górnego ordowiku są reprezentowane przez wapienie formacji z Mójczy, a w synklinie bardziańskiej i Międzygórzu – dolomity formacji z Mokradla (fig. 7, 9E; tab. 3), które charakteryzują się niewielką miąższością (ok. 10 m) i znaczną kondensacją stratygraficzną (Dzik, 1994a, Dzik, Pisera, 1994). Wapienie formacji mójczańskiej należą do greinstonów i greinstono-pakstonów bioklastycznych z ooidami fosforanowymi (górny darywil–sandb), które są zastąpione przez wakstony i pakstony bioklastyczne i onkoidowe (kat; fig. 9F, G; Trela, 2005). Ich skład ziarnowy jest typowy dla środowisk chłodnowodnych, a składniki allochemiczne i terygeniczne greinstonów i pakstonów są często otoczone obwódkami fosforanowymi (Dzik, Pisera, 1994, Trela, 2005). Rodzaj zachowanych szczątków organicznych i składników nieszkieletowych w dolomitach formacji z Mokradla pozwala przypuszczać, że powstały one w rezultacie dolomityzacji wapieni z Mójczy. Zasięg stratygraficzny formacji mójczańskiej i formacji z Mokradla, ustalony na podstawie fauny konodontowej, rozciąga się od górnego darywilu po górny kat (fig. 7; Trela, 2006; zob. pogląd Dzika, Pisery, 1994).

W synklinie bardziańskiej powyżej dolomitów z Mokradla występują szare i pstre (zielonobrunatne) iłowce z cienkimi przewarstwieniami margli, dolomitów marglistych i mułowców oraz K-bentonitów (fig. 10A; tab. 3; Chlebowski, 1971; Trela, 2021), tworzące formację ze Stawów, o miąższości ok. 3 m (Trela, 2006, 2021). Są to osady górnego sandbu i dolnego katu, w których udokumentowano bogaty zespół mikroflory akritarchowej, złożony z *Baltisphaeridium*, *Polygonium*, *Exculibranchium*, *Ordovicidium, Orthosphaeridium*, *Peteinosphaeridium*, *Multiplicisphaeridium* oraz *Veryhachium* (Trela, Szczepanik, 2009). Środkowa i górna część piętra kat jest zdominowana przez wapienie i dolomity formacji z Modrzewiny, tworzące pakiet o miąższości ok. 2,5 m (fig. 7; tab. 3; Trela, 2006). Wapienie (lokalnie zdolomityzowane) reprezentują typ wakstonów i pakstonów z licznymi szczątkami szkarłupni (fig. 10B), którym towarzyszą fragmenty szkieletów ramienionogów i trylobitów, a także niewielkie intraklasty węglanowe (Trela, 2021). Pozycję stratygraficzną tego pakietu ustalono dzięki konodontom poziomu *Amorphognathus superbus* (Dzik, 1994a), chociaż należy zwrócić uwagę na obecność ramienionogów *Eostropheodonta hirnantensis* udokumentowanych przez Bednarczyka (1971) wskazujących, że lokalnie formacja z Modrzewiny może obejmować także część piętra hirnant.

W większości profili regionu kieleckiego piętro hirnant jest reprezentowane przez mułowce i iłowce margliste oraz mułowce piaszczyste z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych – wak kwarcowych (fig. 10C,C1,D,E), które tworzą formację z Zalesia (Trela, 2006, 2021, 2022; tab. 2, 3). Typowe profile hirnantu kieleckiego występują w synklinie bardziańskiej (Zalesie, Bardo Stawy, otwory: Mokradle 1, Zalesie 1), otworze Szumsko Kolonia 2 oraz Zbrzy (fig. 7; Kielan, 1959; Temple, 1965; Bednarczyk, 1971, 1981; Chlebowski, 1971; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Trela, 2006, 2021; Trela, Szczepanik, 2009). Pozycję stratygraficzną formacji zaleskiej ustalono na podstawie trylobitów *Mucronaspis mucronata* (fig. 10C1; Kielan, 1959; Bednarczyk, 1971) oraz ramienionogów reprezentujących tzw. „faunę Hirnantia" (Temple, 1965). Na uwagę zasługuje zespół akritarchowy zidentyfikowany w mułowcach tej jednostki litostratygraficznej, w którym dominującym taksonem jest *Veryhachium* współwystępujący z redeponowanymi palinomorfami kambryjskimi oraz typowym dla pery-Gondwany środkowoordowickim taksonem *Frankea* (Kremer, 2001; Masiak i in, 2003; Trela, Szczepanik, 2009; Stempień-Sałek, 2011). W osadach tej formacji udokumentowano niedawno skamieniałości najstarszych roślin lądowych z grupy polisporangiofitów (Salamon i in., 2018).

2.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki

Skały ordowiku stwierdzono przy SW krawędzi bloku małopolskiego – w rejonie Zawiercia i Żarek – w kilkunastu otworach wiertniczych zlokalizowanych w sąsiedztwie strefy uskokowej Kraków-Lubliniec (fig. 11; Buła, 2000). Rozpoznano w nich silnie zrekrystalizowane szare i białoszare wapienie (sparytowe) środkowego i górnego ordowiku, podścielone warstwą zlepieńca glaukonitowego o miąższości ok. 1 m, który spoczywa niezgodnie na osadach klastycznych ediakaru (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Buła, 2000). Wapienie te są częścią formacji z Zawiercia, która obejmuje także skały węglanowe syluru, po dolny wenlok włącznie (fig. 11; tab. 3; Buła, 2000). Poza wapieniami sparytowymi, profil węglanów ordowickich w tym rejonie uzupełniają wapienie margliste, margle, dolomity oraz cienkie przewarstwienia i laminy iłowców/mułowców marglistych. W niezmienionych częściach profili węglanowych zachowały się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych (Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Całkowita miąższość tej formacji nie przekracza 94 m, a badania fauny konodontowej wskazują, że jej ordowicka część obejmuje interwał stratygraficzny od poziomu *Eoplacognathus variabilis* darywilu po *Amorphognatus ordovicicus* górnego katu i (?) hirnantu (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Formacja z Zawiercia kontaktuje w stropie z sylurskimi łupkami i mułowcami reprezentującymi wenlok i ludlow, poza otworem 47-Ż, gdzie przykrywają ją osady triasu dolnego, chociaż w kilku otworach wiertniczych kontakt z utworami nadległymi ma charakter tektoniczny (zob. Nehring-Lefeld, Szymański, 1998).

2.4.3. Niecka Nidziańska i Podkarpacie

Ordowik w południowej części bloku małopolskiego został rozpoznany w 20 otworach wiertniczych, zlokalizowanych na obszarze Niecki Nidziańskiej i Podkarpacia (fig. 11). Skały tego systemu spoczywają niezgodnie na klastycznej sukcesji ediakaru, a poniżej osadów syluru oraz dewonu lub karbonu, miejscami bezpośrednio pod mezozoiczną, a nawet mioceńską pokrywą (Buła, Habryn, 2011; i literatura tam cytowana). Kontakt z utworami dewonu i karbonu oraz pokrywą mezozoiczno-kenozoiczną ma charakter niezgodności kątowej. Miąższość ordowiku na tym obszarze wykazuje znaczne

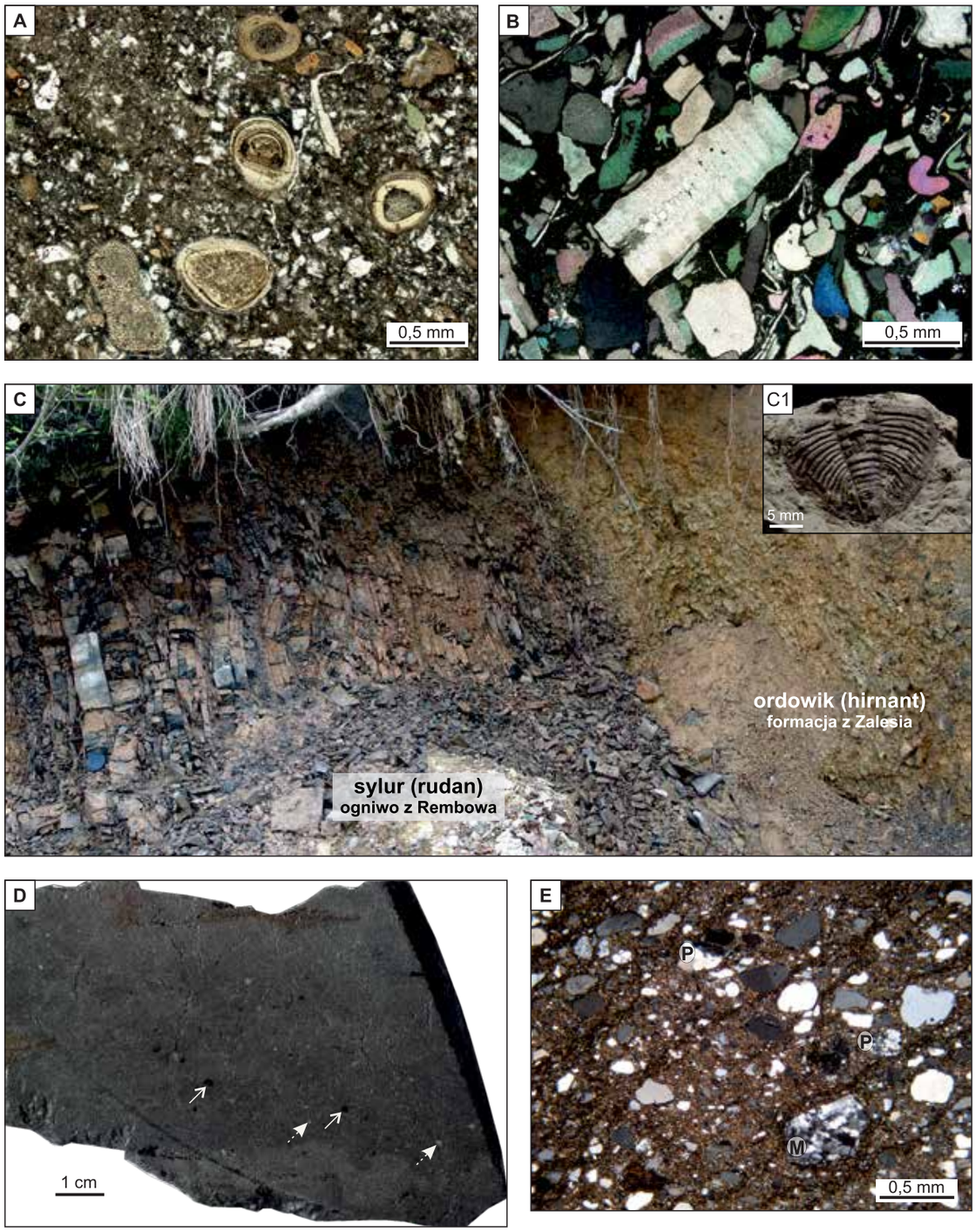
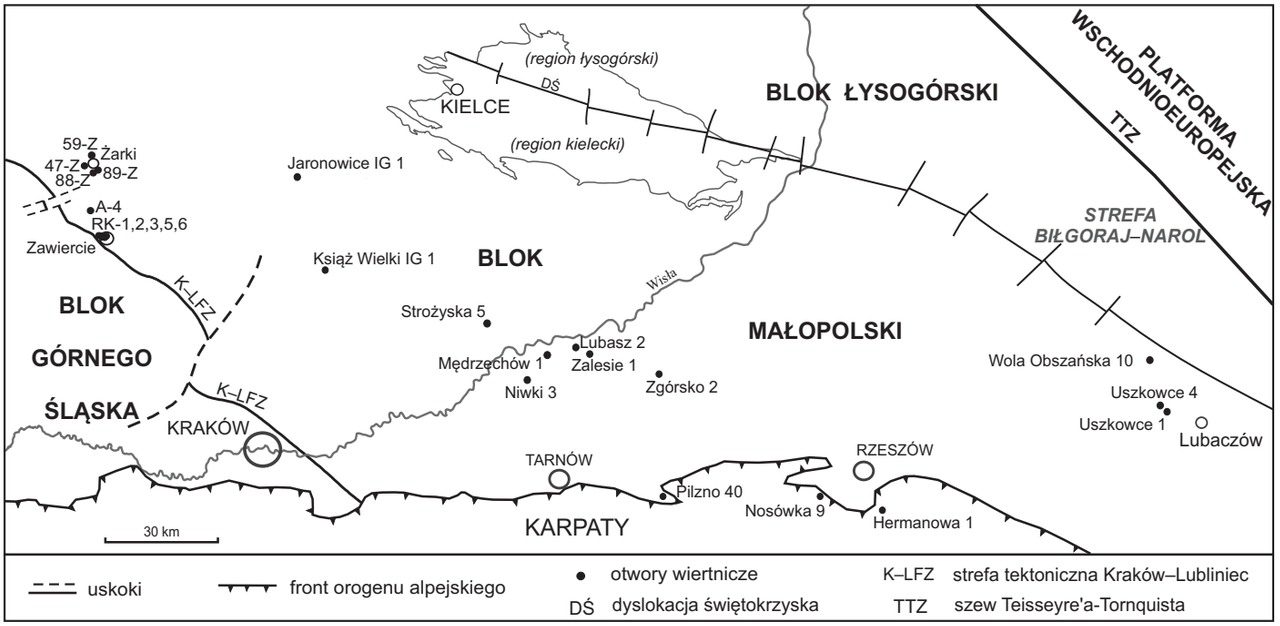


FIG. 10. Ordowik w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich cd.
A – mułowiec marglisty z ooidami fosforanowymi dolnego katu, formacja ze Stawów (otwór Szumsko Kolonia 2, głęb. 32,1 m); **B** – wapień (pakston) krynoidowy środkowego/górnego katu, formacja z Modrzewiny (otwór Mokradle 1, głęb. 180,0–181,2 m); **C** – odsłonięcie granicy ordowik/sylur w Bardo Stawach k. Łagowa (fot. z 2006 r.); widoczne mułowce hirnantu formacji z Zalesia oraz czarne radiolaryty rudanu ogniwa z Rembowa formacji z Barda, C1 – trylobit *Mucronaspis mucronata*, Zalesie k. Łagowa, hirnant (coll. Z. Kielan, Muzeum Geologiczne PIG-PIB Warszawa, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska); **D** – mułowiec piaszczysty hirnantu z rozproszonymi małymi klastami iłowców (strzałka ciągła) i ziarnami kwarcu (strzałka przerywana), formacja z Zalesia (otwór Szumsko Kolonia 2, głęb. 24,2–26,6 m); **E** – obraz mikroskopowy mułowca piaszczystego (waki kwarcowej z fot. D) z rozproszonymi ziarnami kwarcu oraz drobnymi otoczakami skał magmowych (P) i metamorficznych (M)

wahania, od kilkudziesięciu metrów do ponad 300 m w otworze Hermanowa 1 (Maksym i in., 2003). Najstarszymi utworami tego systemu są szare drobnoziarniste piaskowce, miejscami z lekkim odcieniem zielonawym, przekładane cienkimi przewarstwieniami ciemnych mułowców i iłowców, zaliczone do dolnego tremadoku na podstawie obecności fragmentów graptolitów *Rhabdinopora flabelliformis polonica* (Tomczyk, 1962). Piaskowce te są znane tylko z otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4, zlokalizowanych we wschodniej części bloku małopolskiego, na NW od Lubaczowa (fig. 11). Skąpe dane biostratygraficzne i ogólne wykształcenie litologiczne przemawiają za ich korelacją z piaskowcami i iłowcami dolnego tremadoku formacji z Biłgoraja z rejonu Biłgoraj–Narol, formacji z Krzyży na Podlasiu oraz formacji z Sępopola w bałtyckim segmencie platformy wschodnioeuropejskiej. Należy zwrócić uwagę, że zarówno Moryc (1961), jak i Tomczyk (1962), wzmiankowali o domieszce glaukonitu w piaskowcach ordowickich otworów Uszkowce 1 i Uszkowce 4, natomiast w opisie ich profili w bazie CBDG minerał ten pojawia się tylko w tym drugim otworze, a fragmenty graptolitów w spągu pierwszego (Tomczyk, 1962). Nie można zatem wykluczyć, że w otworach Uszkowce 1 i Uszkowce 4 występują piaskowce różnych poziomów tremadoku.

Profil ordowiku w otworach wiertniczych: Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1, Nosówka 9, Hermanowa 1 i Wola Obszańska 10 rozpoczynają zielone i zielonoszare piaskowce kwarcowe ze zmienną zawartością glaukonitu, przeważnie średnio- i gruboziarniste (fig. 11). Na ogół są one masywne, chociaż niektóre partie wykazują obecność laminacji poziomej, niskokątowego warstwowania przekątnego i normalnego uziarnienia frakcjonalnego. W tle skalnym występują niekiedy rozproszone otoczaki piaskowców (w tym fosforanowych) lub mułowców, które czasami tworzą cienkie warstwy i soczewki zlepieńców piaszczystych. Glaukonit występuje w postaci ziaren detrytycznych o średnicy na ogół nie większej niż 0,5 mm (sporadycznie 1,5 mm), lokalnie tworzy także spoiwo kwarcowego szkieletu ziarnowego. Piaskowce te zaliczono do górnego tremadoku i najniższego flo (Jurkiewicz, 1976, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Maksym i in., 2003) przez analogię z podobnie wykształconymi piaskowcami z regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich.

Dostępne dane biostratygraficzne pozwalają przypuszczać, że powyżej piaskowców z glaukonitem, a zalegającymi na nich młodszymi osadami, występuje luka stratygraficzna, która obejmuje środkowy ordowik, a lokalnie nawet górny flo i niższy sandb (fig. 11; Tomczyk, 1962; Kwiatkowski i in., 1966; Jurkiewicz, 1991; Maksym



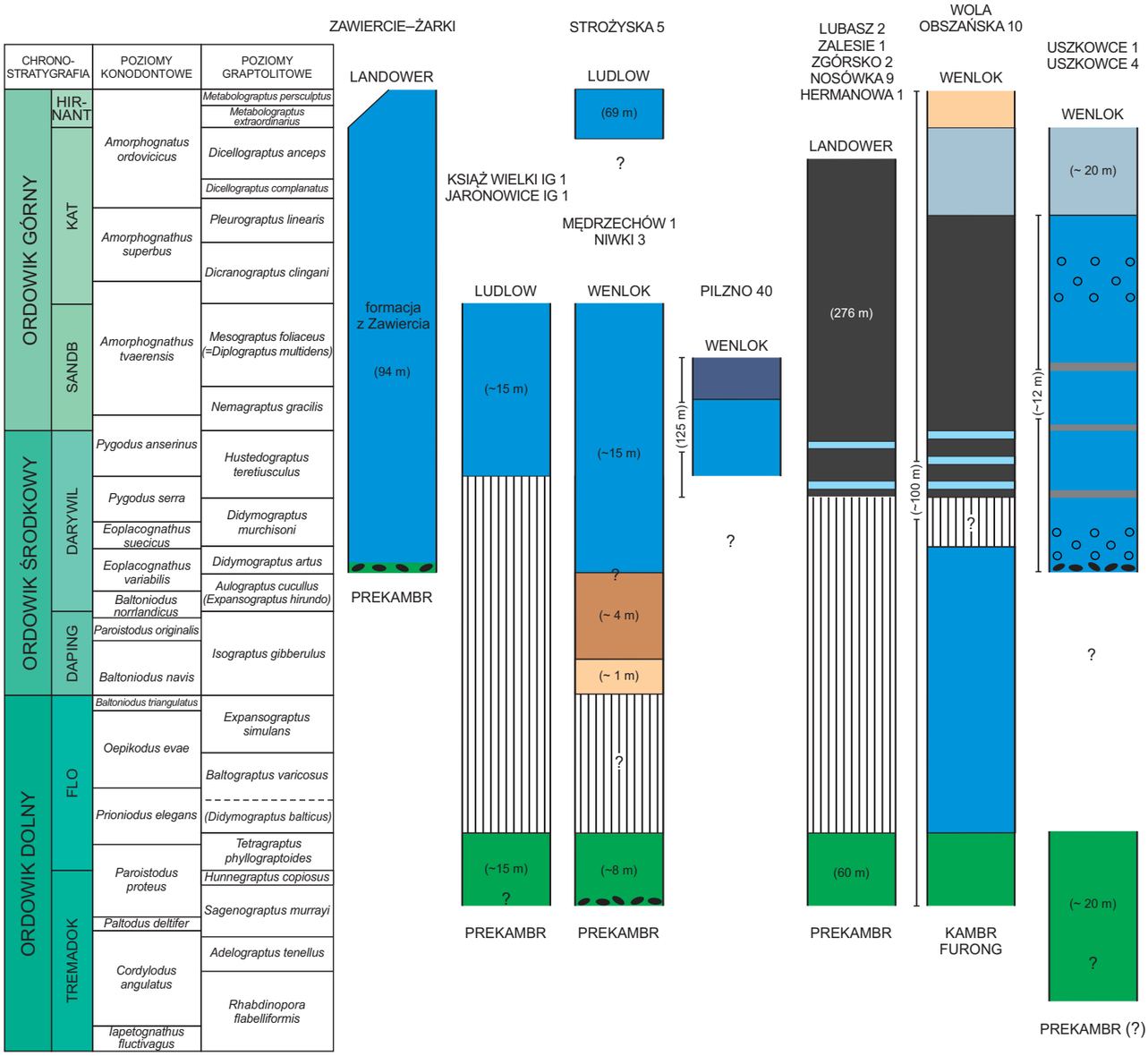


FIG. 11. Korelacja ordowiku w otworach wiertniczych zachodniej, południowej i wschodniej części bloku małopolskiego (profile litologiczne i stratygrafia wg Tomczyka, 1962; Kwiatkowskiego i in., 1966; Bednarczyka i in., 1968; Jurkiewicza, 1976, 1991; Moryca, Nehring-Lefeld, 1997; Buły, 2000; Kowalskiej i in., 2000; Maksyma i in., 2003). Objaśnienia litologii jak na figurze 2

i in., 2003). W otworach Mędrzechów 1, Wola Obszańska 10 oraz Uszkowce 1 i 4 jej zakres może być mniejszy, gdyż obecne w nich mułowce piaszczyste i wapienie zostały zaliczone do środkowego ordowiku (fig. 11; Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). Na szczególną uwagę zasługuje przejście od piaskowców z glaukonitem do leżącego wyżej skondensowanego pakietu węglanowego w otworach wiertniczych Mędrzechów 1 i Uszkowce 4 (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). W otworze Mędrzechów 1 piaskowce glaukonitowe są stopniowo zastąpione przez pakiet mułowcowo-ilasto-piaskowcowy, w którym Tomczyk (1962) stwierdził obecność graptolitów *Didymograptus* sp. i *Isograptus gibberulus*, dokumentujących dolną część piętra daping (fig. 11), który częściowo odpowiada formacji z Brzezin w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Facja mułowcowa środkowego ordowiku miała prawdopodobnie szerszy zasięg, o czym świadczy obecność zielonych i zielonoszarych iłowców marglistych podścielających kompleks węglanowy pogranicza środkowego i górnego ordowiku w otworze Pilzno 40 (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997). W otworze Mędrzechów 1 na mułowcach dolnego dapingu spoczywają piaskowce wapniste (ok. 4 m) z ramienionogami „*Orthis*" sp. i *Leptaena sericea* cf. *restricta* (Tomczyk, 1962), które można korelować ze świętokrzyską formacją z Bukówki. Ponad kompleksem piaskowcowym występują wapienie margliste (typu wakstonów i madstonów) i gruzłowe (zrostkowe wg Tomczyka, 1962) z cienkimi przewarstwieniami margli i mułowców marglistych, początkowo z rozproszonym glaukonitem, a wyżej szarobeżowe wapienie bioklastyczne typu greinstonów i pakstonów z fragmentami szkieletów ramienionogów, trylobitów, szkarłupni, małży oraz z ooidami fosforanowo-żelazistmi (fig. 11). W otworze Mędrzechów 1 spąg pakietu węglanowego mieści się prawdopodobnie w górnym, a może nawet środkowym darywilu, podobnie jak spąg formacji z Mójczy w regionie kieleckim, czy formacji z Zawiercia w zachodniej części bloku małopolskiego. Trudno natomiast wskazać górny zasięg utworów węglanowych w tym otworze, ze względu na brak rdzeniowania na granicy z sylurem oraz zaburzenia tektoniczne (Tomczyk, 1962). Bardziej kompletny pakiet węglanowy pogranicza środkowego i górnego ordowiku, złożony z szarozielonych i pstrych wapieni gruzłowych oraz dolomitów z cienkimi przewarstwieniami mułowców, występuje w otworze Pilzno 40 (fig. 11), położonym w południowej części bloku małopolskiego (fig. 11; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997). Wiek tych osadów został precyzyjnie ustalony na podstawie fauny konodontowej, wskazującej na obecność w tym otworze osadów górnego darywilu i dolnego sandbu. Prawdopodobnie ten sam interwał stratygraficzny reprezentują ordowickie wapienie i dolomity (ok. 14 m) w otworze Książ Wielki IG 1 (fig. 11; Jurkiewicz, 1991), o czym może świadczyć fauna konodontowa w dolnej części pakietu węglanowego, zwłaszcza takson *Scabbardella altipes* wskazujący na pogranicze darywilu i sandbu (Dzik, 1989). Młodsze osady sukcesji węglanowej ordowiku udokumentowane zostały w otworze Strożyska 5 (fig. 11), zlokalizowanym między Książem Wielkim a Mędrzechowem, w którym występują wapienie margliste (ok. 70 m) hirnantu z ramienionogami *Eostropheodonta hirnantensis* (Bednarczyk i in., 1968).

Nieco odmiennie przestawia się kwestia zasięgu stratygraficznego pakietu węglanowego we wschodniej części bloku małopolskiego. W otworze Wola Obszańska 10 spąg tworzących go osadów spoczywa na rozmytej powierzchni piaskowców glaukonitowych, impregnowanej związkami żelaza (fig. 11; Kowalska i in., 2000), natomiast w otworze Uszkowce 4 jest podścielony cienką warstwą zlepieńca z otoczakami piaskowców (fig. 11; Tomczyk, 1962). Pod względem litologiczno-facjalnym pakiet węglanowy występujący w tych otworach jest początkowo złożony z wapieni marglistych typu wakstonów oraz margli, które ku górze zastępowane są przez pakstony i greinstony z fragmentami ramienionogów, trylobitów, szkarłupni, małżoraczków oraz towarzyszących im licznych ooidów żelazistych (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000). W stropie kontaktuje on z różnymi piętrami sukcesji mułowcowej środkowego i górnego ordowiku, w otworze Wola Obszańska 10 z górnym darywilem (Kowalska i in., 2000), a w otworach Uszkowce 1 i Uszkowce 4 ze środkowym/górnym katem (zob. Tomczyk, 1962). Na tej podstawie można przypuszczać, że w otworze Wola Obszańska 10 pakiet węglanowy (o miąższości kilku metrów) obejmuje daping i dolny (?środkowy) darywil (fig. 11), podobnie jak w strefie Biłgoraj–Narol i regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Natomiast w Uszkowcach zasięg tego pakietu (maks. 14 m) jest szerszy, gdyż obejmuje także sandb i dolny kat (fig. 11; zob. Tomczyk, 1962), dlatego może być stratygraficznym ekwiwalentem formacji mójczańskiej z regionu kieleckiego. Przy obecnym stanie rozpoznania biostratygraficznego nie można jednoznacznie rozstrzygnąć kwestii dolnego zasięgu pakietu węglanowego w otworach wschodniej części bloku małopolskiego, dlatego nie jest wykluczone, że w najniższej części reprezentuje on także górną część piętra flo, podobnie jak w pobliskim otworze Narol PIG 1 (Modliński, 2015).

Architektura facjalna górnego ordowiku w centralnej i wschodniej części bloku małopolskiego, między Wisłą, Rzeszowem i Lubaczowem, jest zdominowana przez mułowce i iłowce tworzące sukcesję o miąższości przekraczającej 270 m, reprezentującą interwał od górnego darywilu po hirnant (fig. 11). W otworach Lubasz 2, Zalesie 1, Zgórsko 2 i Hermanowa 1 sukcesja ta spoczywa na dolnoordowickich piaskowcach z glaukonitem (fig. 11), a kontakt między nimi ma charakter niezgodności erozyjnej z luką stratygraficzną obejmującą prawdopodobnie daping (może nawet część piętra flo) oraz dolny i środkowy darywil (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Maksym i in., 2003). W otworze Wola Obszańska 10 poniżej sukcesji mułowcowej występują wspomniane wcześniej wapienie środkowego ordowiku (Kowalska i in., 2000), co przemawia za stratygraficznie kompletnym profilem, chociaż nie można wykluczyć między nimi niewielkiej luki. Podstawową litofacją sukcesji mułowcowej są ciemnoszare i szare iłowce i mułowce ilaste, które w górnym darywilu są przewarstwiane cienkimi wapieniami marglistymi, natomiast w sandbie i dolnym kacie tworzą monotonną litologicznie sukcesję urozmaiconą przewarstwieniami K-bentonitów. W górnym kacie mułowce (ok. 20 m) te są bardziej margliste, zielonoszare lub brunatnoszare, miejscami nawet piaszczyste (fig. 11), które lokalnie (otwór wiertniczy Uszkowce 4) spoczywają z luką stratygraficzną wprost na skondensowanej warstwie wapieni, prawdopodobnie środkowego, a być może też górnego ordowiku (fig. 11; zob. Tomczyk, 1962). O pozycji chronostratygraficznej mułowców górnego katu zdecydowała obecność trylobitów rodzaju *Tretapsis* oraz graptolitów *Orthograptus truncatus* cf. *pauperatus* i *Dicellograptus complanatus* (Tomczyk, 1962).

Osady hirnantu facji klastycznej w SE części bloku małopolskiego udokumentowano dotychczas w otworze Wola Obszańska 10 (fig. 11). Są to mułowce cechujące się zaburzoną strukturą z licznymi klastami iłowców, margli i wapieni oraz rozproszonymi dużymi ziarnami kwarcu (Kowalska i in., 2000). Zdaniem Porębskiego i in. (2019) są to diamiktyty związane z oddziaływaniem gór lodowych, które były odpowiedzialne za deformację i resedymentację osadów na szelfie Bałtyki. O ich hirnanckim wieku świadczy obecność ramienionogów *Eostropheodonta* aff. *hirnantensis* (zob. Kowalska i in., 2000).

2.5. BLOK GÓRNOŚLĄSKI

Osady ordowiku na obszarze bloku górnośląskiego zostały udokumentowane w otworach wiertniczych 24 WB, 43 WB, 45 WB i BN 152, zlokalizowanych w jego północnej części (fig. 12). W otworze BM 152 występuje stratotyp formacji z Bibieli, którą tworzą zielonoszare i ciemnoszare iłowce oraz łupki krzemionkowe z przewarstwieniami piaskowców i dolomitów o grubości 10–15 cm (tab. 4; Buła, 2000; Buła i in., 2015). Wykonane ostatnio wiercenie Bibiela PIG 1 (fig. 12) dostarczyło nowych danych dotyczących wykształcenia facjalnego, zasięgu stratygraficznego, petrologii i tektoniki formacji z Bibieli (Habryn i in., 2023; Jachowicz-Zdanowska, 2023; Krzemińska, 2023; Krzemiński, 2023; Pacześna, 2023; Żaba, Salwa, 2023), które są podstawą do rewizji litostratygarficznej

TAB. 4. Litostratygrafia ordowiku bloku górnośląskiego (na podstawie: Buła, 2000; Habryn i in., 2023)

Formacja z Bibieli	
Występowanie	blok górnośląski
Litologia	ciemnoszare, czarne i zielone iłowce i łupki ilasto-krzemionkowe, miejscami dolomityczne z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, lokalnie także dolomitów. Charakterystycznym litotypem tej formacji są zlepieńce śródformacyjne i brekcje sedymentacyjne. Iłowce wykazują poziomą laminację o charakterze „warwowym" złożoną z naprzemiennych zielonych i ciemnoszarych lamin
Miąższość	420 m w otworze Bibiela PIG 1
Stratotyp/obszar typowy	otwór BM-152 (głęb. 284,6–375,6 m)
Biostratygrafia	konodonty: *Drepanodus* sp., *Panderodus* cf. *gracilis*, *Baltoniodus* cf. *prevariabilis*; ramienionogi *Paterula portlocki* oraz mikroflora akritarchowa
Chronostratygrafia	ordowik dolny–górny (tremadok–sandb) wg danych akritarchowych z otworu Bibiela PIG 1
Historia badań	litostratygrafia i sedymentologia: Piekarski i in. (1985); Buła (2000); Habryn i in. (2023); Pacześna (2023); biostratygrafia: Gładysz i in., (1990); Siewniak-Madej (1994); Jachowicz (2005); Jachowicz-Zdanowska (2023)
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	jednostka litostratygraficzna wymagająca rewizji uwzględniającej dane z otworu Bibiela PIG 1

formacji z Bibieli. W tym otworze została przewiercona ponad 420-metrowa sukcesja iłowcowo-mułowcowa obejmująca dolny, środkowy i częściowo górny ordowik, która charakteryzuje się znacznym zaangażowaniem tektonicznym wynikającym z obecności stref uskokowych i towarzyszących im brekcji (Habryn i in., 2023; Żaba, Salwa, 2023). Jej dolną granicę przyjęto na głębokości 710,95 m w spągu pakietu skał magmowych, który od wyżej leżących iłowców i mułowców rozdziela brekcja tektoniczna, podobnie jak od występujących niżej skał ediakaru (Habryn i in., 2023). Natomiast w stropie iłowce ordowiku kontaktują z podobnie wykształconymi utworami dolnego dewonu bez zmiany wartości kąta upadu.

Ordowik dolny formacji z Bibieli to szare, szarozielone i czarne iłowce z przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych, cienkimi warstwami margli dolomitycznych oraz pojedynczymi kilkucentymentrowymi przewarstwieniami tufitów (fig. 12; Habryn i in., 2023; Krzemińska, 2023). W niższej partii tego interwału dominują ciemnoszare iłowce, miejscami z większym udziałem przewarstwień piaskowcowych, natomiast iłowce w części stropowej są bardziej zielone i wykazują charakterystyczną laminację poziomą (typu „warwowego") złożoną z naprzemiennych zielonych i ciemnoszarych lamin (fig. 12). Charakterystyczną litofacją tej pozornie monotonnej sukcesji są zlepieńce śródformacyjne, a w jej dolnej części także

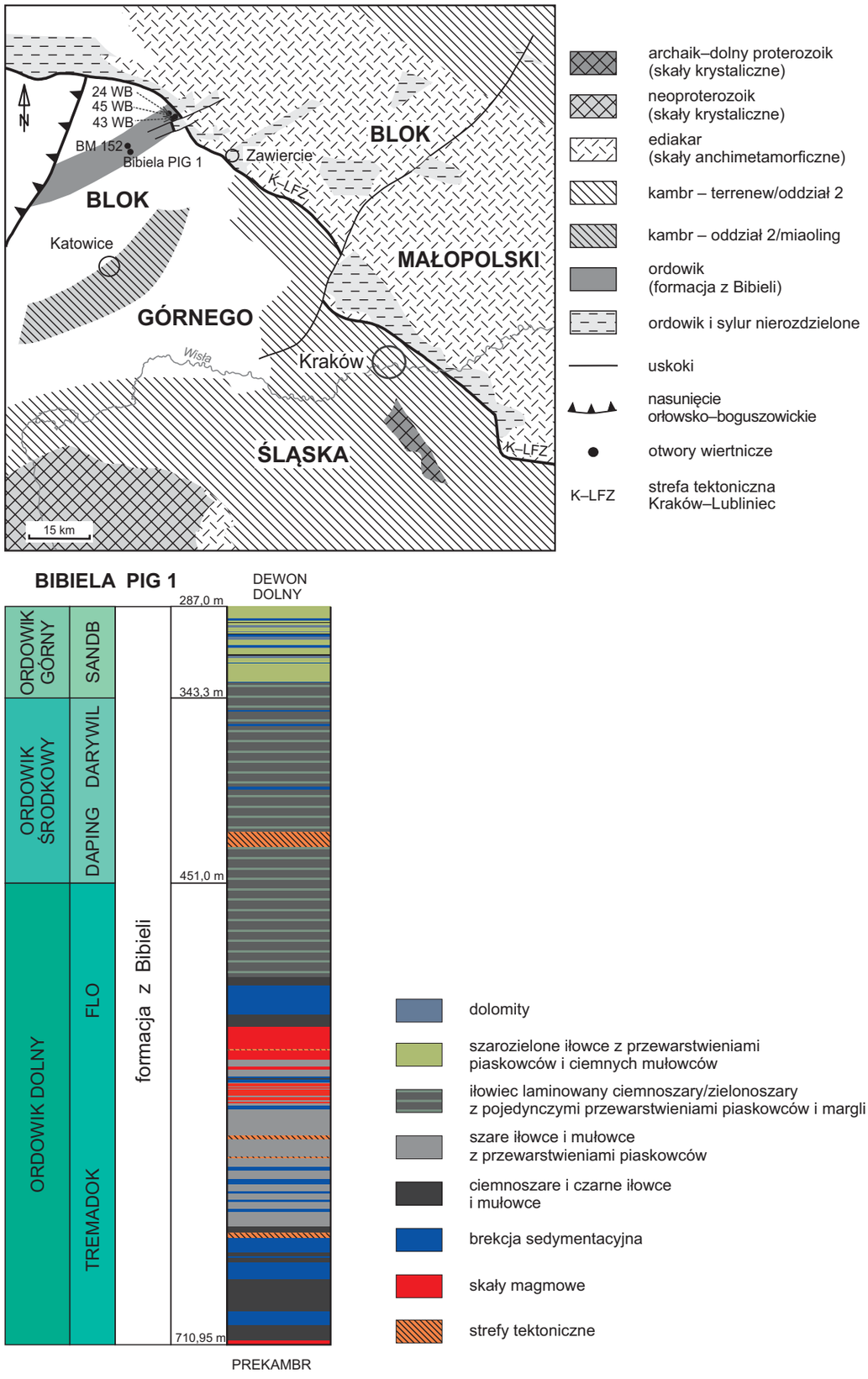


FIG. 12. Lokalizacja otworów wiertniczych z osadami ordowiku występującymi na bloku górnośląskim oraz profil litologiczny ordowiku w otworze Bibiela PIG 1 (mapa odkryta dolnego paleozoiku i prekambru wg Buły, 2000; Buły i in., 2015)

brekcje sedymentacyjne złożone z fragmentów szarych i szarozielonych iłowców oraz piaskowców (fig. 12). Skały te są poprzecinane intruzjami skał magmowych. Przewarstwienia piaskowcowe wykazują zmienną miąższość od kilku do nawet 30 cm oraz obecność laminacji poziomej, warstwowania przekątnego i riplemarkowego, a także pojedynczych pionowych jamek mieszkalnych organizmów (Pacześna, 2023).

Ordowik środkowy i górny formacji z Bibieli wykazuje podobne wykształcenie litologiczne do jej dolnej części, z tą różnicą, że zlepieńce i brekcje sedymentacyjne są tu rzadziej reprezentowane, i przeważnie występują w interwale środkowoordowickim (fig. 12). Iłowce tej części ordowiku z Bibieli są na ogół poziomo laminowane i wykazują charakterystyczny, warwowy układ zielonych i ciemnoszarych lamin, które lokalnie są zaburzone przez uskoki synsedymentacyjne i bioturbacje (Pacześna, 2023). Miejscami są to ciemnoszare, szare smugi w szarozielonym iłowcu. W górnej części profilu wzrasta frekwencja przewarstwień węglanowych, reprezentowanych przez margle dolomityczne i dolomity o grubości nawet 50 cm. Miąższość środkowego i górnego ordowiku w otworze Bibiela PIG 1 nie przekracza 160 m (Habryn i in., 2023).

Inwentarz paleontologiczny stwierdzony w osadach formacji Bibieli – obejmujący konodonty, nieliczne ramienionogi i bogatą mikroflorę akritarchową – wskazuje, że mieści się ona w interwale stratygraficznym obejmującym piętra tremadok, flo, daping, darywil i sandb (tab. 4; Buła, 2000; Jachowicz, 2005; Buła i in., 2015; Jachowicz-Zdanowska, 2023). Na uwagę zwraca obecność perygondwańskiego rodzaju *Frankea* w mieszanym – bałtycko-medyterańskim – zespole mikroflory akritarchowej lanwirnu i karadoku (Jachowicz, 2005).

2.6. SUDETY

Ordowik w Sudetach jest reprezentowany przez sekwencje wulkaniczno-osadowe w różnym stopniu zmetamorfizowane, występujące w Górach Kaczawskich i południowych Karkonoszach (fig. 13; Baranowski i in., 1990, 1998; Kryza, Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994; Mazur i in., 2006; literatura tam cytowana). Natomiast słabo zmetamorfizowane osady tego systemu są obecne w Górach Bardzkich (struktura bardzka) oraz rejonie Lubania, który znajduje się w paśmie łupkowym Zgorzelca (fig. 13; Chorowska i in., 1981; Wyżga, 1987).

Sukcesja wulkaniczno-osadowa ordowiku w Górach Kaczawskich (metamorfiku kaczawskim) osiąga miąższość ok. 1000 m, a jej głównym członem litologicznym są ciemne i zielonoszare łupki mułowcowe – zmetamorfizowane w facji zieleńcowej (metamułowce) – z przewarstwieniami piaskowców, pyłowców i szarogłazów, które dominują w dolnej części profilu ordowickiego i są interpretowane jako sekwencja osadów o genezie turbidytowej (fig. 13; Baranowski, 1975; Baranowski i in., 1990; 1998; Kryza, Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994). Towarzyszą im płytkie intruzje diabazowe o grubości do 100 m, które często wykazują kontakty zgodne z warstwowaniem osadu. W górnej części sukcesji ordowickiej występują kompleksy skał wulkanogenicznych, reprezentowane przez lawy poduszkowe o miąższości do 20 m (a nawet 100 m) i metatrachity (trachity z Lubrzy w południowej części metamorfiku kaczawskiego), a także wulkanoklastyki masywne i warstwowane gradacyjnie, tworzące kompleksy o grubości 0,5–120 m (Kryza, Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994; Baranowski i in., 1998). Stratygrafia ordowickiej sukcesji wulkaniczno-osadowej metamorfiku kaczawskiego jest słabo rozpoznana z braku danych paleontologicznych, niemniej jednak w przewarstwieniach węglanowych tej sukcesji w jednostce Rzeszówek–Jakuszowa zidentyfikowano ordowickie konodonty (Baranowski, Urbanek, 1972; Baranowski, 1975) pozwalające na jej korelację z górnym arenigiem (?górny flo–daping; zob. Dzik, 1989). Konodonty udokumentowano także w łupkach radzimowickich południowej części metamorfiku kaczawskiego, jednak zły stan zachowania tych skamieniałości uniemożliwił ich taksonomiczną identyfikację; zdaniem Urbanek i Baranowskiego (1986) formy te nie są starsze od wczesnego ordowiku.

Utwory ordowiku w rejonie Lubania (fig. 13) – położonego na zachód od Gór Kaczawskich – są częścią kompleksu złożonego ze skał dolnego i środkowego paleozoiku, który tkwi w karbońskiej sukcesji fliszowej (Mazur i in., 2006; literatura tam cytowana). Ordowicki fragment tej sukcesji tworzą słabo zmetamorfizowane szare łupki i waki tufitowe oraz zielonoszare i brunatne łupki mułowcowe z przewarstwieniami czarnych łupków ilastych. Osady te zostały zaliczone do górnego ordowiku na podstawie obecności konodontów z rodzaju *Amorphognathus* i *Spathognathodus* oraz położenia poniżej łupków graptolitowych landoweru (Chorowska i in., 1981).

Niezmetamorfizowane osady górnego ordowiku występują w Górach Bardzkich (fig. 13) jako część dolnokarbońskiej pryzmy akrecyjnej (Franke i in., 1993). W przeciwieństwie do rejonu Lubania są to osady gruboklastyczne, reprezentowane przez szare i żółtawe piaskowce gruboziarniste, przeławicane pyłowcami, mułowcami piaszczystymi i łupkami, które tworzą sukcesję o miąższości 20–40 m (Wyżga, 1987; Haydukiewicz, 1990). Piaskowce są średnio- i gruboławicowe (20–30 cm, a nawet 150 cm), masywne z rozproszonymi klastami mułowców i większymi ziarnami kwarcu, a część warstw wykazuje uziarnienie frakcjonalne (normalne lub odwrócone), rzadziej laminację poziomą i warstwowanie przekątne (Wyżga, 1987). Ponadto udokumentowano obecność jamek wirowych na spągowej powierzchni ławic oraz struktur deformacyjnych w postaci pogrązów. Sukcesja gruboziarnistych osadów ordowiku w Górach Bardzkich należy do warstw z Jodłownika, które reprezentują górny aszgil (górny kat–hirnant) (Wyżga, 1987; Haydukiewicz, 1990; Porębska, Koszowska, 2001).

3 Biostratygrafia

Biostratygrafia ordowiku w Polsce jest oparta na różnych grupach skamieniałości, co jest związane ze znacznym zróżnicowaniem facjalnym tego systemu. Dla basenowych i nerytycznych facji mułowcowych podstawowe znaczenie mają graptolity (fig. 15, 16), natomiast główną grupą skamieniałości wykorzystywaną w stratygrafii facji węglanowych są konodonty. Istotne znaczenie w sukcesjach mułowcowo-marglistych odgrywają także mikroskamieniałości Chitinozoa, charakteryzujące się znaczną rozdzielczością stratygraficzną (m.in. Wrona i in, 2001; Modliński i in., 2002a,b; Wrona, 2004). Skład taksonomiczny graptolitów ordowickich na terenie Polski wykazuje wyraźne podobieństwo do zespołów występujących w innych rejonach Bałtoskandii, np. w Skanii i na Bornholmie.

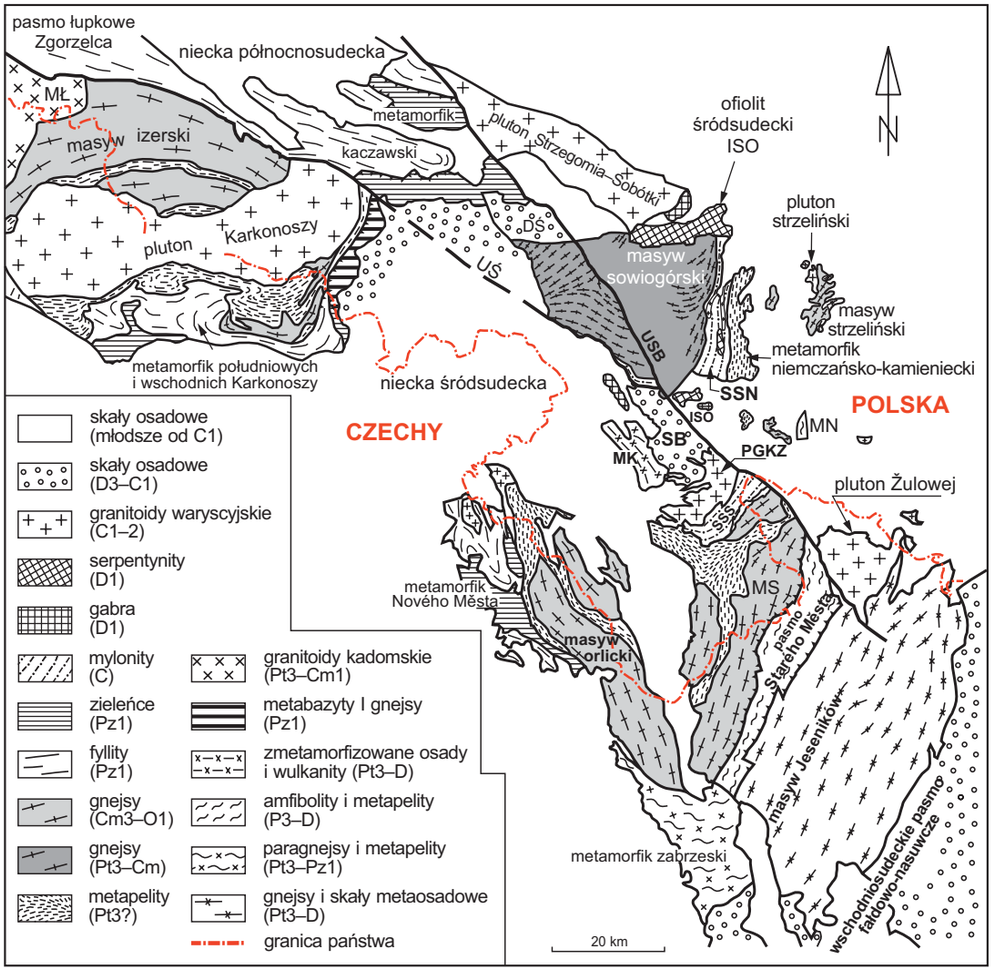
3.1. GRAPTOLITY

Ordowik dolny. W standardowej zonacji graptolitowej dolnego ordowiku występują cztery poziomy w tremadoku, tj. *Rhabdinopora flabelliformis*, *Adelograptus tenellus*, *Araneograptus murrayi* i *Hunnegraptus copiosus* oraz trzy poziomy w piętrze flo, tj. *Tetragraptus phyllograptoides*, *Corymbograptus varicosus* i *Expansograptus simulans* (Cooper, Sadler, 2012). Odpowiednikiem poziomów *Corymbograptus varicosus* i *Expansograptus simulans* w ordowiku polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (oraz w regionalnym podziale bałtoskańskim) są poziomy *Didymograptus balticus*, *Phyllograptus densus* i *Phyllograptus elongatus* (Podhalańska, 2019).

W polskich profilach tremadoku udokumentowano obecność tylko poziomu *Rhabdinopora flabelliformis*, który stwierdzono w mułowcach formacji z Białowieży na Podlasiu, formacji z Piaśnicy w NW części obniżenia bałtyckiego oraz formacji z Biłgoraja w strefie Biłgoraj–Narol (fig. 14; Modliński, Szymański, 2005; Podhalańska, 2019; literatura tam cytowana). Dwa fragmenty graptolitów z rodzaju *Rhabdinopora* opisano także w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, w iłowcach formacji z Brzezinek (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967).

Najniższy poziom graptolitowy piętra flo (*Tetragraptus phyllograptoides*) jest dobrze udokumentowany w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (formacja ze Słuchowa), a także w strefie Biłgoraj–Narol (formacja Tanwi w otworze Narol PIG 2; fig. 14), gdzie obok taksonu wskaźnikowego rozpoznano obecność *Didymograptus extensus*, *D. uniformis*, *Azygograptus* cf. *suecicus* (Modliński, 1973, 2015; Modliński, Szymański, 2005).

Obecność poziomów *Didymograptus balticus* i *Phyllograptus densus* stwierdzono na platformie wschodnioeuropejskiej w formacji ze Słuchowa (fig. 14, Modliński, 1973, 1976; Bednarczyk, 1979) oraz w formacji Tanwi strefy Biłgoraj–Narol (Modliński, Szymański, 2005). W Górach Świętokrzyskich poziomowi *Phyllograptus densus* może odpowiadać interwał w obrębie formacji z Brzezin z *Didymograptus deflexus* i *D. extensus* natomiast za występowaniem w tej formacji poziomu *Expansograptus simulans* przemawia obecność taksonu wskaźnikowego i *Phyllograptus angustifolius* (zob. otwór wiertniczy Brzeziny 2; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Ten ostatni takson



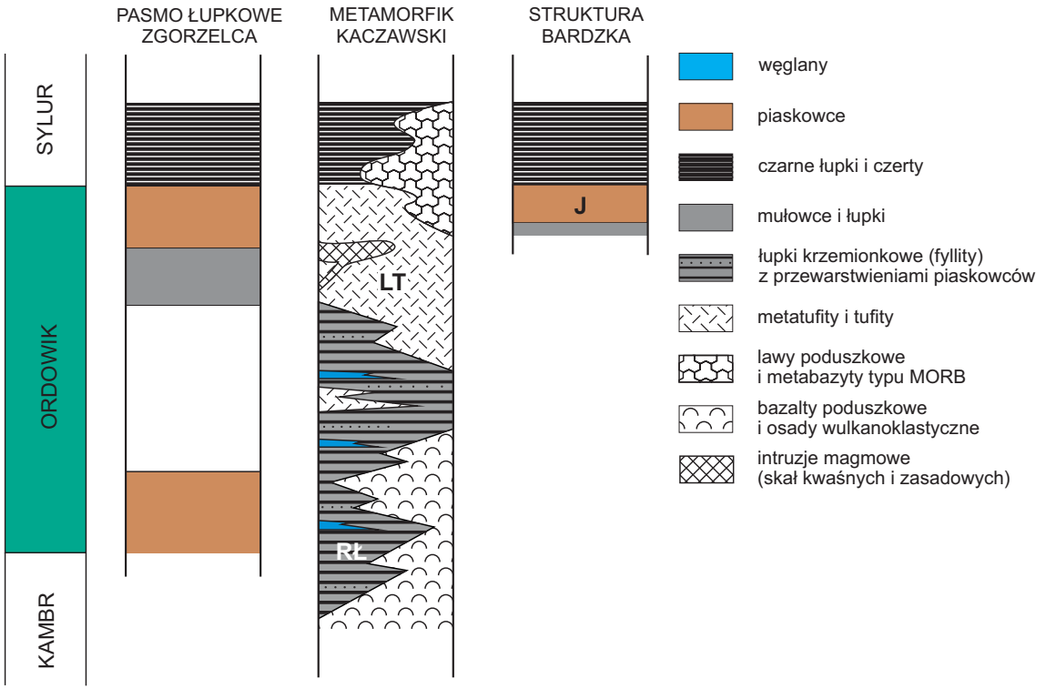


FIG. 13. Uogólniony profil litologiczny ordowiku w Sudetach (na podstawie Wyżgi, 1987; Baranowskiego i in., 1990, 1998; Kryzy, Muszyńskiego, 1992; Mazura i in., 2006, 2010; Kryzy, Zalasiewicza, 2008): DŚ – depresja Świebodzic, J – warstwy z Jodłownika, LT – trachity z Lubrzy, MK – metamorfik kłodzki, MŁ – masyw łużycki, MN – masyw Niedźwiedzia, MS – Masyw Śnieżnika, PGKZ – kłodzko-złotostocki pluton granitowy, RŁ – łupki radzimowickie, SB – struktura bardzka, SSN – strefa ścinania Niemczy, SSS – strefa ścinania Skrzynki, USB – uskok sudecki brzeżny, UŚ – uskok śródsudecki; C – karbon, Cm – kambr, D – dewon, O – ordowik, Pt – proterozoik, Pz – paleozoik (1, 2, 3, – odpowiednio: dolny, środkowy, górny)

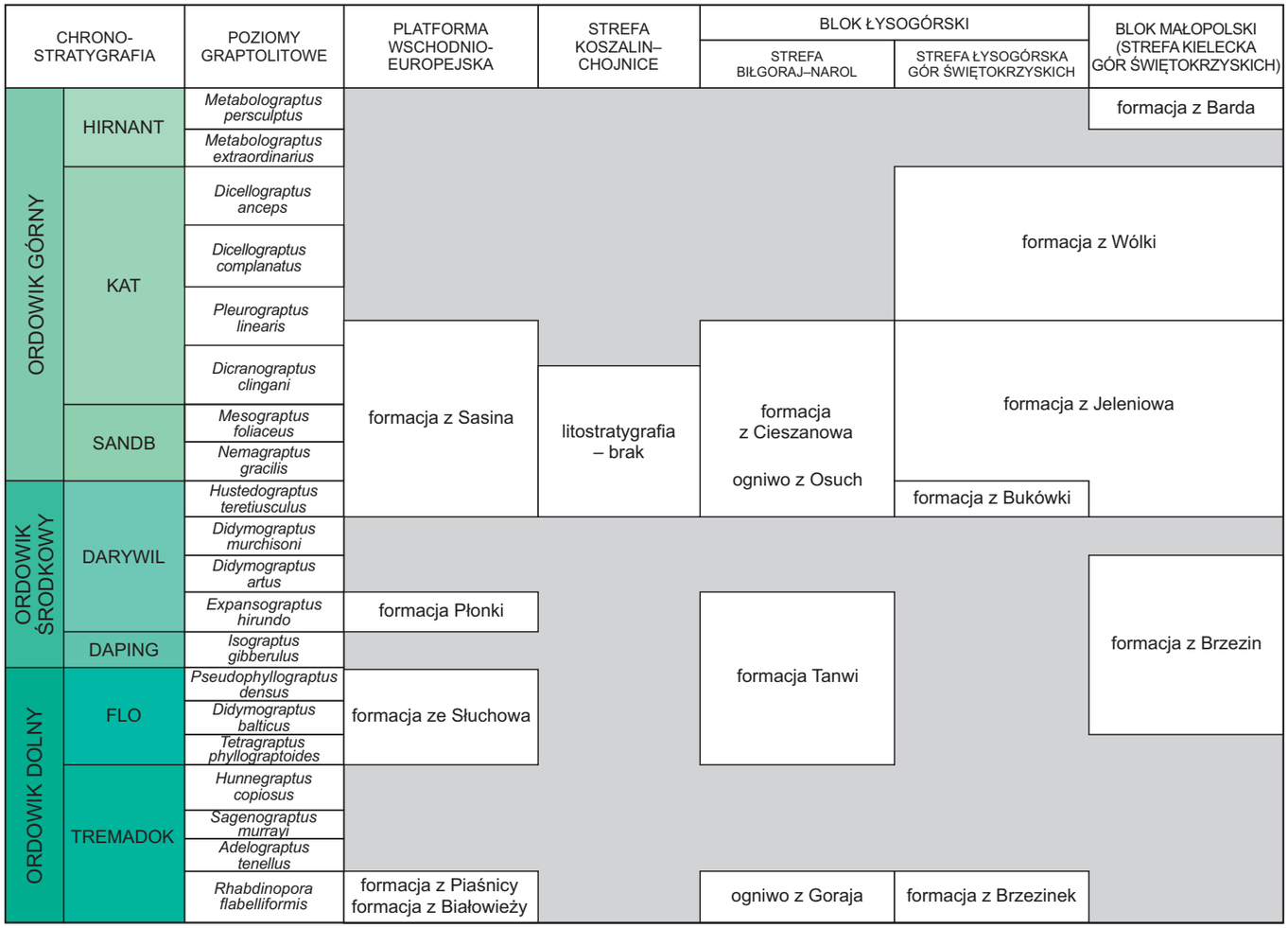


FIG. 14. Poziomy graptolitowe udokumentowane w jednostkach litostratygraficznych ordowiku w Polsce (wg: Tomczyk, 1968; Bednarczyk, 1971, 1981; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Masiak i in., 2003; Trela, 2006; Podhalańska, Modliński, 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2019)

został także odnotowany w iłowcach formacji ze Słuchowa, na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Bednarczyk, 1979).

Ordowik środkowy. W środkowym ordowiku występuje pięć poziomów graptolitowych, przy czym najstarszy *Isograptus gibberulus* w całości definiuje piętro daping, natomiast poziomy: *Expansograptus hirundo*, *Didymograptus artus*, *Didymograptus murchisoni* i *Hustedograptus teretiusculus* należą do piętra darywil (Cooper, Sadler, 2012).

Taksony wskaźnikowe dla poziomów *gibberulus* i *hirundo* stwierdzono w świętokrzyskiej formacji mułowców z Brzezin (fig. 14), gdzie współwystępują z *Phyllograptus elongatus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Zespół graptolitowy zidentyfikowany w wyższej części formacji Tanwi, w strefie Biłgoraj–Narol, wskazuje, że ona także mieści się w poziomach *gibberulus* i *hirundo* (Modliński, Szymański, 2005). W profilu Narol PIG 2 oprócz *Ex. hirundo* w formacji tej występują *Didymograptus extensus*, *D. uniformis*, *D. nitidus*, *Azygograptus suecicus* (Modliński, 2015). Ponadto takson *I. gibberulus* odnotowano w otworze Mędrzechów 1, w centralnej części bloku małopolskiego (Tomczyk, 1962), a na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej takson *Ex. hirundo* razem z *Phyllograptus* sp. został znaleziony w iłowcach formacji Płonki (fig. 14), której wiek Modliński i Szymański (2008) określili na arenig górny (dolny darywil).

Poziom *Didymograptus artus* jest obecny w świętokrzyskiej formacji mułowców z Brzezin (otwór Brzeziny 2, głęb. 17,6–24,7 m; (fig. 14), w której zidentyfikowano takson *D. artus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964). Natomiast poziom *murchisoni* środkowego darywilu wyróżniono w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w otworze Kościerzyna IG 1 (Modliński, Szymański, 1997), gdzie taksonowi wskaźnikowemu towarzyszą *Didymograptus stabilis* i *Pseudoclimacograptus* sp.

W Polsce poziom *Hustedograptus teretiusculus* stwierdzono w profilach ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej, w kieleckiej i łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich oraz strefie Biłgoraj–Narol (fig. 14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Modliński, Szymański, 2005). Poza gatunkiem wskaźnikowym poziom ten charakteryzują między innymi *Pseudoclimacograptus scharenbergi*, *Orthograptus calcaratus*, *O. calcaratus acutus*, *Climacograptus angustatus* (Podhalańska, 1980). W profilach platformy wschodnioeuropejskiej, na obszarze zachodniej części obniżenia bałtyckiego i wyniesienia Łeby, poziom *teretiusculus* występuje w spągu formacji mułowca z Sasina (fig. 14; Podhalańska, 1980; Bednarczyk, 1996), podobnie jak w podłożu niecki płocko-warszawskiej (Modliński, Szymański, 2008; Modliński, Podhalańska, 2019). W ordowiku świętokrzyskim poziom *teretiusculus* datuje spąg ilasto-węglanowej formacji z Bukowian oraz formacji iłowców z Jeleniowa (Trela, 2006 i literatura tam cytowana), a w strefie Biłgoraj–Narol spąg formacji iłowców z Cieszanowa i ogniwo wapieni z Osuch (Modliński, Szymański, 2005; fig. 14). W regionie łysogórskim oraz obszarze zbrzańsko-brzezińskim Gór Świętokrzyskich zespół faunistyczny tego poziomu jest reprezentowany przez takson indeksowy *Hustedograptus teretiusculus* (niekiedy *H.* cf. *teretiusculus*), który współwystępuje z *Pseudoclimacograptus scharenbergi*, *Normalograptus brevis* oraz *Dicellograptus* sp., *Didymograptus* sp. i *Nemagraptus* sp. (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczyk, Tomczykowa, 2000).

Ordowik górny. W standardowej zonacji graptolitowej górnego ordowiku wyodrębniono osiem poziomów graptolitowych (zob. Bergström i in., 2000; Cooper, Sadler, 2012). W piętrze sandb są to: *Nemagraptus gracilis*, *Mesograptus foliaceus* (dzielący się na *Climacograptus peltifer* w części dolnej i *Climacograptus wilsoni* w części górnej). Natomiast w piętrze kat są to poziomy: *Dicranograptus clingani* (dzielący się na *Dicranograptus caudatus* w części dolnej i *Dicellograptus morrisi* w części górnej), *Pleurograptus linearis* (jego bałtycki odpowiednik to *Climacograptus styloideus*), *Dicellograptus complanatus* i *Dicellograptus anceps* (dzielący się na *Dicellograptus complexus* w części dolnej i *Paraorthograptus pacificus* w części górnej). W piętrze hirnant występują poziomy: *Metabolograptus extraordinarius* i *Metabolograptus persculptus.*

Poziomy *Nemagraptus gracilis* i *Mesograptus foliaceus* (w starszej zonacji graptolitowej odpowiada poziomowi *Diplograptus multidens*) są definiowane na podstawie obecności taksonów wskaźnikowych, odpowiednio *N. gracilis* i *Mesograptus foliaceus* (= *Diplograptus multidens*). W Polsce poziomy te zidentyfikowano w sukcesji iłowców formacji z Sasina platformy wschodnioeuropejskiej, świętokrzyskiej formacji z Jeleniowa oraz formacji z Cieszanowa w strefie Biłgoraj–Narol (fig. 14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Modliński, Szymański, 1997, 2005; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Podhalańska, 2019). W formacji jeleniowskiej towarzyszą im *P. scharenbergi*, *Climacograptus* sp. oraz *Hustedograptus* sp., *Dicranograptus* sp. i *Diplograptus* sp. (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczyk, Tomczykowa, 2000).

Zespół graptolitowy poziomu *Dicranograptus clingani* udokumentowano w iłowcach formacji z Sasina platformy wschodnioeuropejskiej, świętokrzyskiej formacji z Jeleniowa (w części łysogórskiej i zbrzańsko-brzezińskiej) oraz formacji z Cieszanowa w strefie Biłgoraj–Narol (fig. 14; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Tomczyk, Tomczykowa, 2000; Podhalańska, 2019). Takson wskaźnikowy tego poziomu – *Dicranograptus clingani* – występuje w towarzystwie *Orthograptus calcaratus*, *O. truncatus* i *Climacograptus minimus*.

Poziom *Climacograptus styloideus* lokuje się w środkowym kacie, a takson wskaźnikowy tego poziomu *Climacograptus* cf. *styloideus* zidentyfikowano w stropie iłowców formacji z Jeleniowa, w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, gdzie występuje wspólnie z *C. tubuliferus*, *C. minimus*, *Dicellograptus* cf. *pumilus*, *D.* cf. *caduceus, O. truncatus* i *O.* cf. *calcaratus* (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967).

Poziom *Dicellograptus complanatus* w standardowej zonacji graptolitowej znajduje się w dolnej części górnego katu. W Górach Świętokrzyskich obecność taksonu *D.* aff. *complanatus* odnotowano tylko w spągu formacji iłowców z Wólki, w otworze Daromin IG 1 (fig. 14; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Ponadto takson ten występuje w mułowcach katu, w otworze Uszkowce 1 k. Lubaczowa (Tomczyk, 1962).

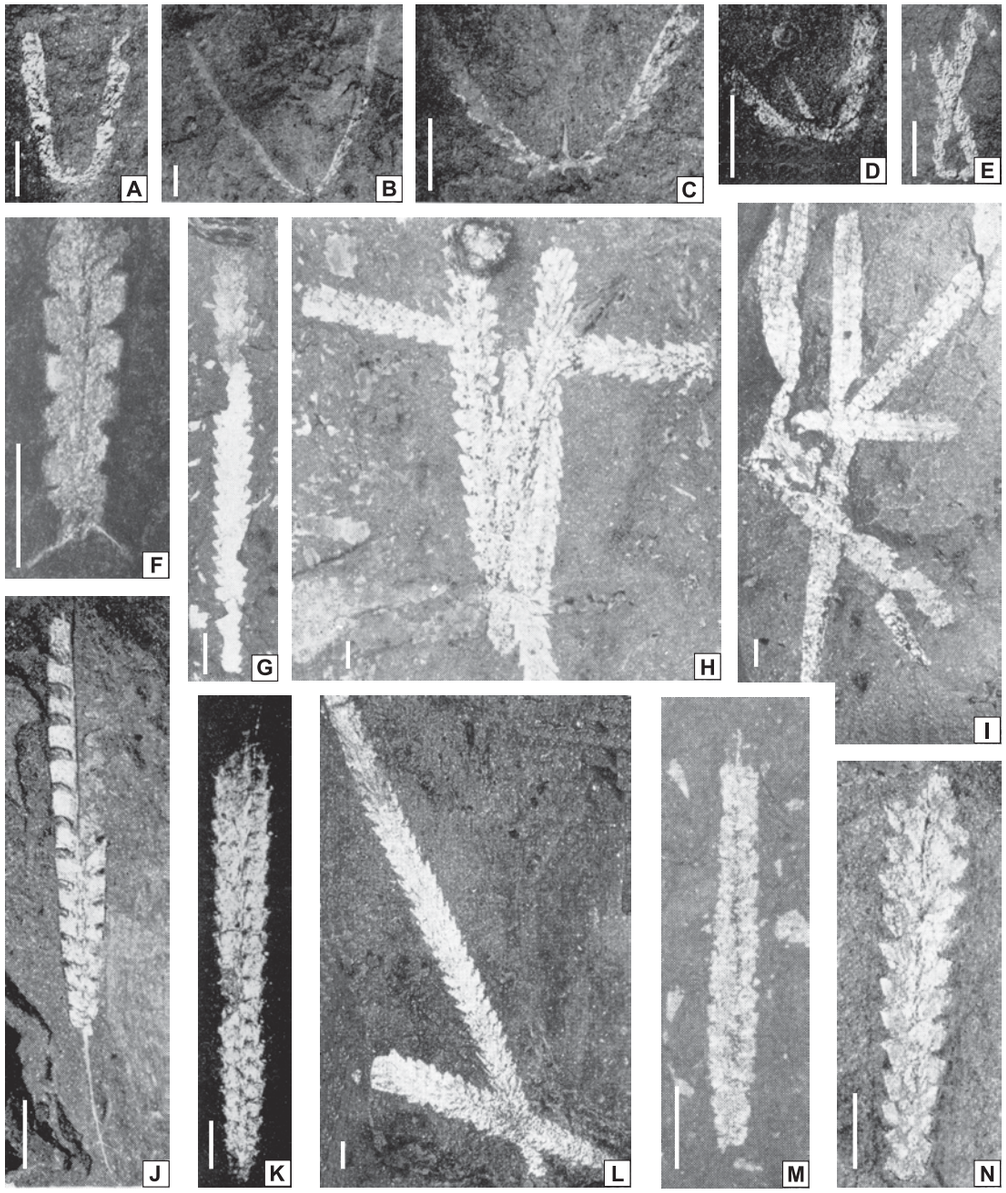


FIG. 15. Wskaźnikowe i charakterystyczne graptolity ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej (formacja z Sasina; Podhalańska, 2009, zmieniono): **A** – *Dicellograptus pumilus* Lapworth, otwór Łeba 8, głęb. 2671,8 m; **B**, **C**, **E** – *Dicellograptus johnstrupi* Hadding, otwór Białogóra 2, głęb. 2613,2 m; **D** – *Dicellograptus caduceus* Lapworth, otwór Łeba 8, głęb. 2671,8 m; **F** – *Diplacanthograptus spiniferus* (Ruedemann), otwór Białogóra 2, głęb. 2616, 2 m; **G** – *Orthograptus truncatus intermedius* Elles et Wood, otwór Białogóra 1, głęb. 2668,0 m; **H** – *Orthograptus pauperatus* Elles et Wood, otwór Łeba 8, głęb. 2669,8 m; **I** – *Climacograptus styloideus* Elles et Wood, otwór Dębki 2, głęb. 2597,7 m; **J** – *Climacograptus caudatus* Lapworth, otwór Białogóra 2, głęb. 2614,2 m; **K** – *Orthograptus quadrimucronatus* (Hall), otwór Dębki 2, głęb. 2597,7 m; **L** – *Orthograptus calcaratus vulgatus* Elles et Wood, otwór Białogóra 2, głęb. 2669,8 m; **M** – *Climacograptus minimus* Carruthers, otwór Łeba 8, głęb. 2671,8 m; **N** – *Orthograptus truncatus truncatus* (Lapworth), otwór Białogóra 2, głęb. 2614, 2 m. Skala 2 mm

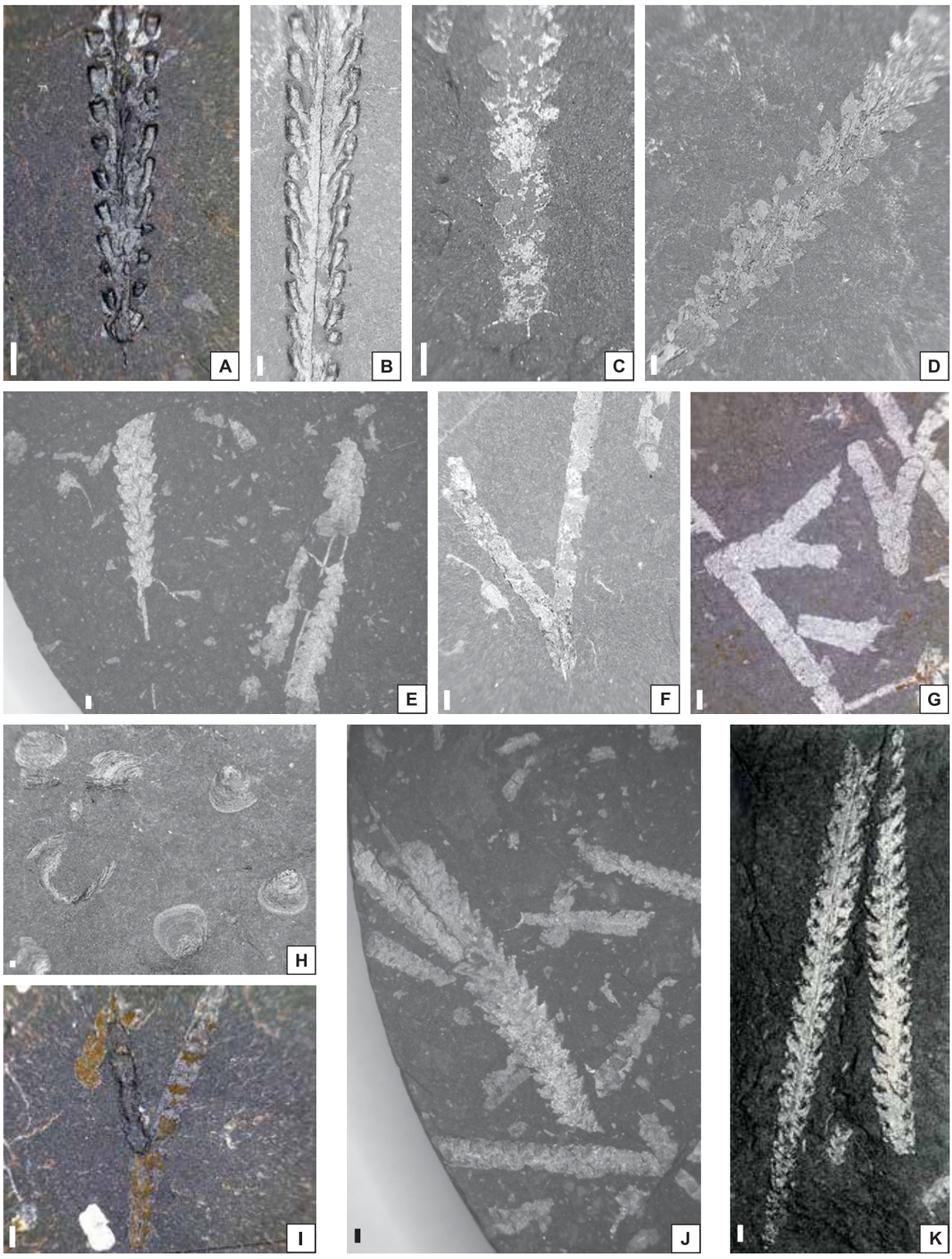


FIG. 16. Wskaźnikowe i charakterystyczne graptolity ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej (Podhalańska, 2019; zmieniono):
A, **B** – *Archiclimacograptus* sp., A: część proksymalna, B: część dystalna, otwór Berejów OU-1, głęb. 2557,0 m;
C, **D** – *Diplograptus compactus* Lapworth, C: część proksymalna, otwór Goździk OU-1, głęb. 4156,2 m, D: część dystalna, otwór Goździk OU-1, głęb. 4159,6 m;
E – *Orthograptus calcaratus* Elles et Wood, otwór Kochanowo 1, głęb. 3219,4 m;
F – *Dicranograptus clingani* Carruthers, otwór Stoczek OU-1, głęb. 3085,54 m;
G – *Dicranograptus clingani* Carruthers, otwór Goździk OU-1, głęb. 4173,0 m;
H – Ramienionogi *Obolus* sp., otwór Goździk OU-1, głęb. 4173,9 m;
I – *Dicranograptus clingani* Carruthers, otwór Berejów OU-1, głęb. 2560,2 m;
J – *Orthograptus calcaratus* Elles et Wood i *Diplacanthograptus spiniferus* (Ruedemann), otwór Kochanowo 1, głęb. 3219,4 m;
K – *Hustedograptus teretiusculus* (Hisinger), otwór Białogóra 1, głęb. 2674,0 m. Skala 1 mm

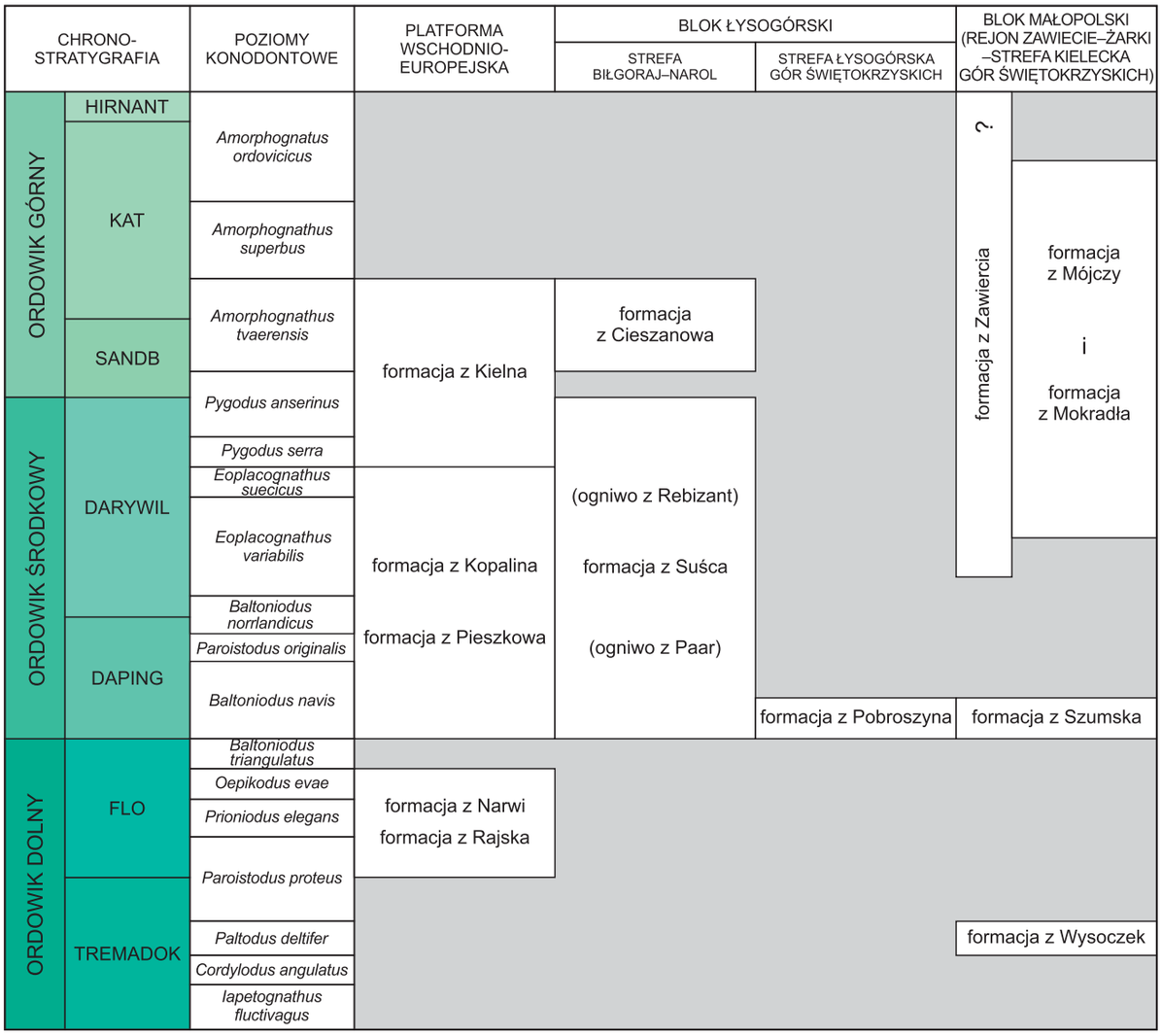


FIG. 17. Poziomy konodontowe udokumentowane w jednostkach litostratygraficznych ordowiku w Polsce (wg: Dzik, 1978, 1994a; Bednarczyk, 1979, 1981, 1998; Szaniawski, 1980; Nehring-Lefeld, 1987; Nehring-Lefeld i in., 1992; Modliński, Szymański, 1997, 2005, 2008; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998)

Poziom *Metabolograptus persculptus* jest najmłodszą jednostką biostratygraficzną w standardowej zonacji graptolitowej ordowiku. Występowanie *M. persculptus* stwierdził Tomczyk (zob. Podhalańska, 2015) w profilu Lębork IG 1, w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. W Górach Świętokrzyskich takson *M.* cf. *persculptus* został odnotowany w Bardo Stawach (fig. 14; gdzie wspólnie z *N. parvulus* i *N. miserabilis*, *N. avitus* i *N. normalis* (Kielan, 1956; Tomczyk, 1962; Masiak i in., 2003) występuje w brunatno-szarych iłowcach wyznaczających spąg formacji z Barda (Trela, Salwa, 2007).

3.2. KONODONTY

Biostratygrafia konodontowa systemu ordowickiego w Polsce jest oparta na standardowej zonacji stworzonej dla prowincji północnoatlantyckiej (Cooper, Sadler, 2012). Przykładowe wskaźnikowe konodonty dla platformy wchodnioeuropejskiej przedstawiono na figurach 18 i 19. W tremadoku są to poziomy: *Iapetognathus fluctivagus*, *Cordylodus angulatus, Paltodus deltifer* oraz dolna część *Paroistodus proteus*, który obejmuje także dolny flo. W piętrze flo wydzielono także *Prioniodus elegans*, *Oepikodus evae*, *Baltoniodus triangulatus*. Piętro daping tworzą poziomy: *Baltoniodus navis*, *Paroistodus originalis* oraz *Baltoniodus norrlandicus*, który w środkowej i górnej części mieści się już w darywilu. Poziomami pozostałej części piętra darywil są: *Eoplacognathus variabilis*, *Eoplacognathus suecicus*, *Pygodus serra* oraz *P. anserinus*, którego zasięg sięga do najniższego sandbu. Występujący wyżej poziom *Amorphognathus tvaerensis* obejmuje pozostałą część piętra sandb i najniższy kat, i dzieli się na podpoziomy: *Baltoniodus variabilis*, *B. gerdae*, *B. alobatus*. W dolnym kacie wyróżniono poziom *Amorphognathus superbus*, natomiast występujący wyżej poziom *Amorphognathus ordovicicus* obejmuje górny kat i hirnant.

Ordowik dolny. Skamieniałości konodontów w dolnotremadockiej części ordowiku w Polsce są nieliczne, a ich obecność została dotychczas stwierdzona w formacji z Piaśnicy obniżenia bałtyckiego przez Bednarczyka (1998), który stwierdził występowanie poziomu *Cordylodus angulatus*. W polskich profilach dolnego ordowiku zidentyfikowano także takson wskaźnikowy poziomu *Paltodus deltifer* górnego tremadoku, występujący w świętokrzyskiej formacji z Wysoczek (Szaniawski, 1980), na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej w formacji z Piaśnicy (Bednarczyk, 1998) i ogniwie z Odargowa (Modliński, Szymański, 1997; fig. 17).

Obecność zespołu konodontowego poziomu *Paroistodus proteus* z taksonem wskaźnikowym odnotowano na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, w glaukonitytach i wapieniach dolnego flo (Bednarczyk, 1979, 1985, 1998; Nehring-Lefeld, 1987).

Poziom *Prioniodus elegans* dolnego flo posiada swoją dokumentację faunistyczną w profilach ordowiku zachodniej części obniżenia bałtyckiego platformy wschodnioeuropejskiej. Taksony charakterystyczne dla tego poziomu, wymieszane z formami wskaźnikowymi dla poziomu *Paroistodus proteus,* stwierdzono w przewarstwieniach węglanowych piaskowców glaukonitowych formacji z Rajska oraz spoczywających na nich wapieniach z glaukonitem (Bednarczyk, 1979, 1998).

Ordowik środkowy. Poziom *Baltoniodus navis* piętra daping posiada w Polsce swoją dokumentację faunistyczną w Górach Świętokrzyskich (formacje: z Szumska i Pobroszyna) (Bednarczyk, Biernat, 1978; Dzik, 1994a, 1999, 2020), a także na platformie wschodnioeuropejskiej (formacje: z Pieszkowa, Uherki i z Kopalina) (Bednarczyk, 1979, 1985, 1988; fig. 17). Poziomy konodontowe pogranicza pięter daping i darywil, tj. *Paroistodus originalis* i *Baltoniodus norrlandicus*, nie są udokumentowane w profilach ordowiku Polski, chociaż Bednarczyk (1998) stwierdził obecność taksonu *Baltoniodus* cf. *norrlandicus* w formacji z Kopalina obniżenia bałtyckiego. Obecność poziomu *Eoplacognathus variabilis* jest dobrze udokumentowana w Górach Świętokrzyskich (formacja z Mójczy) oraz w rejonie Zawiercia (Dzik, 1978, 1994a; Nehring-Lefeld i in., 1992; fig. 17). Zdaniem Nehring-Lefeld i in. (1992) zespół konodontowy formacji z Zawiercia może reprezentować także starsze poziomy,

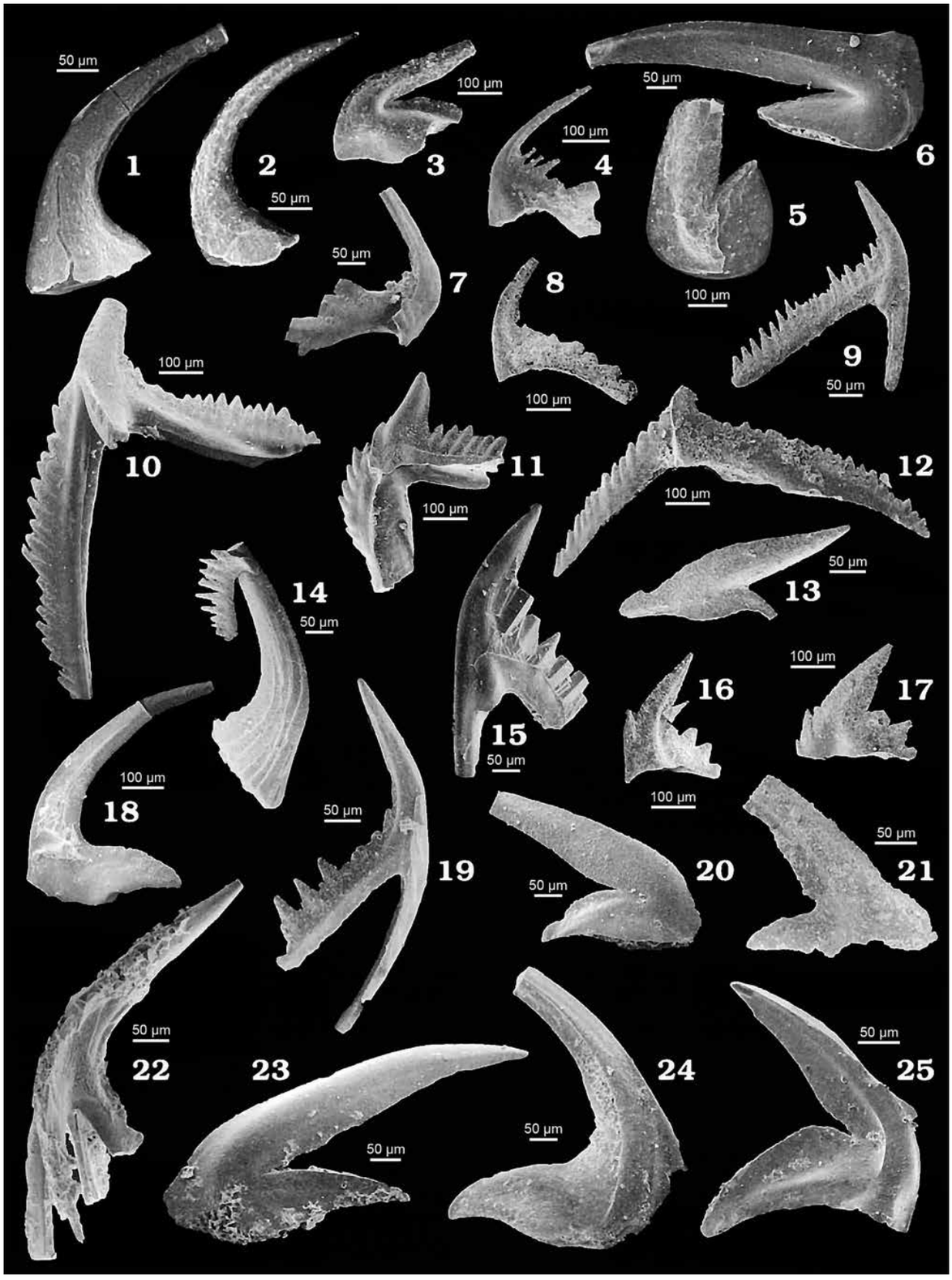


FIG. 18. Konodonty ordowiku w obniżeniu bałtyckim (Bednarczyk, 1998; zmieniono i uzupełniono):
1, **21** – *Paltodus deltifer* (Lindström), 1 – otwór Białogóra 1, głęb. 2701,4–2702,0 m; 21 – otwór Gdańsk IG 1, głęb. 3135,4–3137,3 m;
2 – *Paroistodus numercuatus* (Lindström), otwór Białogóra 1, głęb. 2701,4–2702,0 m;
3, **8**, **16** – *Microzarkodella flabellum* (Lindström), otwór Henrykowo 1, głęb. 2423,5–2425,0 m;
4, **7** – *Periodon flabellum* (Lindström), 4 – otwór Henrykowo 1, głęb. 2424,5 m; 7 – otwór Łaniewo 1, głęb. 1979,2 m;
5, **24** – *Paroistodus paralellus* (Pander), otwór Łaniewo 1, głęb.1979,2 m;
6, **18** – *Paroistodus originalis* (Sergeeva), otwór Łaniewo 1, głęb.1979,2 m;
9, **10**, **12**, **13** – *Baltoniodus prevariabilis* (Fåhraeus), otwór Henrykowo 1; 9, 10: głęb. 2419,2 m; 12, 13: głęb. 2424,8 m;
11 – *Sagittodontina* cf. *furcata* (Knüpfer), otwór Henrykowo 1, głęb. 2418,5 m;
14 – *Walliserodus* cf. *ethingtoni* (Fåhraeus), otwór Henrykowo 1, głęb. 2424,3 m;
15, **19**, **22** – *Baltoniodus* cf. *variabilis* (Bergström), otwór Henrykowo 1; 15: głęb. 2419,7 m; 19: głęb. 2421,5 m; 22: głęb. 2419,3 m;
17 – *Microzarkodella ozarkodella* Lindström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2418,0–2420,2 m;
20, **23**, **25** – *Oistodus lanceolatus* Pander; 20 – otwór Henrykowo 1, głęb. 2421,5–2422,5 m; 23, 25 – otwór Łaniewo 1, głęb.1979,8 m

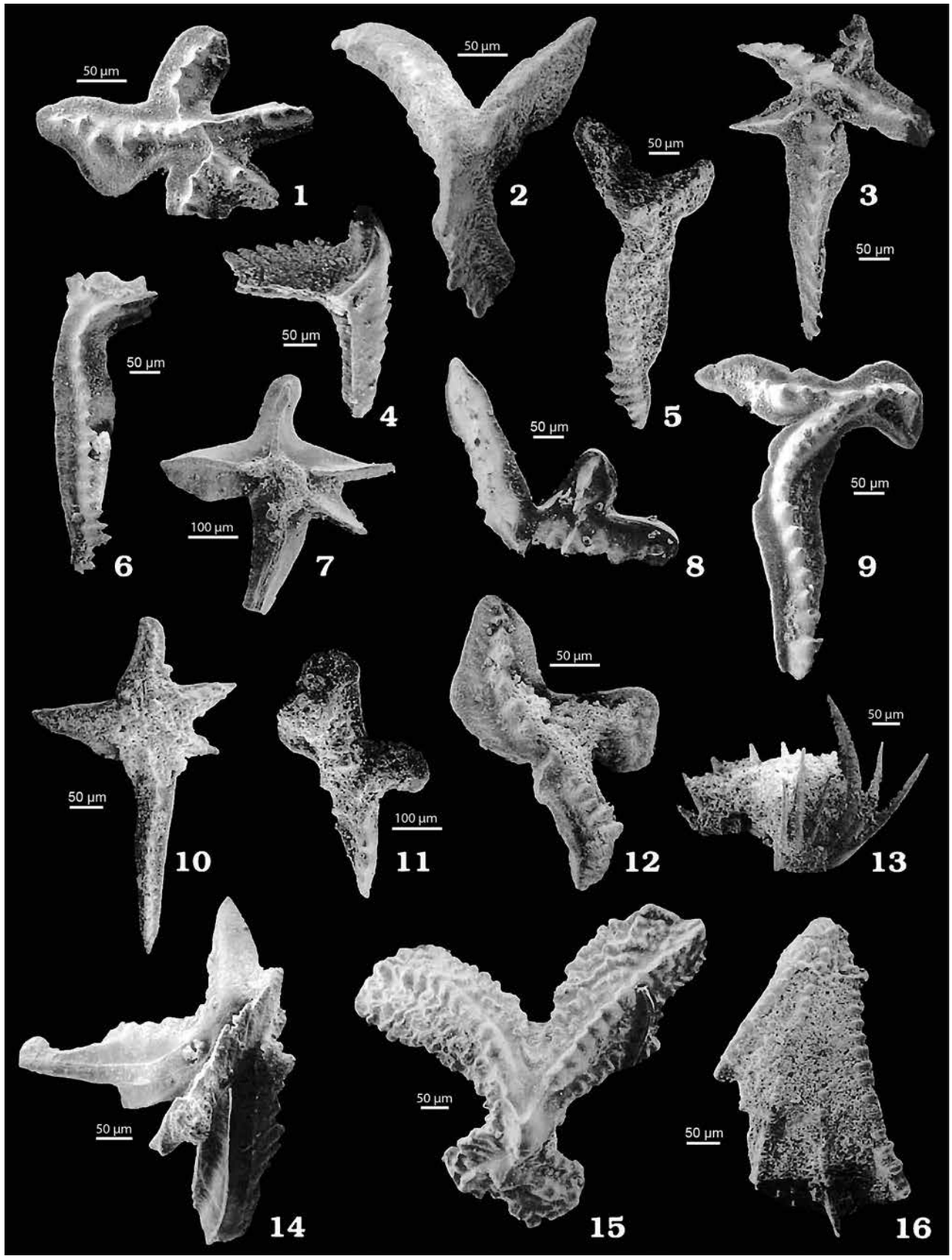


FIG. 19. Konodonty ordowiku w obniżeniu bałtyckim cd. (Bednarczyk, 1998; zmieniono i uzupełniono):
1 – *Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2410,6 m;
2 – *Eoplacognathus zgierzensis* (Dzik), otwór Henrykowo 1, głeb. 2413,5 m;
3, **5**, **6**, **7**, **10** – *Eoplacognathus lindstroemi* (Hamar), otwór Henrykowo 1, głęb. 2412,7–2413,8 m;
4, **16** – *Pygodus anserinus* Lamont et Lindström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,2–2413,5 m;
8 – *Amorphognathus superbus* (Rhodes), otwór Henrykowo 1, głęb. 2384,0 m;
9 – *Eoplacognathus suecicus* Bergström, otwór Henrykowo 1, głęb. 2419,0 m;
11 – *Eoplacognathus reclinatus* (Fåhraeous), otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,8 m;
12 – *Eoplacognathus* cf. *lindstroemi* (Hamar), otwór Henrykowo 1, głęb. 2413,5 m;
13 – *Erraticodon balticus* Dzik, otwór Henrykowo 1, głęb. 2411,2 m;
14 – *Sagittodontina* sp., otwór Henrykowo 2, głęb. 2424,8 m;
15 – *Polonodus* sp., otwór Henrykowo 2, głęb. 2423,0 m

w tym poziom *Baltoniodus navis*. Natomiast na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej poziom *Eoplacognathus variabilis* i występujący wyżej poziom *Eoplacognathus suecicus* są obecne zdaniem Bednarczyka (1998) w formacji z Kopalina (zob. Podhalańska, 1980).

Poziomy górnego darywilu – *Paroistodus serra i Paroistodus anserinus* – są udokumentowane w profilach ordowiku świętokrzyskiego (formacja z Mójczy i formacja z Mokradla; fig. 17; Dzik, 1978, 1994a), a na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej obecność taksonów wskaźnikowych obu tych poziomów została odnotowana w formacji z Kielna (Bednarczyk, 1998). Wyższą część poziomu *Paroistodus anserinus* udokumentowano koło Tarnowa w otworze Pilzno 40, na podstawie obecności taksonu *Baltoniodus variabilis* (Moryc, Nehring-Lefeld, 1997).

Ordowik górny. Zespoły konodontów wskazujących na obecność poziomów *Amorphognathus tvaerensis* i *Amorphognathus superbus* udokumentowano w profilach ordowiku świętokrzyskiego (formacje: z Mójczy i Mokradla), platformy wschodnioeuropejskiej (formacje: z Kielna i z Sasina), strefy Zawiercie–Żarki (formacja z Zawiercia) oraz w otworze Pilzno 40 koło Tarnowa (Dzik, 1978, 1994a, 1999; Nehring-Lefeld, 1986; Nehring-Lefeld i in., 1992; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; fig. 17). Ponadto takson *A. tvaerensis* zidentyfikowano w formacji z Cieszanowa, w strefie Biłgoraj–Narol (Nehring-Lefeld, 2015). Najwyższy poziom konodontowy ordowiku – *Amorphognathus ordovicicus* – odnotowano w świętokrzyskich formacjach z Mójczy i Mokradla (fig. 17; Dzik, 1978, 1994a, 1999).

4 Chemostratygrafia izotopowa

Podstawą chemostratygrafii izotopowej ordowiku są badania $\delta^{13}C$, które wykazały obecność dodatnich anomalii będących ponadregionalnymi horyzontami korelacji stratygraficznej, sygnalizującymi klimatycznie uwarunkowane zmiany cyklu węglowego. Niewielkie wahnięcie $\delta^{13}C$ o wartości 1,5–2,0‰ VPDB występuje w środkowym ordowiku (środkowy darywil) – MICE (*Middle Ordovician Isotope Carbon Excursion*; Ainsaar i in., 2010). Pięć dodatnich anomalii $\delta^{13}C$ rozpoznano w węglanach piętra kat o wartościach mieszczących się w zakresie 1,0–2,5‰ VPDB (Bergström i in., 2010). Są to w porządku stratygraficznym anomalie izotopowe: GICE (*Guttenberg Isotope Carbon Excursion*), z Kope, Fairview, Waynesville i Whitewater, udokumentowane w Ameryce Północnej i Skandynawii, które posiadają swoje odpowiedniki w Estonii nazwane odpowiednio (GICE, z Rakvere, Saunja, Moe, Paroveja, zob. Ainsaar i in., 2010). Najlepiej udokumentowany dodatni pik jest związany z hirnancką częścią krzywej $\delta^{13}C$ (HICE – *Hirnantian Isotope Carbon Excursion*), a jego zapis odnotowano zarówno w osadach węglanowych (maks. 4–6‰), jak i materii organicznej (maks. –24‰) (Marshall, Middleton, 1990; Podhalańska, 2009; Munnecke i in., 2010; Finnegan i in., 2011; Melchin i in., 2013 i literatura tam cytowana). Anomalia ta jest korelowana ze zlodowaceniem na Gondwanie, a wzrost $^{13}C/^{12}C$ w zapisie izotopowym jest interpretowany jako rezultat pogrzebania materii organicznej (Munnecke i in., 2010; Melchin i in., 2013 i literatura tam cytowana).

Stratygrafia izotopowa węgla ordowiku jest w Polsce rozpoznana fragmentarycznie, a nieliczne badania $^{13}C/^{12}C$ wykonano zarówno w osadach węglanowych, jak i materii organicznej. Wahania $\delta^{13}C_{carb}$ odnotowane w wapieniach katu formacji z Mójczy w Górach Świętokrzyskich (Trela, 2000) – w zakresie od –2,5 do +0,95‰ – występują w tym samym interwale stratygraficznym co anomalie z Guttenberg, Kope/Fairview, Waynesville, Whitewater na globalnej krzywej izotopowej węgla opracowanej dla ordowiku. Z kolei dodatnia anomalia HICE jest udokumentowana w północnej i wschodniej części syneklizy bałtyckiej (Podhalańska, 2009), gdzie $\delta^{13}C_{carb}$ osiąga wartość ok. 3‰. Hirnanckie zdarzenie izotopowe posiada także swój zapis w składzie izotopowym węgla materii organicznej w otworze wiertniczym Zwierzyniec 1 na Lubelszczyźnie, gdzie zarejestrowano wzrost wartości $\delta^{13}C_{org}$ od –30,5‰ do –27,0‰, a następnie spadek do poziomu –33‰ w rudanie (Sullivan i in., 2018). Zdarzenie to zostało odnotowane w świętokrzyskiej formacji z Zalesia w Bardo Stawach, jednak dokumentacja związanej z nim dodatniej anomalii jest w tym profilu fragmentaryczna, gdyż obejmuje tylko spadek wartości $\delta^{13}C_{org}$ od –26‰ w stropie hirnantu do –32‰ w poziomie *Akidograptus ascensus–Parakidograptus acuminatus* dolnego rudanu (Hounslow i in., 2021b). Ponadto w profilu ordowickim otworu Zwierzyniec 1 zarejestrowano zmiany wartości $\delta^{13}C_{org}$ poniżej zdarzenia hirnanckiego, w interwale górny sandb–kat (Sullivan i in., 2018). Występujące tu niewielkie dodatnie wahnięcia $\delta^{13}C_{org}$ (ok. –29‰) są lokalnym zapisem zdarzeń izotopowych zidentyfikowanych w katiańskim interwale globalnej krzywej węglowej ordowiku i są korelowane z anomaliami z Rakvere, Saunja, Moe, Paroveja (zob. Hounslow i in., 2021a). Należy jednak zwrócić uwagę, że dodatnia anomalia ($\delta^{13}C_{org}$ ok. –27‰) na granicy sandb/kat w Zwierzyńcu znajduje się w identycznej pozycji stratygraficznej, co zdarzenie GICE w Ameryce Północnej i Bałtoskandii.

Badania izotopowe tlenu osadów ordowickich w Polsce obejmowały analizy stosunku $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ w próbkach skał węglanowych, a także apatycie konodontów z profilu mójczańskiego w Górach Świętokrzyskich (Trela i in., 2022) oraz kalcycie ramienionogów hirnantu z obniżenia bałtyckiego (Podhalańska, 2009). Pierwotny stosunek $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ w próbkach skał węglanowych wykazuje znaczną podatność na oddziaływanie procesów diagenetycznych w przeciwieństwie do apatytu konodontów i niskomagnezowego kalcytu ramienionogów wykazujących większą w tym zakresie odporność. Pomiary $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ w ordowickich konodontach z Mójczy wykazały wyraźny wzrost wartości $\delta^{18}O_{apatyt}$ od późnego darywilu (późny lanwirn) po kat (wczesny aszgil), zbieżny z trendem odnotowanym przez Trotter i in. (2008; zob. też Männik i in., 2021). Trend ten jest interpretowany jako zapis ochłodzenia klimatu ordowickiego zainicjowanego już w środkowym ordowiku – darywilu (Rasmussen i in., 2016). Analizy $\delta^{18}O_{apatyt}$ konodontów mójczańskich dostarczyły nowych argumentów świadczących o wahaniach $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ w morzach i oceanach wczesnego i środkowego katu (Trela i in., 2022), w okresie, który dotychczas był uznawany za czas stabilizacji klimatu ordowickiego (zob. Trotter i in., 2008; Quinton, MacLeod, 2014). Natomiast wartości $\delta^{18}O$ uzyskane z kalcytu ramienionogów hirnantu – poniżej poziomu graptolitowego *Metabolograptus persculptus* – wykazują wyraźny wzrost (od –4,8 do +1,7‰ w otworze Białogóra 2 i od –0,1 do ok. +2,5‰ w otworze Hel IG 1) i są interpretowane jako izotopowy zapis zlodowacenia gondwańskiego na szelfie Bałtyki (Podhalańska, 2009).

5 Magnetostratygrafia

Dane na temat magnetostratygrafii ordowiku w Polsce są nieliczne i pochodzą ze świętokrzyskiego profilu w Mójczy k. Kielc oraz otworu Grabowiec 6 na Lubelszczyźnie (Schätz i in., 2006; Hounslow i in., 2021a). Jednostki magnetostratygraficzne rozpoznano tylko w interwale obejmującym środkowy i górny ordowik (wyższy darywil–hirnant), w którym udokumentowano obecność zon o polarności normalnej. W porządku stratygraficznym są to magnetozony: MO3n (MO3n.1n i MO3n.2n) w najwyższym darywilu profilu mójczańskiego, a także UO1n w sandbie oraz UO2n i UO3n w kacie, obecne zarówno w Mójczy, jak i Grabowcu (Hounslow i in., 2021a). Strop profilu mójczańskiego mieści się prawdopodobnie w magnetozonie UO3r o polarności odwróconej, natomiast w otworze Grabowiec 6 granica katu z hirnantem charakteryzuje się zmianą z polarności odwrotnej na normalną magnetozony UO5n (Hounslow i in., 2021a). Osady hirnantu formacji z Zalesia w profilu Bardo Stawy, w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich, charakteryzują się polarnością odwrotną i piętro to mieści się w magnetozonie UO6r, która wyznacza strop ordowiku (Hounslow i in., 2021a).

Sekwencje depozycyjne i ewolucja środowisk sedymentacji

Architektura stratygraficzno-facjalna ordowiku na platformie wschodnioeuropejskiej oraz blokach: łysogórskim i małopolskim charakteryzuje się obecnością trzech sekwencji depozycyjnych, które są sedymentacyjnym zapisem zmian względnego poziomu morza na szelfie SW Bałtyki i obszarach przyległych (Szymański, 1984; Jaworowski, 2002; Trela, 2004, 2009, 2022; Modliński, Szymański, 2008; Modliński, Podhalańska, 2010; Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017). Sekwencje te obejmują następujące interwały stratygraficzne: 1) furong–wczesny tremadok, 2) późny tremadok/flo–środkowy/późny darywil, 3) późny darywil–hirnant.

Zapis sedymentacyjny sekwencji furong–wczesny tremadok jest najlepiej wykształcony na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz strefie Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego. Jej spąg wyznacza niezgodność erozyjna, na której spoczywa cienki horyzont zlepieńca transgresywnego oraz przykrywające go piaskowce przybrzeżne dolnego tremadoku, należące na platformie do formacji z Sępopola i formacji z Krzyży, a w strefie Biłgoraj–Narol do ogniwa z Frampola (Modliński, Szymański, 2008; Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017). Występujące nad nimi iłowce i mułowce bitumiczne formacji z Białowieży i ogniwa z Goraja (odpowiednio w podlaskiej i lubelskiej części platformy) rejestrują prawdopodobnie maksymalny zasięg transgresji wczesnotremadockiej. W bałtyckim segmencie platformy wchodnioeuropejskiej niezgodność spągowa tej sekwencji przechodzi w korelacyjną zgodność zapisaną w ciemnych mułowcach furongu i tremadoku formacji z Piaśnicy dokumentującą ciągłość depozycji w tym interwale stratygraficznym (Modliński, Szymański, 1997; Porębski, Podhalańska, 2019). Ich odpowiednikiem w litewsko-estońskiej części obniżenia bałtyckiego są łupki ałunowe (Nielsen, 2004), a w Górach Świętokrzyskich ciemne mułowce formacji z Brzezinek, występujące w regionie łysogórskim, które lokalnie obejmują także część wyższego tremadoku (Modliński, Szymański, 2001; Trela i in., 2001; Trela, 2006, 2009; Trela i in., 2025). Strop sekwencji furong–dolny tremadok wyznacza spągowa niezgodność erozyjna nadległej sekwencji późny tremadok/flo–środkowy/późny darywil (zob. Kędzior i in., 2017; Trela, 2022; literatura tam cytowana).

Zapis sedymentacyjny sekwencji późnego tremadoku/flo–środkowego/późnego darywilu jest najpełniej wykształcony na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego oraz na bloku małopolskim – w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Dolna granica tej sekwencji ma charakter erozyjny z luką stratygraficzną, która na platformie wschodnioeuropejskiej obejmuje górny tremadok i najniższą część piętra flo, a na przeważającym obszarze także górny kambr – furong (Modliński, Szymański, 1997, 2008). Horyzont zlepieńcowy spągu sekwencji oraz spoczywające nad nim piaskowce glaukonitowe i glaukonityty (formacja z Rajska, formacja z Kędziorki, formacja z Wysoczek i formacja z Międzygórza) są interpretowane jako zapis cyklu transgresywnego z przejściem do wysokiego stanu morza. W metodologii stratygrafii sekwencji spągowa niezgodność sekwencji tremadok/flo–środkowy/późny darywil odpowiada zatem transgresywnej powierzchni erozji przybrzeżnej, na której lokalnie spoczywa bruk zlepieńcowy. W południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich transgresja ta wkroczyła już w późnym tremadoku, o czym świadczy obecność konodontów *Paltodus deltifer* w formacji mułowców i chalcedonitów z Wysoczek, natomiast do innych rejonów bloku małopolskiego dotarła dopiero na początku piętra flo, a jej facjalnym zapisem są piaskowce glaukonitowe. Depozycja formacji z Wysoczek odbywała się w strefie nerytycznej, poniżej sztormowej podstawy falowania, w warunkach przerywanej akumulacji osadu klastycznego przy udziale epizodów sztormowych (Trela, 2001). Okresy dłuższych przerw w depozycji materiału detrytycznego sprzyjały wczesnodiagenetycznemu wytrącaniu krzemionki, której źródłem był zdewitryfikowany materiał piroklastyczny (Chlebowski, 1971; Salwa, Trela, 2019). Natomiast piaskowce glaukonitowe i glaukonityty powstały w płytszej, marginalnej, części basenu sedymentacyjnego, w warunkach synsedymentacyjnej erozji i wielokrotnego przerabiania materiału piaszczystego, co spowodowało kondensację stratygraficzną tych osadów.

W przypadku platformy wschodnioeuropejskiej przyjął się pogląd, że dolnoordowickie glaukonityty formacji z Rajska powstały w czasie potremadockiej transgresji, która miała charakter diachroniczny i najwcześniej wkroczyła na początku flo, w dobie *Didymograptus balticus* (Modliński, 1973; Szymański, 1984; Modliński, Szymański, 1997, 2008; Jaworowski, 2002; Modliński, Podhalańska, 2010). Dane biostratygraficzne (głównie graptolitowe), na których oparto floański wiek skondensowanej formacji z Rajska, pochodzą z przewarstwień ilastych w górnej części glaukonitytu (zob. Znosko, 1964; Szymański, 1971, 1973), a zatem dolna część tej formacji, zdominowana przez kwarcowo-glaukonitowy materiał detrytyczny z bazalnym brukiem zlepieńcowym, może być starsza. Nie można wykluczyć, że transgresja morska wkroczyła w niektórych rejonach platformy już na początku flo, w dobie *T. phyllograptoides*, a nawet pod koniec tremadoku, podobnie jak w estońskiej części basenu bałtyckiego oraz na obszarze bloku małopolskiego. Dodatkową przesłanką stratygraficzną jest obecność ramienionogów pogranicza tremadoku z flo (Bednarczyk, 1969) oraz położenie horyzontu glaukonitowego w spągu formacji ze Słuchowa i formacji Tanwi poniżej (albo w obrębie) poziomu graptolitowego *Tetragraptus phyllograptoides* najniższego flo. Zatem dane stratygraficzne wskazują, że spągowy horyzont glaukonitowy sekwencji późny tremadok/flo–środkowy/późny darywil można łączyć ze zdarzeniami transgresywnymi zarejestrowanymi na Bałtoskandii w strefie granicznej pięter tremadok i flo (Nielsen, 2004). Stosunkowo gruba sukcesja mułowcowa występująca nad tym horyzontem w zachodniej części obniżenia bałtyckiego (formacja ze Słuchowa) oraz strefie Biłgoraj–Narol (formacja Tanwi) reprezentuje osady zdeponowane w głębszej części szelfu SW Bałtyki (Modliński, Szymański, 2008; Kędzior i in., 2017). Stratygraficznym ekwiwalentem tej sukcesji w rejonie brzezińsko-zbrzańskim Gór Świętokrzyskich są mułowce formacji z Brzezin, a za ich facjalną kontynuację można uznać mułowce środkowego ordowiku w otworze Mędrzechów 1 i w spągu otworu Pilzno 40 koło Tarnowa (zob. Moryc, Nehring-Lefeld, 1997).

Poza zachodnią częścią obniżenia bałtyckiego, na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, powyżej horyzontu glaukonitowego występuje skondensowany pakiet węglanowy dolnego i środkowego ordowiku (flo–środkowy darywil). Część tego pakietu odpowiadająca piętrom flo i daping jest uznawana za (późnoarenicki) interwał regresywny (Szymański, 1984). Należy jednak zaznaczyć, że wyraźna tendencja regresywna związana z interwałem floańskim została odnotowana przez Skompskiego, Paszkowskiego (2017) w stropowej części formacji ze Słuchowa. Natomiast w występującej nad nią sukcesji wapieni dapingu i dolnego/środkowego darywilu formacji z Kopalina cytowani autorzy zidentyfikowali cykliczność zapisu depozycyjnego z tendencją do pogłębiania oraz oznaki spłycenia środowiska w interwale stropowym. Zatem spąg wapieni z Kopalina wydaje się mieć związek z tym samym zdarzeniem transgresywnym wczesnego dapingu (w dobie *Baltoniodus navis*), które w Górach Świętokrzyskich pozostawiło skondensowany pakiet węglanowy formacji z Pobroszyna w regionie łysogórskim i formacji z Szumska w regionie kieleckim (Trela, 2008a, 2009), a w strefie Biłgoraj–Narol – ogniwo wapieni z Paar formacji z Suśca (Modliński, Szymański, 2008). Zapis sedymentacyjny wskazuje, że wapienie formacji z Pobroszyna powstały w warunkach powolnej depozycji i okresowych przerw w sedymentacji, które sprzyjały rozwojowi twardych den, zmineralizowanych związkami żelaza przy udziale bentosowych biocenoz bakteryjnych (Trela, 2008a). Na obszarze Bałtoskandii we wczesnym dapingu nastąpiło krótkotrwałe pogłębienie środowiska sedymentacji, które na ordowickiej krzywej eustatycznej tego obszaru zostało wyodrębnione jako zdarzenie z Gärdlosa zakończone regresywnym zdarzeniem z Komstad, z którym jest związana migracja facji węglanowych w kierunku zachodniej, basenowej części szelfu Bałtyki (Nielsen, 2004). Zdaniem Skompskiego, Paszkowskiego (2017) fazę spłycenia środowiska w bałtyckiej części platformy wschodnioeuropejskiej dokumentuje horyzont ze sfosfatyzowanymi i spirytyzowanymi pizoidami/ooidami w stropie wapieni z Kopalina. Natomiast w Górach Świętokrzyskich są to piaskowce ortidowe formacji z Bukówki, w regionie kieleckim z luką stratygraficzną w stropie, obejmującą środkowy darywil (Trela, 2004, 2009); w części łysogórskiej przerwa w depozycji była prawdopodobnie spowodowana przez krótkotrwałą emersję (Trela, 2008a). Niezgodność erozyjna i środkowodarywilska luka stratygraficzna jest także postulowana w strefie Biłgoraj–Narol, w stropie wapieni formacji z Suśca (Modliński, Szymański, 2005). Istotną rolę w kształtowaniu architektury facjalnej środkowego ordowiku na obszarze bloków małopolskiego i łysogórskiego oraz w brzeżnej strefie obniżenia podlaskiego platformy wschodnioeuropejskiej odegrała regionalna aktywność tektoniczna, która przyczyniła się do lokalnego zwiększenia pojemności akomodacyjnej, sprzyjającej depozycji mułowej we wczesnym darywilu (Trela, 2022). W przypadku strefy Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego i rejonu zbrzańsko-brzezińskiego kieleckiej części bloku małopolskiego mułowce dolnego darywilu (odpowiednio: formacji Tanwi i formacji z Brzezin) są kontynuacją depozycji osadów drobnoklastycznych, zainicjowanej na początku flo. Natomiast na zachodnim przedłużeniu

obniżenia podlaskiego mułowce formacji z Płonki są prawdopodobnie zapisem krótkotrwałego, tektonicznie indukowanego, pogłębienia basenu sedymentacyjnego (Trela, 2022).

Sekwencja środkowo/późnodarywilsko-hirnancka odzwierciedla gruntowną przebudowę architektury facjalnej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz bloków: łysogórskiego i małopolskiego, związaną z szerokim rozprzestrzenieniem drobnoziarnistych osadów klastycznych. Ciemnoszare i czarne mułowce formacji z Sasina, Jeleniowa i Cieszanowa, będące dominującą litofacją tej sekwencji, powstały w następstwie transgresji zainicjowanej między środkowym a późnym darywilem (w zachodniej części basenu bałtyckiego już w dobie *Didymograptus murchisoni,* a na pozostałych obszarach w dobie *Hustedograptus teretiusculus*). Z początkiem tej transgresji był związany epizod wczesnodiagenetycznej fosfatogenezy manifestujący się obecnością: 1) warstwowanych i konkrecyjnych fosforytów w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (Trela, 2008b), 2) redeponowanych ooidów/pizoidów fosforanowych na platformie i w regionie łysogórskim (Podhalańska, 1992; Trela, 2015; Kędzior i in., 2017; Skompski, Paszkowski, 2017) oraz 3) grubych obwódek fosforanowych na elementach szkieletowych u podstawy formacji z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Trela, 2005). Późnodarywilska autigeneza fosforanowa (przy udziale biocenoz bakteryjno-cyjanobakteryjnych) w kieleckiej i łysogórskiej strefie Gór Świętokrzyskich odbywała się w warunkach sezonowego oddziaływania upwellingu, aktywnego wzdłuż (obecnego) północnego brzegu bloku małopolskiego aż do późnego sandbu, który dostarczał fosfor uwalniany z dysoksycznych wód przydennych basenu łysogórskiego (Trela, 2005, 2008b).

Ciemne/czarne mułowce formacji z Sasina, Jeleniowa i Cieszanowa są zapisem ujednolicenia planu facjalnego w dystalnej części szelfu Bałtyki oraz depozycji w warunkach przerywanego deficytu tlenowego, a ich maksymalny zasięg przestrzenny nastąpił w dobie *clingani* wczesnego katu (Modliński, 1982a; Trela, 2007, 2016, 2022; Zhang i in., 2011). Warunki te sprzyjały zachowaniu licznych K-bentonitów w zapisie kopalnym, będących świadectwem masowej podaży popiołu wulkanicznego, transportowanego przez wiatry zachodnie ze strefy wulkanizmu wschodniej Awalonii (Modliński, 1978; Trela i in., 2018). Krótkotrwały wzrost natlenienia kolumny wody i osadu dennego, który w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich manifestuje się obecnością zbioturbowanych zielonoszarych mułowców w ciemnych iłowcach formacji jeleniowskiej, odnotowano między środkowym a późnym sandbem (Trela, 2007, 2009). Zjawisko to miało prawdopodobnie związek z uaktywnieniem cyrkulacji termohalinowej, w następstwie klimatycznie indukowanego obniżenia poziomu morza, które na krzywej eustatycznej Bałtoskandii odnotowane zostało jako zdarzenie z Frognarkilen (Nielsen, 2004). Dodatkowo obecność interwałów zbioturbowanych w ciemnych mułowcach formacji z Sasina na Lubelszczyźnie i Podlasiu wskazuje, że fluktuacje eustatyczne i chwilowy wzrost natlenienia w strefie dennej szelfu Bałtyki były dość częstym zjawiskiem (Kędzior i in., 2017).

Utwory górnego katu na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz bloków: łysogórskiego i małopolskiego należą do regresywnego ciągu systemów depozycyjnych sekwencji środkowo/późnodarywilsko-hirnanckiej. Wykształcenie facjalne tego interwału stratygraficznego, zdominowanego przez zbioturbowane zielonoszare mułowce margliste oraz wapienie margliste, odzwierciedla wzrost natlenienia wód i osadu dennego oraz agradację szelfu mułowego Bałtyki, a następnie progradację rampy węglanowej ku zachodowi (Trela, 2007; Zhang i in., 2011; Kędzior i in., 2017). Zmiana warunków redoks i przejście do cyklu regresywnego na początku późnego katu, odnotowana w polskich profilach górnego ordowiku, koreluje się dość dobrze ze zdarzeniem regresywnym z Grimsøya w Bałtoskandii (Nielsen, 2004). Ogólny trend wzrostu natlenienia w basenie zbrzańskim Gór Świętokrzyskich został na krótko zakłócony pod koniec katu przez okresowo rozwijające się warunki deficytu tlenowego (Smolarek i in., 2017; Trela, 2021). Zmiana ta jest zbieżna w czasie ze zdarzeniem transgresywnym w prehirnanckiej dobie *Dicellograptus pacificus* (górna część doby *Dicellograptus anceps*) oraz depozycją ciemnych mułowców na anoksycznym szelfie zachodniej Laurencji (Finney i in., 2007). W polskich profilach ordowiku glacieustatyczne obniżenie poziomu morza, wymuszone przez zlodowacenie hirnanckie (regresja hirnacka), zaznaczyło się zwiększoną domieszką materiału gruboklastycznego, tworzącego charakterystyczne horyzonty mułowców piaszczystych. Porębski i in. (2019) przedstawili argumenty wskazujące, że są to diamiktyty glacjalnomorskie, wytopione z gór lodowych docierających z Gondwany do szelfu Bałtyki, które dodatkowo zaznaczyły swoją obecność poprzez deformację i erozję osadu dennego. Strop sekwencji środkowo/późnodarywilsko-hirnanckiej wyznacza nagłe przejście do czarnych łupków rudanu (lokalnie także najwyższego hirnantu) formacji z Jantaru, a w kierunku wschodnim regionalna niezgodność z luką stratygraficzną obejmującą różne piętra dolnego syluru.

7 Magmatyzm

Ordowickie skały magmowe na terenie Polski udokumentowano w Sudetach. Ponadto przejawami magmatyzmu ordowickiego są pylaste osady piroklastyczne wulkanizmu eksplozywnego, obecne w profilach platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich.

7.1. SUDETY

Magmatyzm ordowicki w Sudetach to kompleks (meta)trachitów z Lubrzy, lawy poduszkowe Podgórek oraz intruzje diabazowe rozpoznane w jednostkach Bolkowa, Świerzawy i Chełmca metamorfiku kaczawskiego (Kryza, Muszyński, 1992; Baranowski i in., 1998; Kryza i in., 2007a, b; Kryza, Zalasiewicz, 2008).

Trachity z Lubrzy reprezentują typ czarnych i jasnoszarych oraz masywnych bazaltów alkalicznych o strukturze afanitowej, miąższości 50–200 m, które występują w towarzystwie maficznych i felzytowych skał wulkanoklastycznych (Furnes i in., 1989; Kryza, Muszyński, 1992). Badania wieku bezwzględnego cyrkonów pochodzących z trachitów wykazały, że powstały one ok. 485,7 ±1,6 mln lat temu, co stanowi istotną przesłankę wskazującą, że pozycja stratygraficzna trachitów z Lubrzy odpowiada strefie granicznej kambru i ordowiku (Kryza i in., 2007a, b; Kryza, Zalasiewicz, 2008).

Lawy poduszkowe Podgórek zaliczono do zieleńców drobnoziarnistych o teksturze afirowej lub niewyraźnie porfirowej (Kryza, Muszyński, 1992; Baranowski i in., 1998). Przyjmują one często formę bulastą przypominającą mniej lub bardziej owalne „poduszki" o wielkości 10–50 cm, a nawet 80 cm; lokalnie lawy te mają także charakter brekcjowy.

Diabazy tworzą intruzje o miąższości wahającej się od 10 do nawet 100 m, i występują w sukcesji ordowickiej metamorfiku kaczawskiego (Baranowski i in., 1998). Ich kontakt ze skałami osadowymi może być zgodny z warstwowaniem otaczających osadów albo tektoniczny. W strefach kontaktowych diabazy są drobnoziarniste i charakteryzują się szarobeżowym zabarwieniem oraz teksturą afirową, natomiast ich wewnętrzna część jest ciemnoszarozielona, bardziej grubokrystaliczna, o teksturze ofitowej lub subofitowej.

Pod względem geochemicznym skały magmowe Gór Kaczawskich odpowiadają bazaltom wewnątrzpłytowym oraz bazaltom śródoceanicznym typu E-MORB, które powstały w strefie inicjalnego ryftu, utworzonego w skorupie typu kontynentalnego (Kryza, 1993; Furnes i in., 1994).

7.2. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA I GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Zapisem osadowym wulkanizmu eksplozywnego w ordowiku platformy wschodnioeuropejskiej i Gór Świętokrzyskich są liczne K-bentonity o charakterystycznym jasnoszarym, zielonoszarym lub szarożółtym zabarwieniu (fig. 6D, 9D), będące diagenetycznym produktem przemian popiołów i tufów wulkanicznych (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971; Modliński, 1978, 1982b, 1986; Anczkiewicz i in., 2017; Trela i in., 2018). Tworzą one cienkie laminy (1–5 mm) oraz warstwy o grubości zmieniającej się od 1–2 cm do nawet 58 cm (przeważnie 5–10 cm).

Ordowickie K-bentonity platformy wschodnioeuropejskiej tworzą charakterystyczne przewarstwienia w mułowcach formacji z Sasina i marglach formacji Włodawki, a ich miąższość wykazuje trend wzrastający w kierunku zachodnim (Modliński, 1978). Szczególnie liczne ich wystąpienia odnotowano w interwale przejściowym między piętrami sandb i kat, w poziomie graptolitowym *Diplograptus multidens* (= *Mesograptus foliaceus*; fig. 20; Modliński, 1978). Najgrubsze warstwy K-bentonitów (maks. 58 cm w otworze wiertniczym Kościerzyna IG 1, zob. Modliński, 1982b) znajdują się w pozycji stratygraficznej (górna część poziomu *Mesograptus foliaceus*, spąg piętra kat) pozwalającej korelować je z górnoordowickim K-bentonitem z Kinnekulle w Szwecji.

Obecność lamin i warstw K-bentonitów odnotowano także w ordowiku świętokrzyskim, tak w części kieleckiej (Mójcza, Zalesie, otw. Zbrza PIG 1), jak i łysogórskiej (otw. Jeleniów PIG 1) (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971, 1976; Trela i in., 2018). Najliczniej występują w obrębie mułowców i iłowców formacji z Jele-

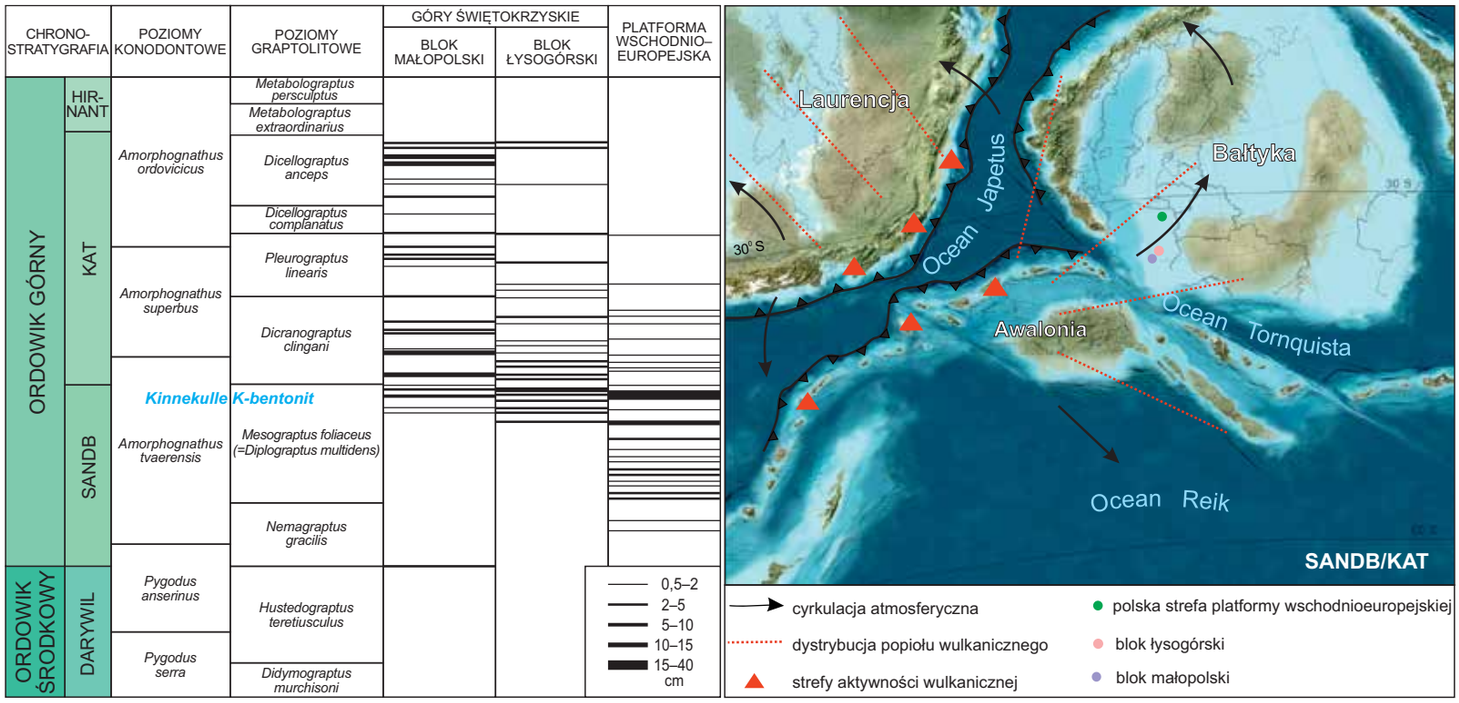


FIG. 20. Dystrybucja stratygraficzna ordowickich K-bentonitów w Górach Świętokrzyskich i basenie bałtyckim platformy wschodnioeuropejskiej (na podstawie Modlińskiego, 1978, 1982b, 1986; Treli i in., 2018) oraz lokalizacja obszaru źródłowego popiołu wulkanicznego na tle paleogeografii i paleocyrkulacji atmosferycznej późnego ordowiku (wg Treli i in., 2018)

niowa, w części odpowiadającej piętrom kat i sandb, a najgrubsze warstwy osiągają miąższość nawet 30 cm (Trela i in., 2018). Ponadto K-bentonity tworzą cienkie przewarstwienia w wapieniach górnego ordowiku formacji z Mójczy oraz mułowcach i marglach formacji ze Stawów w synklinie bardziańskiej (Czarnocki, 1939; Ryka, Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971, 1976; Trela, 2006).

Rozkład miąższości ordowickich K-bentonitów na platformie wschodnioeuropejskiej wskazuje, że obszar źródłowy (wulkanizm źródłowy), z którego pochodził materiał piroklastyczny, znajdował się na zachód od Bałtyki (zob. Modliński, 1978). Zdaniem Huffa (2008) źródłem popiołu wulkanicznego w późnym sandbie i kacie w Ameryce Północnej i Skandynawii był łuk wulkaniczny orogenu takońskiego, funkcjonujący przy wschodniej krawędzi paleokontynentu Laurencja. O ile w przypadku bentonitów północnoamerykańskich związek ten wydaje się oczywisty, gdyż w późnym ordowiku kontynent ten znajdował się w strefie pasatów SE, o tyle w przypadku Bałtyki (zwłaszcza jej SW peryferii) transport ze strefy orogenu takońskiego był raczej mało prawdopodobny ze względu na układ cyrkulacji atmosferycznej na półkuli południowej. Zdaniem Torsvika i Rehnström (2003) źródłem popiołu wulkanicznego dostarczanego w tym czasie do skandynawskiej części Bałtyki był wulkanizm wschodniej Awalonii. Materiał piroklastyczny był przenoszony do polskiej części Bałtyki przez wiatry zachodnie i docierał w rejon zajmowany przy tym kontynencie przez Góry Świętokrzyskie (fig. 20). Za awalońskim obszarem źródłowym ordowickich K-bentonitów platformy wschodnioeuropejskiej przemawiają także ich wskaźniki geochemiczne (pierwiastki śladowe i skład izotopowy Hf), typowe dla magmatyzmu alkaliczno-wapniowego z dominacją subalkalicznych riodacytów i dacytów (Anczkiewicz i in., 2017). Według cytowanych autorów magmy o takim chemizmie (na diagramach Y-Nb i Yb-Ta mieszczące się w polach granitów wewnątrzpłytowych i łuków wulkanicznych oraz granitów synkolizyjnych) były związane z łukiem magmowym umiejscowionym przy północnej krawędzi Awalonii (Torsvik, Rehnström, 2003).

Literatura

Ainsaar L., Kaljo D., Martma T., Meidla T., Männik P., Nõlvak J., Tinn O., 2010. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: a correlation standard and clues to environmental history. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 294: 189–201.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Algeo T.J., Marenco P.J., Saltzman M.R., 2016. Co-evolution of oceans, climate, and the biosphere during the 'Ordovician Revolution': A review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 458: 1–11.

Anczkiewicz, R., Porębski, S., Kędzior, A., Paszkowski, M., 2017. Geochronologia i tektogeneza ordowicko–sylurskich K-bentonitów basenu bałtyckiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 306–319. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Baranowski Z., 1975. Flysch facies in the epimetamorphic of the northern part of the Kaczawa Mountains (SW Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 45: 21–40.

Baranowski W., Urbanek Z., 1972. Ordovician conodonts from the epimetamorphic complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts., Sudetes. Bulletin de l' Académie Polonaise des Sciences, Séries des Sciences de la Terre, 20: 211–216.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 223–257.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998. Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). Geologia Sudetica, 31: 33–59.

Bednarczyk W., 1964. Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Geologiczny, 4: 3–127, 188–197.

Bednarczyk W., 1966. Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. Kwartalnik Geologiczny, 10: 33–43.

Bednarczyk W., 1968. Ordowik rejonu Kętrzyna (NE Polska). Acta Geologica Polonica, 18: 707–744.

Bednarczyk W., 1969. Ordowik z wierceń Dobre 1 i Sokołów Podlaski 1 (zachodnia część obniżenia podlaskiego). Acta Geologica Polonica, 19: 779–791.

Bednarczyk W., 1971. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 21: 574–616.

Bednarczyk W., 1979. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts in the Łeba Elevation and their stratigraphic significance. Acta Geologica Polonica, 29: 409–442.

Literatura

Bednarczyk W., 1981. Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 35–41.

Bednarczyk W., 1985. Nowe dane do stratygrafii węglanowego ordowiku Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 33: 676–680.

Bednarczyk W., 1998. Ordovician conodont biostratigraphy of the Polish part of the Baltic Syneclise. Palaeontologia Polonica, 58: 107–121.

Bednarczyk W., 1999. Significance of the genus *Thysanotos* Mickwitz 1986 for the Ordovician stratigraphy of East-Central Europe. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 15–25.

Bednarczyk W., Biernat G., 1978. Inarticulate brachiopods from the Lower Ordovician of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 23: 293–313.

Bednarczyk W., Stupnicka E., 2000. Stratigraphy and new data on tectonics of the Ordovician strata in the section at Międzygórz quarry (eastern Holy Cross Mountains, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 283–297.

Bednarczyk W., Tomczyk H., 1981. Wybrane problemy stratygrafii, litologii i tektoniki wendu i starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej. Punkt 4: Bardo Stawy. *W*: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 139–143.

Bednarczyk W., Korejwo K., Łobanowski H., Teller L., 1968. Stratigraphy of the Paleozoic sediments from borehole Strożyska 5 (Miechów trough, S Poland). Acta Geologica Polonica, 18: 677–687.

Bednarczyk W., Chlebowski R., Kowalczewski Z., 1970. Budowa geologiczna północnego skrzydła antykliny dymińskiej w górach Świętokrzyskich. Biuletyn Geologiczny, 12: 197–223.

Bełka Z., Ahrendt H., Franke W., Wemmer K., 2000. The Baltica–Gondwana suture in central Europe: evidence from K–Ar ages of detrital muscovites and biogeographical data. Geological Society Special Publications, 179: 87–102.

Belka Z., Valverde-Vaquero P., Dörr W., Ahrendt H., Wemmer K., Franke W., Schäfer J., 2002. Accretion of first Gondwana derived terranes at the margin of Baltica. Geological Society Special Publications, 201: 19–36.

Bergström S.M., Finney S.C., Chen X., Palsson C., Wang Z., Grahn Y., 2000. A proposed global boundary stratotype for the base of the upper series of the Ordovician System: the Fagelsang section, Scania, southern Sweden. Episodes, 23: 102–109.

Bergström S.M., Young S.Y., Schmitz B., 2010. Katian (Upper Ordovician) $\delta^{13}C$ chemostratigraphy and sequence stratigraphy in the United States and Baltoscandia: A regional comparison. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296: 217–234.

Berthelsen A., 1998. The Tornquist Zone north west of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 120: 223–230.

Brenchley P.J., 2004. End Ordovician Glaciation. *W*: The Great Ordovician Biodiversification Event (red. B.D. Webby i in.): 81–83. Columbia University Press.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buła Z., Habryn R., Jachowicz-Zdanowska M., Żaba J., 2015. The Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. Geological Quarterly, 59: 123–134.

Chlebowski R., 1971. Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 29: 193–304.

Chlebowski R., 1976. Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 34: 69–134.

Chlebowski R., Szaniawski H., 1974. Chitinozoa from the Ordovician conglomerates at Międzygórz in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 221–228.

Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Kwartalnik Geologiczny, 25: 243–264.

Cocks R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to Mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 27: 39–66.

Cooper R.A., Sadler P.M., 2012. The Ordovician Period. *W*: The Geological Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.), 2: 489–523.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 28: 1–117.

Czarnocki J., 1928. Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 555–568.

Czarnocki J., 1939. Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 15: 1–41.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Czarnocki J., Samsonowicz J., 1913. Drobny przyczynek do znajomości syluru Gór Kielecko-Sandomierskich. Sprawozdania z posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, Wydział III, 6: 487–491.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Kwartalnik Geologiczny, 38: 169–190.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Budowa geologiczna antykliny zbrzańskiej w płd.-zach. części Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 236: 143–175.

Dzik J., 1978. Conodont biostratigraphy and paleogeographical relations of the Mójcza Limestone (Holy Cross Mts, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 23: 51–72.

Dzik J., 1989. Conodont evolution in high latitudes of the Ordovician. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 117: 1–28.

Dzik J., 1994a. Conodonts of the Mójcza Limestone. Palaeontologia Polonica, 53: 43–128.

Dzik J., 1994b. Machaeridians, chitons and conchiferan molluscs of the Mójcza Limestones. Palaeontologia Polonica, 53: 213–252.

Dzik J., 1994c. Bryozoa of the Mójcza Limestones. Palaeontologia Polonica, 53: 253–282.

Dzik J., 1999. The Ordovician in the Holy Cross Mountains. *W*: International Symposium on the Ordovician System, ISOS Prague 1999: 3–7.

Dzik J., 2020. Ordovician conodonts and the Tornquist Lineament. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 549: 109–157.

Dzik J., Pisera A., 1994. Sedimentation and fossils of the Mójcza Limestones. Palaeontologia Polonica, 53: 5–41.

Edwards C.T., Saltzman M.R., Royer D.L., Fike D.A., 2017. Oxygenation as a driver of the Great Ordovician Biodiversification Event. Nature Geoscience, 10, 12.

Fatka O., Vavrdova M., 1998. Early Cambrian Acritarcha from sediments underlaying the Devonian in Moravia (Menin-1 borehole, southern Moravia). Bulletin of the Czech Geological Survey, 73: 55–60.

Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., 2016. Lithofacies of the Ordovician and Silurian formations prospective for shale gas/oil in the Baltic and Podlasie-Lublin areas. Przegląd Geologiczny, 64: 968–975.

Finnegan S., Bergmann K., Eiler J.M., Jones D.S., Fike D.A., Eisenman I., Hughes N.C., Tripati A.K., Fischer W.W., 2011. The Magnitude and Duration of Late Ordovician–Early Silurian Glaciation. Science, 331: 903–906.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajsprych B., 1993. Saxothuringian Zone in Germany and Poland: differences and common features. Geologische Rundschau, 82: 583–599.

Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. Journal of the Geological Society, 151: 91–109.

Gładysz J., Jachowicz M., Piekarski K., 1990. Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). Kwartalnik Geologiczny, 34: 623-649.

Golonka J., Bębenek S. (red), 2017. Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Górka H., 1969. Microorganismes de l'Ordovicien de Pologne. Palaeontologia Polonica, 22.

Gürich G., 1896. Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Verhandlungen der Russisch Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft, St. Petersburg, 32, 2.

Gürich G., 1901. Nachträge zum Paleozoicum in polnischen Mittelgebirge. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Beilage Band 13, 33.

Habryn R., Piotrowski A., Teodorski A., 2023. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 14–58.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 275–284.

Hempel J., 1867. Description géologique des environs de Kielce, de Chenciny et de Malogoszcz. Annales des Mines Série III, 12: 141–183.

Hints O., Nõlvak J., 2006. Early Ordovician scolecodonts and chitinozoans from Tallinn, North Estonia. Review of Palaeobotany and Palynology, 139: 189–209.

Holmer L.E., Biernat G., 2002. Lingulate brachiopods from Lower Ordovician (Tremadoc) chalcedonites, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 141–156.

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Woodcock N.H., Ratcliffe K.T., Montgomery P., 2021a. Geomagentic polartity during the early Silurian: the first magnetostratigraphy of the Llandovery. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110245.

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Ratcliffe K.T., Woodcock N.H., Montgomery P., 2021b. A geomagnetic polarity stratigraphy for the Middle and Upper Ordovician. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110225.

Huff W.D., 2008. Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlation ancient tephras. Quaternary International, 178: 276–287.

Jablonski D., 1991. Extinctions: A paleontological perspective. Science, 253: 754–757.

Jachowicz M., 2005. Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. Przegląd Geologiczny, 53: 756–762.

Jachowicz-Zdanowska M., 2023. Mikroflora i stratygrafia utworów ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 89–106.

Jaworowski K., 2002. Profil dolnego paleoziku w północnej Polsce – zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 58: 9–10.

Literatura

Jaworowski K., Modliński Z., 1979. Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych w ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (NE Polska). Acta Geologica Polonica, 22: 711–733.

Jerzmański J., Oberc J., Tomczykowa E., Tomczyk H., 1968. Ordowik. Historia badań. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 181–183. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jurkiewicz H. (red.), 1976. Jaronowice IG-1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1991. Książ Wielki IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 71.

Kaljo D., Hints L., Männik P., Nõlvak J., 2008. The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts and carbon isotopes. Estonian Journal of Earth Sciences, 57: 197–218.

Kalvoda J., Babek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Spacek P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97: 497–518.

Kędzior A., Dziadzio P.S., Lis P., Liana B., Paszkowski M., Porębski S.J., Ząbek G., 2017. Architektura facjalna ordowiku zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 150–190. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Kielan Z., 1956. Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 6: 253–271.

Kielan Z., 1959. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. Palaeontologia Polonica, 11: 1–198.

Kosakowski P., Kotarba M.J., Piestrzyński A., Shogenova A., Więcław D., 2017. Petroleum source rock evaluation of the Alum and Dictyonema Shales (Upper Cambrian–Lower Ordovician) in Baltic Basin and Podlasie depression (eastern Poland). International Journal of the Earth Sciences, 106: 743–761.

Kowalczewski Z., 2000. Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 4: 7–66.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów–Biszcza. Nafta-Gaz, 56: 158–178.

Kremer B., 2001. Acritarchs from the Upper Ordovician of southern Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 46: 595–601.

Kryza R., 1993. Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich. Studium petrologiczne. Acta Universitatis Wratislavensis, 1546, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 39.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 117–140.

Kryza R., Zalasiewicz J., 2008. Records of Precambrian–Early Palaeozoic volcanic and sedimentary processes in the Central European Variscides: A review of SHRIMP zircon data from the Kaczawa succession (Sudetes, SW Poland). Tectonophysics, 461: 60–71.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., Zalasiewicz J.A., Sergeev S., Presnyakov S., 2007a. Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. Journal of the Geological Society, 164: 1207–1215.

Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007b. Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. International Journal of Earth Sciences, 96: 1153–1162.

Krzemińska E., 2023. Wiek materiału detrytycznego w profilu otworu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 149–164.

Krzemiński L., 2023. Petrografia i geochemia nieorganiczna osadowych skał ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 111–132.

Krzemiński L., Poprawa P., 2006. Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin-Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 123–147.

Kwiatkowski S., Moryc W., Tomczyk H., 1966. Osady paleozoiczne wiercenia Zalesie 1 koło Szczucina. Kwartalnik Geologiczny, 10: 283–295.

Langier-Kuźniarowa A., 1974. Ordowik. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 48–60.

Lendzion K., 1983. Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 669–694.

Lendzion K., Modliński Z., Szymański B., 1979. Tremadok Lubelszczyzny. Kwartalnik Geologiczny, 23: 713–726.

Lenton T.M., Crouch M., Johnson M., Pires N., Dolan L., 2012. First plants cooled the Ordovician. Nature Geosciences, 5: 86–89.

Lewandowski M., 1993. Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (central Poland) and the origin of the Variscan Orogen. Publications of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences A, 23.

Maksym A., Śmist P., Pietrusiak M., Staryszak G., Liszka B., 2003. Nowe dane o rozwoju utworów dolnopaleozoicznych w rejonie Sędziszów Małopolski–Rzeszów świetle wyników wiercenia Hermanowa-1. Przegląd Geologiczny, 51: 412–418.

Männik P., Lehnert O., Nõlvak J., Joachimski M.M., 2021. Climate changes in the pre-Hirnantian Late Ordovician based on δ^{18}Ophos studies from Estonia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 569, 110347.

Marshall J.D., Middleton P.D., 1990. Changes in marine isotopic composition in the Late Ordovician glaciation. Journal of the Geological Society, 147: 1–4.

Masiak M., Podhalańska T, Stempień-Sałek M., 2003. Ordovician–Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) – new data on fossil assemblages and sedimentary succession. Geological Quarterly, 47: 311–329.

Masiak M., Stempień-Sałek M., Podhalańska T., 2020. Microphytoplancton from middle palaeolatitudes of southern hemisphere – a record from climate change strata of Baltica's O/S boundary. Geological Quarterly, 64: 86–103.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Kwartalnik Geologiczny, 50: 89–118.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 58: 133–145.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 65: 1511–1520.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of a foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Storch P., 2013. Environmental changes in the Late Ordovician–Early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. GSA Bulletin, 125: 1635–1670.

Mergl M., 1999. Inarticulate brachiopod communities in Tremadoc-Arenig of Prague Basin: a review. Acta Universitatis Carolinae – Geologia, 43: 337–340.

Michalski A., 1883. Krótkie sprawozdanie z badań geologicznych w guberni kieleckiej. Pamiętnik fizjograficzny, 3: 522–530.

Modliński Z., 1973. Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 72.

Modliński Z., 1976. Stratygrafia i litofacje ordowiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270: 85–108.

Modliński Z., 1978. Uwagi o rozprzestrzenieniu osadów piroklastycznych w ordowiku na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 22: 49–58.

Modliński Z., 1982a. Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 102.

Modliński Z., 1982b. Profil litologiczno-stratygraficzny – Ordowik. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 54: 55–61.

Modlinski Z., 1984. Stratygrafia potremadockich osadów ordowiku Lubelszczyzny. Kwartalnik Geologiczny, 28: 1–16.

Modliński Z., 1986. Profil litologiczno-stratygraficzny – Ordowik. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63: 37–44.

Modliński, Z., 1988. Rozwój ordowiku na Pomorzu i przyległym akwenie Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 32:565–576.

Modliński Z., 1990. Uwagi o biostratygrafii ordowiku wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 34: 585–610.

Modliński Z., 2015. Ordowik. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 109–110.

Modliński Z., Podhalańska T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 109–121.

Modliński Z., Podhalańska T., 2019. Ordowik. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 65–67.

Modliński Z., Szymański B., 1972. Dolny tremadok rejonu Lidzbarka Warmińskiego. Kwartalnik Geologiczny, 16: 274–288.

Modliński Z., Szymański B., 1997. The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). Geological Quarterly, 41: 273–288.

Modliński Z., Szymański B., 2001a. Stratygrafia i litologia ordowiku Suwalszczyzny (północno-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 394: 55–71.

Modliński Z., Szymański B., 2001b. The Ordovician stratigraphy and paleogeography of the Nida-Holy Cross Mts. Area, Poland – a review. Geological Quarterly, 45: 417–433.

Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj–Narol (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 416: 45–79.

Modliński Z., Szymański B., 2008. Lithostratigraphy of the Ordovician in the Podlasie Depression and the basement of the Płock-Warsaw Trough (eastern Poland). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 79–112.

Modliński Z., Tomczykowa E., 1975. Ordowik. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 28: 68–71, 75–77.

Literatura

Modliński Z., Nõlvak J., Szymański B., 2002a. Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Proniewicze IG 1 (NE Polska). Przegląd Geologiczny, 50: 64–71.

Modliński Z., Nõlvak J., Szymański B., 2002b. Zespoły Chitinozoa serii ordowickiej otworu Kętrzyn IG 1 (NE Polska). Przegląd Geologiczny, 50: 1149–1158.

Moryc W., 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 31: 47–83.

Moryc W., Nehring-Lefeld M., 1997. Ordovician between Pilzno and Busko in the Carpathian Foreland (Southern Poland). Kwartalnik Geologiczny, 41: 139–150.

Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T., 2010, Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296: 389–413.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constrains from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61: 502–520.

Narkiewicz M., Grad M., Guterch A., Janik T., 2011. Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. Geological Magazine, 148: 191–210.

Nawrocki J., 2015. Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce. Przegląd Geologiczny, 63: 1272–1283.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Nawrocki J., Żylinska A., Buła Z., Grabowski J., Krzywiec P., Poprawa P., 2004. Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. Journal of the Geological Society, 161: 513–522.

Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning M., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. Journal of the Geological Society, 164: 405–423.

Nehring M., 1969. Konodonty ordowickie z otworu Kętrzyn. Kwartalnik Geologiczny, 13: 27–42.

Nehring-Lefeld M., 1987. Konodonty ordowickie obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 31: 279–322.

Nehring-Lefeld M., 2015. Biostratygrafia mikropaleontologiczna utworów ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 111–115.

Nehring-Lefeld M., Szymański B., 1998. Ordovician stratigraphy in the Żarki–Mysłów area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). Geological Quarterly, 42: 29–40.

Nehring-Lefeld M., Modliński Z., Siewniak-Madej A., 1992. Biostratigraphy of the Old Paleozoic carbonates in the Zawiercie area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). Geological Quarterly, 36: 171–198.

Nielsen A.T., 2004. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W*: The Great Ordovician Biodiversification Event (red. B.D. Webby i in.): 84–93. Columbia University Press, New York.

Olempska E., 1994. Ostracods of the Mójcza Limestones. Palaeontologia Polonica, 53: 129–212.

Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 25: 431–448.

Pacześna J., 2023. Środowiska depozycji utworów ordowiku. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 106–111.

Paszkowski M., Buniak A., Kędzior A., Mikołajewski Z., Porębski S.J., 2015. Stormy warming-up of Baltica shelf: transition from Hirnantian "iceberg alley" to Llandovery "hot shales". *W*: 31.st IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts book: 401.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Piekarski K., Szymański B., Wielgomas L., 1985. Nowy reper stratygraficzny ordowiku w okolicy Myszkowa. Przegląd Geologiczny, 35: 502–503.

Pisera A., 1994. Echinoderms of the Mójcza Limestones. Palaeontologia Polonica, 53: 308–317.

Podhalańska T., 1979. The correlative significance of the Chitinozoa-bearing horizon in the Caradocian profiles of the Łeba region (NW Poland). Acta Geologica Polonica, 29: 443-448.

Podhalańska T., 1980. Stratigraphy and development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łeba Elevation (NW Poland). Acta Geologica Polonica, 30: 327–390.

Podhalańska T., 1992. Phosphatization of the Lower–Middle Ordovician sediments from the Podlasie depression (eastern Poland). Archiwum Mineralogiczne, 48: 27–41.

Podhalańska T., 2009. Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 193.

Podhalańska T., 2015. Sylur. Stratygrafia, uwagi o litologii, zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 145: 74–78.

Podhalańska T., 2019. Graptolite biostratigraphy and dating of the Ordovician–Silurian shale succession of the SW slope of the East European Craton. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 429–452.

Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–63.

Poprawa P., 2006. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskiene J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Porębska E., Koszowska E., 2001. Mazuelloidy – apatytowe glony z dolnego paleozoiku Gór Bardzkich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 49: 1050–1060.

Porębski S.J., Podhalańska T., 2017. Litostratygrafia ordowiku i syluru. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 144–149. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Porębski S.J., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 95–104.

Porębski S.J., Anczkiewicz R., Paszkowski M., Skompski S., Kędzior A., Mazur S., Szczepański J., Buniak A., Mikołajewski Z., 2019. Hirnantian icebergs in the subtropical shelf of Baltica: Evidence from sedimentology and detrital zircon provenance. Geology, 47: 284–288.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Pożaryski W., 1991. The strike-slip terrane model for the North German-Polish Caledonides. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-19: 3–15.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Quinton P.C., MacLeod K.G., 2014. Oxygen isotopes from conodont apatite of the midcontinent, US: Implications for Late Ordovician climate evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 404: 57–66.

Rasmussen C.M.Ø., Ullmann C.V., Jakobsen K.G., Lindskog A., Hansen J., Hansen T., Eriksson M.E., Dronov A., Frei R., Korte C., Nielsen A.T., Harper D.A.T., 2016. Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging Mid Ordovician icehouse. Scientific Reports, 6, 18884.

Roemer F., 1866. Geognostische Beobachtungen in polnischen Mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 18: 667–690.

Ryka W., Tomczyk H., 1959. Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 3: 689–710.

Salamon M.A., Gerrienne P., Steemans P., Gorzelak P., Filipiak P., Le Hérissé A., Paris F., Cascales-Miñana B., Brachaniec T., Misz-Kennan M., Niedźwiedzki R., Trela W., 2018. Putative Late Ordovician land plants. New Phytologist, 218: 1305–1309.

Saltzman M., 2005. Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. Geology, 33: 573–576.

Salwa S., Trela W., 2019. Lower Ordovician (Tremadocian) tuffaceous mudstones from the Holy Cross Mountains, Poland: mineral composition and early diagenetic silicification. Mineralogia – Special Papers, 49: 79.

Samsonowicz J., 1916. Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania z posiedzenia Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 9: 319–358.

Samsonowicz J., 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1: 53–67.

Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk W., Verniers J., 2002. Timing of the Avalonia-Baltica plate convergence as inferred from palaeogeographic and stratigraphic data of chitinozoan assemblages in west Pomerania, northern Poland. Geological Society Special Publications, 201: 95–113.

Schätz M., Zwing A., Tait J., Belka Z., Soffel H.C., Bachtadse V., 2006. Paleomagnetism of Ordovician carbonate rocks from Malopolska Massif, Holy Cross Mountains, SE Poland – Magnetostratigraphic and geotectonic implications. Earth and Planetary Science Letters, 244: 349–360.

Scotese C.R., 2014. Atlas of Silurian and Middle-Late Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection). The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, vol.1: Maps 73–80.

Servais T., Harper D.A.T., 2018. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): definition, concept and duration. Lethaia, 51: 151–164.

Sheehan P.M., 2001. The Late Ordovician mass extinction. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29: 331–364.

Siwniak-Madej A., 1994. Przegląd badań konodontowych osadów paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Geologiczny, 42: 649–652.

Skompski S., Paszkowski M., 2017. Węglany ordowiku i syluru pomorsko-lubelskiego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej jako stratygraficzny zapis wahań eustatycznych. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 191–226. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Smolarek J., Marynowski L., Trela W., Kujawski P., Simoneit B.R.T., 2017. Redox conditions and marine microbial community changes during the end-

Literatura

Ordovician mass extinction event. Global and Planetary Change, 149: 105–122.

Smolarek-Lach J., Marynowski L., Trela W., 2014. Ordovician Jeleniów Claystone Formation of the Holy Cross Mountains, Poland – Reconstruction of redox conditions using pyrite framboid study. Contemporary Trends in Geoscience, 3: 59–67.

Smolarek-Lach J., Marynowski L., Trela W., Wignall P.B., 2019. Mercury spikes indicate a volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction event: an example from a deep shelf on the peri-Baltic region. Scientific Reports, 9, 3139.

Stachacz M., Łaska W., Uchman A., 2018. Large cruzianid trace fossils in the Ordovician of the peri-Baltic area: the case of the Bukówka Formation (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 62: 400–414.

Stempień-Sałek M., 2011. Palynomorph assemblages from the Upper Ordovician in northern and central Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 21–61.

Sullivan N.B., Loydell D.K., Montgomery P., Molyneux S.G., Zalasiewicz J., Ratcliffe K.T., Lewis G., 2018. A record of Late Ordovician to Silurian oceanographic events on the margin of Baltica based on new carbon isotope data, elemental geochemistry, and biostratigraphy from two boreholes in central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 490: 95–106.

Szaniawski H., 1980. Conodonts from the Tremadocian chalcedony beds, Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 25: 101–121.

Szczepanik Z., 2000. The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland; similarities and differences. Geological Quarterly, 44: 275–295.

Szczepanik Z., 2003. Następstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 59: 96–98.

Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. Przegląd Geologiczny, 52: 895–898.

Szymański B., 1966. Łupki dictyonemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. Kwartalnik Geologiczny, 10: 44–62.

Szymański B., 1968. Wapienie z ooidami żelazistymi środkowego ordowiku Białowieży i Mielnika. Kwartalnik Geologiczny, 12: 1–13.

Szymański B., 1971. Ordowik dolny północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 15: 528–546.

Szymański B., 1973. Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. Prace Instytutu Geologicznego, 69.

Szymański B., 1974. Tremadok obniżenia perybałtyckiego. Kwartalnik Geologiczny, 18: 223–245.

Szymański B., 1984. Osady tremadoku i arenigu w północno-wschodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 118.

Szymański B., 1985. Stromatolity lanwirnu górnego z północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 29: 597–624.

Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (północna Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 113–154.

Temple J.T., 1965. Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. Acta Palaeontologica Polonica, 10: 379–450.

Tomczyk H., 1954. Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie fauny z łupków graptolitowych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 93: 1–66.

Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Prace Instytutu Geologicznego, 35.

Tomczyk H., 1964. The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of the Caledonian orogeny. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 12: 119–131.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1964. Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin koło Morawicy w Górach Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 14: 501–546.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. Acta Geologica Polonica, 17: 1–46.

Tomczykowa E., 1964. Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 8: 491–504.

Tomczykowa E., 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 54.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 1968. Ordowik. Stratygrafia. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 215–230. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – potwierdzenie budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393: 167–198.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Trela W., 2000. Zapis izotopowy ($\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$) w wapieniach górnego ordowiku z Mójczy w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 48: 736–740.

Trela W., 2001. Sedimentological record of changing hydrodynamic conditions in the upper Tremadoc deposits of the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 45: 131–142.

Trela W., 2004. Ordovician sea-level changes in the Małopolska Block (southeastern Poland). *W*: WOGOGOB-2004, 8th Meeting of the Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia. Conference Materials. Abstracts and Field Guidebook (red. O. Hint, L. Ainsar): 98–99.

Trela W., 2005. Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Malopolska Block (Poland): response to palaeoceanographic conditions. Sedimentary Geology, 178: 219–236.

Trela W., 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 622–631.

Trela W., 2007. Upper Ordovician mudrock facies and trace fossils in the northern Holy Cross Mountains, Poland, and their relation to oxygen- and sea-level dynamics. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 246: 488–501.

Trela W., 2008a. Sedimentary and diagenetic environment of Middle Ordovician iron-rich limestones (Pobroszyn Formation) in the northern Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 52: 199–212.

Trela W., 2008b. Sedimentary and microbial record of the Middle/Late Ordovician phosphogenetic episode in the northern Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 203: 131–142.

Trela W., 2009. Ewolucja środowisk depozycyjnych ordowiku łysogórskiego w Górach Świętokrzyskich na tle krzywej eustatycznej Bałtyki. Przegląd Geologiczny, 57: 900–904.

Trela W., 2015. Ordowik. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147: 53–59.

Trela W., 2016. Agglutinated benthic foraminifera in Ordovician and Silurian black mudrock facies of the Holy Cross Mountains (Poland) and their significance in recognition of oxygen content. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 457: 242–246.

Trela W., 2021. Eustatic and local tectonic impact on the Late Ordovician – Early Silurian facies evolution at SW margin of peri-Baltica (the southern Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 158: 1472–1486.

Trela W., 2022. Stratigraphy and sedimentary record of the Ordovician system in Poland – a review. Geological Society Special Publications, 532: 345-373.

Trela W., Salwa S., 2007. Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich): związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. Przegląd Geologiczny, 55: 971–978.

Trela W., Szczepanik Z., 2009. Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku. Przegląd Geologiczny, 57: 147–157.

Trela W., Salwa, S., Szczepanik Z., 2001. The Ordovician rocks of Pobroszyn in the Łysogóry region of the Holy Cross Mountains, Poland. Kwartalnik Geologiczny, 45: 143–154.

Trela W., Bąk E., Pańczyk M., 2018. Upper Ordovician and Silurian ash beds in the Holy Cross Mountains, Poland: preservation in mudrock facies and relation to atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. Journal of the Geological Society, 175: 352–360.

Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016. Llandovery green/grey and black mudrock facies of the northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. Sedimentary Geology, 342: 66–77.

Trela W., Krzemińska E., Jewuła K., Czupyt Z., 2022. Oxygen isotopes from apatite of Middle and Late Ordovician conodonts in peri-Baltica (the Holy Cross Mountains, Poland) and their climatic implications. Geosciences, 12, 165.

Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Lécuyer C., Nicoll R.S., 2008. Did Cooling Oceans Trigger Ordovician Biodiversification? Evidence from Conodont Thermometry. Science, 321: 550–554.

Turnau-Morawska M., 1960. Zlepieniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 10: 123–145.

Unrug R., Harańczyk C., Chocyk-Jamińska M., 1999. Easternmost Avalonian and Armorican-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian–Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. Tectonophysics, 302: 133–157.

Urbanek Z., Baranowski Z., 1986. Revision of age of the Radzimowice schists from the Góry Kaczawskie, Western Sudetes. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 399–408.

van Staal C.R., Whalen J.B., McNicoll V.J., Pehrsson S., Lissenberg C.J., Zagorevski A., van Breemen O., Jenner G.A., 2007. The Notre Dame arc and the Taconic orogeny in Newfoundland. GSA Memoir, 200: 511–552.

van Staal C.R., Whalen J.B., Valverde-Vaquero P., Zagorevski A., Rogers N., 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the northern Appalachians. Geological Society Special Publications, 327: 271–316.

Walczak A., Belka Z., 2017. Fingerprinting Gondwana versus Baltica provenance: Nd and Sr isotopes in Lower Paleozoic clastic rocks of the Małopolska and Łysogóry terranes, southern Poland. Gondwana Research, 45: 138–151.

Webby B.D., Cooper R.A., Bergström S.M., Paris F., 2004. Stratigraphic framework and time slices. *W*: The Great Ordovician Biodeiversification Event (red: B.D. Webby i in.): 42–47. Columbia University Press.

Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. Geological Society Special Publications, 201: 1–18.

Wrona R., 2004. Gondwanan provenance of the Łysogóry block (Holy Cross Mountains, Poland) supported by Upper Ordovician chitinozoans from the Pobroszyn section. *W*: International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate: 77.

Wrona R., Bednarczyk W.S., Stempień-Sałek M., 2001. Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician of the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. Acta Geologica Polonica, 51: 317–331.

Literatura

Wyżga B., 1987. Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich. Geologia Sudetica, 22: 119–145.

Zeuschner L., 1869. Ueber die neuentdeckte Silurformation von Kleczanow im südlichen Pohlen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 21: 257–262.

Zhang T., Trela W., Jiang S-Y., Nielsen J.K., Shen Y., 2011. Major oceanic redox condition change correlated with the rebound of marine animal diversity during the Late Ordovician. Geology, 39: 675–678.

Znosko J., 1964. Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. Kwartalnik Geologiczny, 8: 60–72.

Znosko J., 1998. Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Znosko J., 2001. New data on Caledonian, Alpine-style folding in the Holy Cross Mts., Poland. Geological Quarterly, 45: 155–163.

Znosko J., Chlebowski R., 1976. Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 135–157.

Żaba J., Salwa S., 2023. Wyniki badań tektonicznych, analiza tempa depozycji i warunków pogrzebania. Analiza strukturalna rdzenia wiertniczego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163: 232–244.

Żelaźniewicz A., Seghedi A., Jachowicz M., Bobiński W., Buła Z., Cwojdziński S., 2001. U-Pb SHRIMP Data confirm the Presence of a Vendian Foreland Flysch Basin next to the East European Craton. *W*: ESF EUROPROBE Meeting “Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic response on the Margins of Baltica”, Abstracts: 98–100.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fenning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. Kwartalnik Geologiczny, 58: 93–124.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych, Wrocław.

Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran-Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.

Żylińska A., 2002. Stratigraphic and biogeographic significance of Late Cambrian trilobites from Łysogóry (Holy Cross Mountains, central Poland). Acta Geologica Polonica, 52: 217–238.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 201–236. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.978-83-68623-86-4.pp.201-236

SYLUR

Wiesław Trela, Teresa Podhalańska

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
			419,62 ±1,36
SYLUR	przydol		422,7 ±1,6
	ludlow	ludford	425,0 ±1,5
		gorst	426,7 ±1,5
	wenlok	homer	430,6 ±1,5
		szejnwud	432,9 ±1,2
	landower	telich	438,6 ±1,0
		aeron	440,5 ±1,0
		rudan	443,1 ±0,9

Wstęp

Ostatnie trzy dekady wielodyscyplinarnych badań geologicznych systemu sylurskiego znacząco przyczyniły się do lepszego poznania zmian klimatyczno-oceanograficznych i biotycznych w tym okresie (Loydell, 1998; Calner, 2008; Munnecke i in., 2010; Melchin i in., 2012, 2013; Trotter i in., 2016, literatura tam cytowana). Szczególnie istotne znaczenie w poznaniu klimatu sylurskiego mają badania geochemiczne, a zwłaszcza izotopy stabilne węgla i tlenu. W landowerze warunki klimatyczne i biotyczne były warunkowane aktywnością lądolodu na Gondwanie (Diaz-Marinez, Grahn, 2007) i miały związek z wczesnopaleozoiczną epoką glacjalną (*Early Palaeozoic Icehouse*), zainicjowaną w późnym ordowiku a zakończoną na początku wenloku (Page i in., 2007). Wczesny – rudański – etap sylurskiego systemu klimatycznego został ukształtowany przez późnohirnancką deglacjację lądolodu gondwańskiego i charakteryzował się przejściem do stanu cieplarnianego, czemu towarzyszył eustatyczny wzrost poziomu morza (Nielsen, 2004; Melchin i in., 2013). Badania stabilnych izotopów węgla osadów syluru ujawniły okresowe perturbacje cyklu węglowego odnotowane jako zdarzenia z Ireviken, Mulde i Lau, z którymi są utożsamiane kryzysy biotyczne i eustatyczne zmiany poziomu morza (Cramer i in., 2011; Melchin i in., 2012).

W sylurze miało miejsce jedno z najważniejszych wydarzeń geotektonicznych w dziejach Ziemi związane z finalnym etapem orogenezy kaledońskiej, będącej rezultatem kolizji Laurencji z Bałtyką–Awalonią, w wyniku której nastąpiło zamknięcie oceanu Japetus i powstanie w strefie międzyzwrotnikowej lądu Laurosji z bałtycką krawędzią skierowaną w stronę oceanu Reik (Cocks, Torsvik, 2005). W skandynawsko–polskim segmencie Bałtyki oddziaływanie orogenu kaledońskiego było związane ze skośną kolizją ze wschodnią Awalonią (Lazauskiene i in., 2003; Poprawa, 2006) i zaznaczyło się zwiększoną subsydencją zachodniej i SW skorupy paleokontynentu bałtyckiego oraz diachronicznym rozwojem powstałego wówczas basenu przedgórskiego (Mazur i in., 2018).

Osady syluru na terenie Polski są szeroko rozpowszechnione, gdyż ich obecność udokumentowano w licznych otworach wiertniczych na platformie wschodnioeuropejskiej (fig. 1), w podłożu niecki płocko-warszawskiej oraz w odsłonięciach naturalnych w Górach Świętokrzyskich, a także pod pokrywą utworów kenozoiku, mezozoiku i górnego paleozoiku na obszarze Podkarpacia. Sylur świętokrzyski i SE Polski stanowi część sukcesji osadowej dolnego paleozoiku bloków: małopolskiego i łysogórskiego (fig. 1). Skały tego systemu są znane również z Sudetów, gdzie są częścią sekwencji wulkaniczno-osadowej dolnego/środkowego paleozoiku z elementami kompleksu ofiolitowego w obrębie orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2006, 2010, literatura tam cytowana).

Historia i stan badań syluru w Polsce do 1968 r. zostały scharakteryzowane w rozdziale dotyczącym tego systemu w „Budowie geologicznej Polski" (Tomczyk, 1968). W późniejszych latach badania obejmowały zagadnienia dotyczące lito- i biostratygrafii oraz aspekty litofacjalne, sedymentologiczne i paleośrodowiskowe, a ich przegląd jest zawarty w podrozdziałach: „Litostratygrafia" i „Biostratygrafia" oraz tabelach 1–3. Do najważniejszych osiągnięć w badaniach syluru po 1968 r. należą prace dotyczące lito- i biostratygrafii (Tomczykowa, Tomczyk, 1979; Porębska, 1982; Nehring-Lefeld i in., 1992; Malec, 1993, 2001; Teller, 1997a, b; Urbanek, Teller, 1997; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Masiak i in., 2003, 2020; Szymański, Modliński, 2003; Modliński i in., 2006; Kozłowski, 2008; Wagner, 2008; Porębski, Podhalańska, 2019), a także syntetyczne opracowania syluru w Polsce, w wydawnictwach monograficznych poświęconych geologii środkowej Europy (Verniers i in., 2008; de Vos i in., 2010). Ważnym osiągnięciem są także prace dotyczące ewolucji geotektonicznej basenu sedymentacyjnego i obszarów alimentacyjnych materiału osadowego (Nawrocki, 2000; Kozłowski i in., 2004, 2014; Krzemiński, Poprawa, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2006; Mazur i in., 2018). Istotny wkład w rozpoznanie systemu sylurskiego w Polsce wniosły badania związane z poszukiwaniem i rozpoznaniem niekonwencjonalnych nagromadzeń węglowodorów (Kotarba, 2010; Więcław i in., 2010; Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Grotek, 2016; Karcz, Janas, 2016; Sikorska i in., 2016; Botor i in., 2017; Golonka, Bębenek, 2017; Papiernik i in., 2019; Podhalańska i in., 2020; Poprawa, 2020 oraz prace tam cytowane).

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

1

Na przeważającej części Polski (platforma wschodnioeuropejska i blok małopolski, w tym Góry Świętokrzyskie) sylurska sukcesja osadowa jest zapisem ewolucji SW krawędzi paleokontynentu Bałtyka od stadium pasywnego w ordowiku (i prawdopodobnie landowerze) w basen przedgórski w wenloku (być może już pod koniec landoweru) i przydolu, czemu towarzyszyła stopniowa likwidacja Oceanu Tornquista (Mazur i in., 2018). Basen przedgórski – o rozciągłości NW–SE – powstał w następstwie fleksuralnego uginania SW krawędzi Bałtyki (fig. 1; Poprawa, 2006). Od strony lądowej basen ten był obrzeżony platformą węglanową z budowlami rafowymi w rejonie Gotlandii, Estonii, Białorusi, Ukrainy, a na przeciwległym jego krańcu znajdował się orogen łuk–kontynent strefy kolizyjnej płyty bałtyckiej i awalońskiej (Kozłowski, 2003; Kozłowski i in., 2004, 2014). Przy NW granicy basenu zachował się kaledoński

1

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

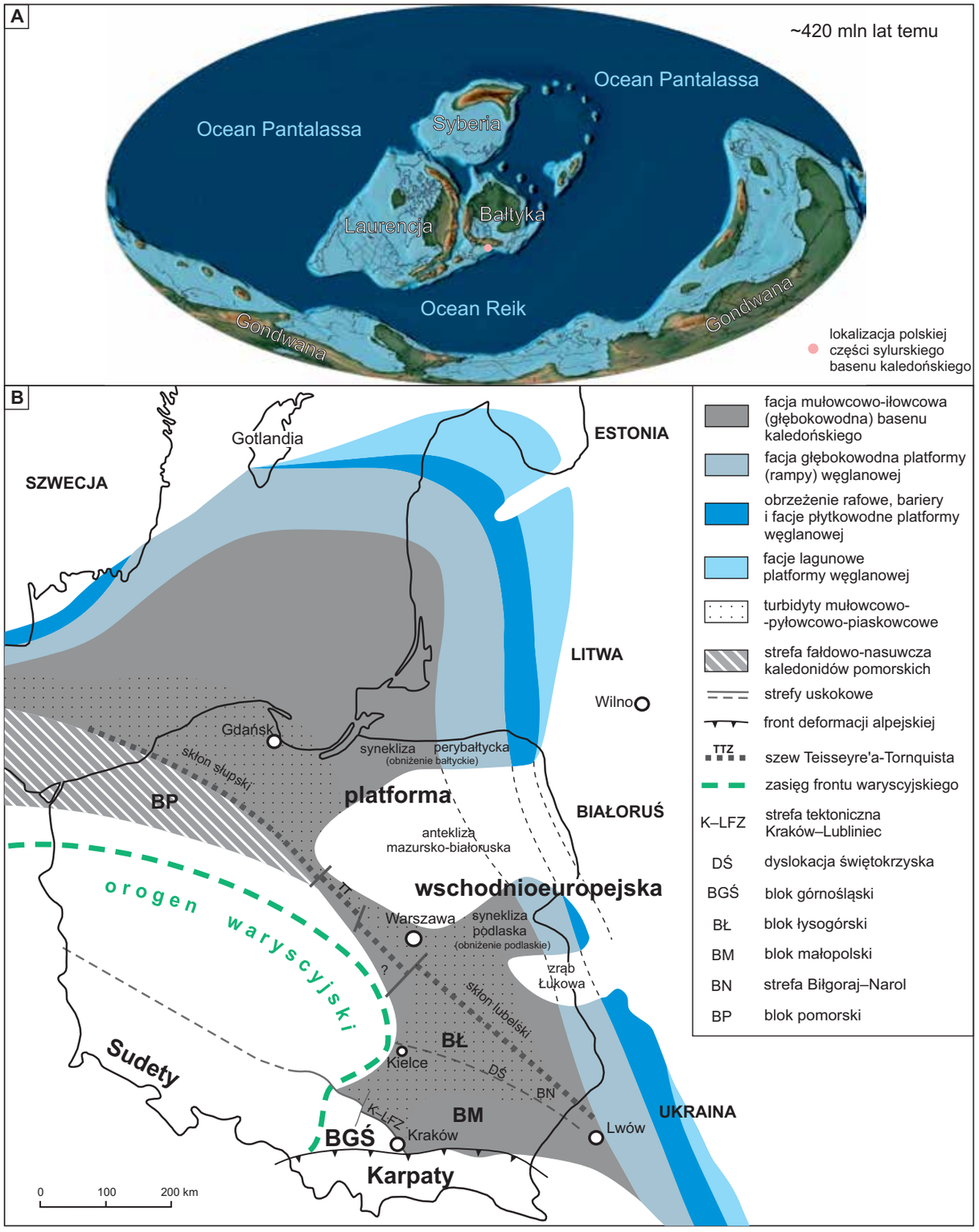


FIG. 1. A – lokalizacja paleogeograficzna sylurskiego basenu przedgórskiego w Polsce (mapa paleogeograficzna wg Scotese'a, 2014); **B** – zgeneralizowana mapa facjalna syluru kaledońskiego basenu przedpola krawędzi Bałtyki (wg Kozłowskiego, Munnecke, 2010; Mazura i in., 2018) na tle głównych jednostek tektonicznych Polski (wg Pożaryskiego i in., 1992; Dadleza i in., 1994; Żelaźniewicza i in., 2011)

pas fałdowo-nasuwczy strefy Koszalin–Chojnice (fig. 1), który powstał na ścienionej skorupie zachodniego skłonu Bałtyki (Poprawa i in., 1999; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006, 2020; Mazur i in., 2016, 2018). Charakterystyczną cechą sylurskiego wypełnienia osadowego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jest diachronizm litosomów turbidytowych, których spąg jest coraz młodszy w kierunku wschodnim i SE (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Mazur i in., 2018).

Przedłużenie sylurskiego basenu przedgórskiego w kierunku SW znajduje się na obszarze bloków: łysogórskiego (wraz ze strefą Biłgoraj–Narol) i małopolskiego (fig. 1; Narkiewicz, 2002; Kozłowski i in., 2004, 2008, 2014; Buła, Habryn, 2011, literatura tam cytowana). Do środkowego ludlowu sukcesja osadowa syluru bloków małopolskiego i łysogórskiego rozwijała się w dystalnej – osiowej – części zapadliska przedgórskiego, po czym we wczesnym ludfordzie ta część basenu znalazła się w zasięgu źródła orogenicznego, z tym, że obszar małopolski był położony bliżej kaledońskiej strefy kolizyjnej (Kozłowski in., 2004, 2014). Miało to związek z diachronizmem obciążenia orogenicznego generowanym przez przesuwającą się w kierunku SE strefą kolizyjną Awalonii z Bałtyką (Jaworowski, 2000; Kozłowski i in., 2014; Mazur i in., 2018). Pełny zapis sedymentacyjny osiowej części sylurskiego basenu przedgórskiego, aż po stadium całkowitego zapełnienia, zachował się tylko w strefie łysogórskiej Gór Świętokrzyskich, w przeciwieństwie do bloku małopolskiego, gdzie ludlowsko-przydolska część sukcesji osadowej została częściowo zerodowana przed dewonem (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Kozłowski, 2008).

Pod względem paleogeograficznym osady sylurskie Sudetów są związane z basenami depozycyjnymi zespołu terranów armorykańskich, rozwiniętych przy południowym brzegu oceanu Reik (Aleksandrowski i in., 2000; Mazur i in., 2010).

Podstawy stratygrafii syluru 2

W standardowym podziale chronostratygraficznym system sylurski jest podzielony na następujące oddziały: landower (piętra: rudan, aeron, telich), wenlok (piętra: szejnwud, homer), ludlow (piętra: gorst, ludford) i przydol (Melchin i in., 2012). Statotyp granicy ordowiku z sylurem został ustanowiony w szkockim profilu Dob's Linn, w spągu poziomu graptolitowego *Akidograptus ascensus*, a stratotyp granicy z dewonem znajduje się w czeskim profilu Klonk, standardowo w spągu poziomu graptolitowego *Monograptus uniformis* (Melchin i in., 2012).

Podstawowym narzędziem klasyfikacji stratygraficznej (bio- i chronostratygrafii) sukcesji osadowej syluru w Polsce są skamieniałości graptolitów, co jest związane z dominacją facji mułowcowej z bogatą fauną tej właśnie grupy organizmów. Towarzyszą im ramienionogi, trylobity, łodziki, tentakulity i małże, jednak ich znaczenie stratygraficzne jest ograniczone (parastratygraficzne) i na ogół znajdują zastosowanie w sukcesjach marglisto-węglanowych. Istotne znaczenie w identyfikacji stratygraficznej utworów klastycznych syluru odgrywają także mikroskamieniałości Chitinozoa, a w osadach marglisto-węglanowych – konodonty i małżoraczki.

Zasadnicze ramy podziału stratygraficznego syluru w Polsce – na podstawie fauny graptolitowej – zostały opracowane przez Tomczyka (1962, 1968, 1990), Tellera (1969, 1997a, b), Urbanka i Tellera (1997) i uzupełnione przez Kozłowską-Dawidziuk (1999) o dwa poziomy graptolitowe w homerze, pozwalające na korelację syluru platformy wschodnioeuropejskiej z Turyngią. Od początku lat 60. XX w., na obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej był stosowany schemat podziału syluru na piętra regionalne (wcześniej warstwy) autorstwa Tomczyka (1962, 1990 i literatura tam cytowana; także Tomczykowa, 1988). W kolejności stratygraficznej są to piętra: pasłęk, bielsk, mielnik, siedlce i podlasie, zdefiniowane głównie na podstawie obecności fauny graptolitowej oraz anomalii geofizycznych. Pasłęk odpowiada landowerowi (obejmującemu w schemacie Tomczyka także hirnancki poziom graptolitowy *Metabolograptus persculptus*). Bielsk obejmuje część wenloku – od poziomu *Cyrtograptus insectus*, który w standardowej zonacji graptolitowej znajduje się jeszcze w najwyższym landowerze, po poziom *Testograptus testis* wcześniej wydzielany między poziomami *Cyrtograptus lundgreni* a *Gothograptus nassa* (m.in. Tomczyk, 1968). Mielnik odpowiada górnemu wenlokowi i dolnemu ludlowowi, piętro siedlce mieści się w górnym ludlowie do poziomu graptolitowego *Formosograptus formosus*, a podlasie w przydolu, włączając dewoński poziom *Monograptus angustidens*. Krytyczną recenzję takiego podziału i jego rozbieżności ze standardem chronostratygraficznym syluru przedstawili Szymański i Modliński (2003).

Jako narzędzie korelacji stratygraficznej są wykorzystywane także izotopy stabilne węgla, zwłaszcza w sukcesjach pozbawionych skamieniałości przewodnich. Na ich podstawie zidentyfikowano kilka izotopowych zdarzeń węglowych o zasięgu globalnym, mających związek ze zmianami klimatyczno-eustatycznymi (Cramer i in., 2011; Melchin i in., 2012; zob. podrozdz. 5).

Wśród metod wspomagających rozpoznanie stratygraficzne systemu sylurskiego należy wymienić magnetostratygrafię, która jednak jest wciąż w fazie opracowywania (Melchin i in., 2012; zob. podrozdz. 6). W ostatnim czasie Hounslow i in. (2021a) dokonali szczegółowego podziału landoweru na magnetozony, które spełniają kryteria ponadregionalnych interwałów i horyzontów korelacyjnych.

Litostratygrafia 3

3.1. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Sylur na obszarze polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej jest reprezentowany przez sukcesję osadów silikoklastycznych o znacznej miąższości (fig. 2) charakteryzującą się mniejszym udziałem węglanów i sporadycznie występującymi cienkimi przewarstwieniami skał piroklastycznych. Skały tego systemu zachowały się tu w dwóch obniżeniach strukturalnych: bałtyckim i podlaskim (syneklizy: perybałtycka i podlaska) oraz na lubelskim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej (*sensu* Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 1). Schemat litostratygraficzny syluru opracowany przez Modlińskiego i in. (2006) dla obniżenia bałtyckiego został zaadaptowany do pozostałych obszarów platformy wschodnioeuropejskiej z uwzględnieniem odmiennego wykształcenia litologicznego wschodniej części Podlasia i Lubelszczyzny (Podhalańska i in., 2010; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2025). Szczegółowa analiza architektury facjalnej mułowców i iłowców syluru platformy wschodnioeuropejskiej z charakterystyką ich cech sedymentologicznych została przedstawiona w obszernym opracowaniu przez Dziadzio i in. (2017), zob. też Lis (2010); Lis, Bohacs (2012); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016). Opis sedymentologiczny i środowisko depozycji sukcesji turbidytów mułowcowo-pyłowcowych przedstawił Jaworowski (1971, 2000).

W większości profili bałtyckiej części platformy wschodnioeuropejskiej występuje ciągły profil syluru dokumentowany poziomami graptolitowymi (fig. 2). Najczęściej leży niezgodnie sedymentacyjnie na osadach ordowiku górnego – hirnantu (fig. 2), a jego strop w centralnej części obniżenia perybałtyckiego (rejon Bałtyku) jest przykryty penakordantnie utworami kontynentalnymi dewonu, w przeciwieństwie do zewnętrznej strefy obniżenia, gdzie występuje luka stratygraficzna między sylurem (częściowo bez przydolu) a penakordantnie spoczywającym permem (czerwonym spągowcem lub cechsztynem). Tylko sporadycznie na obszarze Bałtyku sylur kontaktuje z dolnym dewonem lub karbonem. Miąższość syluru na obszarze obniżenia bałtyckiego jest zróżnicowana – od ok. 200 m na wschodzie, 860,0 m w profilu otworu wiertniczego Prabuty IG 1, do 2245,4 m – otwór Lębork IG 1 i 3340,0 m – otwór Słupsk IG 1.

Na obszarze podlasko-lubelskim udokumentowano wszystkie oddziały i piętra syluru, przy czym – podobnie jak w części bałtyckiej – profile o największej miąższości (jednak niekompletne stratygraficznie) występują w najdalej na zachód położonych otworach wiertniczych. Erozja stropowych części syluru miała miejsce przede wszystkim w obszarze podlaskim. W wielu otworach, jak Okuniew IG 1, Tłuszcz IG 1, Wrotnów IG 1 oraz Stadniki IG 1 (np. Podhalańska, 2011), Kaplonosy IG 1 (Tomczyk, 1989) brak jest przydolu i części ludfordu. Najpełniejszy profil syluru występuje w otworze wiertniczym Żebrak IG 1 (Tomczyk, 1975a; Centralna Baza Danych Geologicznych [CBDG] – Otwory wiertnicze), w którym dzięki biostratygrafii graptolitowej udokumentowano niemal 400 m utworów przydolu oraz pakiet ludfordu o znacznej miąższości (ponad 1000 m w otworze Okuniew IG 1, zob. Tomczyk, 1975a). Na wschodzie i SE Lubelszczyzny i Podlasia brak jest znacznej części landoweru, do – miejscami – całkowitego zaniku (fig. 3). W najbardziej NW części tego obszaru (profile: Okuniew IG 1 i Pęclin OU-1) luka stratygraficzna w spągu landoweru obejmuje co najwyżej najniższy poziom biostratygraficzny lub nie ma jej wcale, a w kierunku SE (otwory: Goździk OU-1, Siedliska IG 1, Stręczyn OU-1, Berejów OU-1, Busówno IG 1, Syczyn OU-1) stopniowo się zwiększa i w otworze Terebin IG 5 obejmuje już cały landower (Podhalańska, 2019; fig. 3).

Najstarsze osady syluru platformy wschodnioeuropejskiej są wykształcone jako formacja mułowca z Jantaru (formacja z Jantaru) (*sensu* Porębski, Podhalańska, 2017, 2019; fig. 2; tab. 1), która pierwotnie została wyróżniona przez Modlińskiego i in. (2006) w randze ogniwa (iłowców bitumicznych z Jantaru). Jej głównym komponentem są czarne, bitumiczne i bezwapniste mułowce i iłowce z licznym pirytem, laminami i przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców wapnistych oraz podrzędnym udziałem ciemnoszarych wapieni marglistych. Mułowce bitumiczne formacji z Jantaru posiadają duży potencjał generacyjno-akumulacyjny niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (Poprawa, 2010, 2020; Botor i in., 2017; Podhalańska i in., 2020). Miąższość formacji z Jantaru w lądowej części obniżenia bałtyckiego wynosi od kilku do 25 m i zmniejsza się do 15–20 m w części morskiej (Podhalańska i in., 2018a, b, 2020; Poprawa, 2020). W obniżeniu podlaskim miąższość jest mniejsza i wynosi od 4 m (otwór Goździk OU-1) do 11 m (otwór Pęclin OU-1) (Podhalańska i in., 2020). Spąg formacji z Jantaru jest diachroniczny i w wielu miejscach wyznacza go spirytyzowana powierzchnia transgresywnej erozji (Podhalańska, 2009; Porębski i in., 2013; Porębski, Podhalańska, 2019), przy czym w zachodniej części obniżenia bałtyckiego i w podłożu niecki płocko-warszawskiej jest zachowana miejscami jej ciągłość z hirnantem (m.in. Tomczyk, 1976; Podhalańska, 2009, 2015a; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015), natomiast w obniżeniu podlaskim i lubelskim dolna granica tej jednostki ma charakter niezgodności erozyjnej (Modliński i in., 2006). Z tą niezgodnością jest związana luka stratygraficzna

3
Litostratygrafia

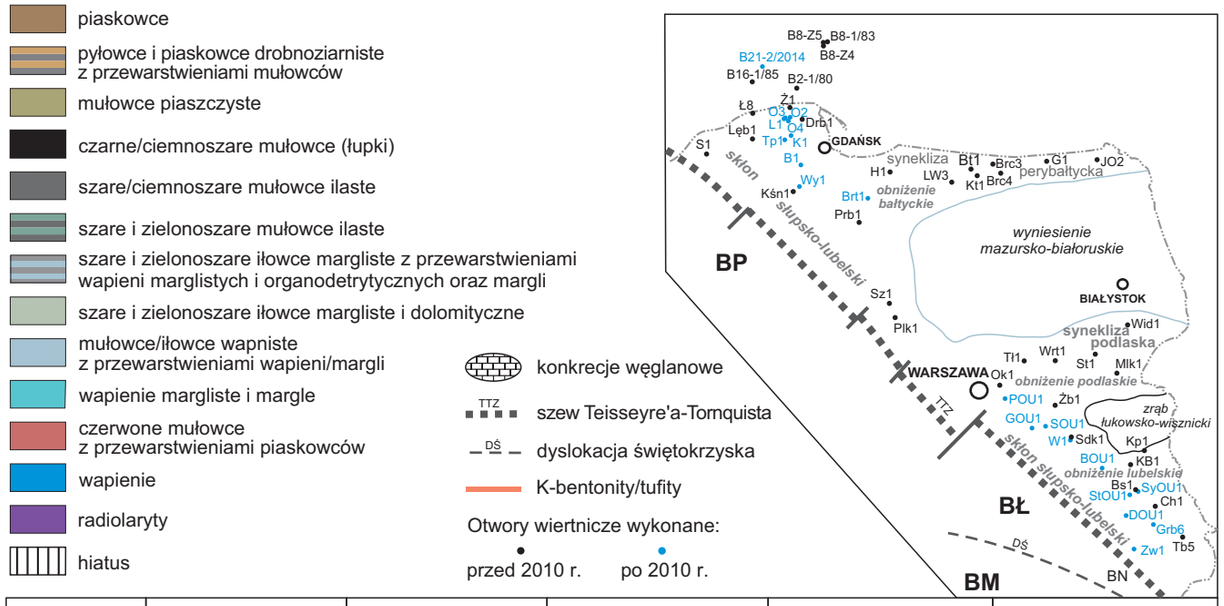
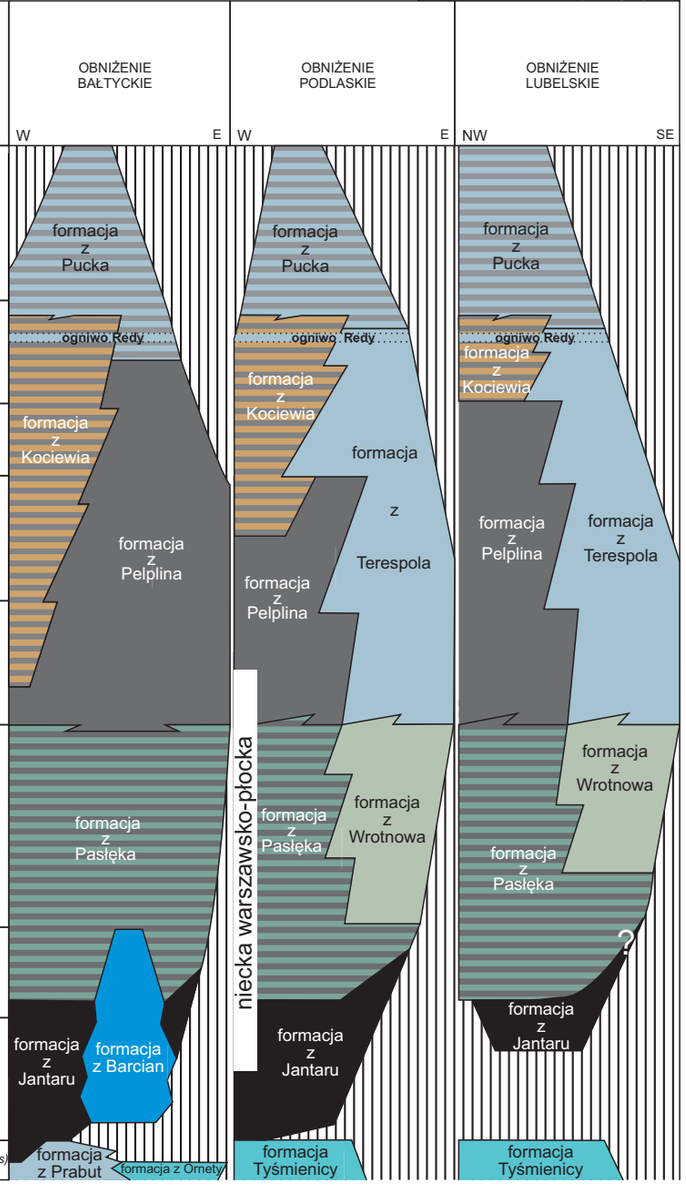


FIG. 2. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (wg Modlińskiego i in., 2006; Porębskiego, Podhalańskiej, 2017, 2019, zmieniono) oraz lokalizacja wybranych otworów wiertniczych z utworami syluru: B1 – Borcz 1, BOU1 – Berejów OU-1, Brc 3 – Barciany 3, Brc4 – Barciany 4, Brt1 – Bągart 1, Bs1 – Busówno IG 1, Bt1 – Bartoszyce IG 1, Ch1 – Chełm 1, DOU1 – Dobryniów OU-1, Drb1 – Darżlubie IG 1, G1 – Gołdap IG 1, GOU1 – Goździk OU-1, Grb6 – Grabowiec 6, H1 – Henrykowo 1, JO2 – Jezioro Okrągłe IG 2, K1 – Kochanowo 1, KB1 – Krowie Bagno IG 1, Kp1 – Kaplonosy IG 1, Ksn1 – Kościerzyna IG 1, Kt1 – Kętrzyn IG 1, Mlk 1 – Mielnik IG 1, L1 – Lubocino 1, LW3 – Lidzbark Warmiński 3, Ł8 – Łeba 8, Lęb1 – Lębork IG 1, O2 – Opalino 1, O3 – Opalino 3, O4 – Opalino 4, Plk1 – Polik IG 1, Prb1 – Prabuty IG 1, POU1 – Pęclin OU-1, S1 – Słupsk IG 1, Sdk1 – Siedliska IG 1, SOU1 – Stoczek OU-1, St1 – Stadniki IG 1, StOU1 – Stręczyn OU-1, SyOU1 – Syczyn OU-1, Sz1 – Szczawno 1, Tb5 – Terebin IG 5, Tl1 – Tłuszcz IG 1, Tp1 – Tępcz 1, W1 – Wojcieszków 1, Wid1 – Widowo IG 1, Wrt1 – Wrotnów IG 1, Wy1 – Wysin 1, Zw1 – Zwierzyniec 1, Ż1 – Żarnowiec IG 1; pozostałe skróty patrz figura 1

CHRONO-STRATYGRAFIA		POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)	POZIOMY GRAPTOLITOWE PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA (m.in. Urbanek, Teller, 1997; Teller, 1997a; Kozłowska-Dawidziuk, 1999; Porębska i in., 2004; Podhalańska, 2019)
PRZYDOL		*Monograptus transgrediens* *Monograptus perneri* *Monograptus bouceki* *Neocolonograptus lochkovensis* *Neocolonograptus ultimus* *Neocolonograptus parultimus*	*Istrograptus transgrediens* *Monograptus perneri* *Monograptus bouceki* *Istrograptus samsonowiczi* *Neocolonograptus lochkovensis* *Istrograptus chelmiensis* *Neocolonograptus ultimus* *Neocolonograptus parultimus*
LUDLOW	LUDFORD	*Monograptus formosus* *Neocucullograptus kozlowskii* *Polonograptus podoliensis* *Bohemograptus* *Saetograptus leintwardinensis* *-Saetograptus linearis*	*Monograptus spineus* *Monograptus protospineus–M. acer* *Pseudomonoclimacis latilobus–* *–Slovinograptus balticus* *Neocucullograptus kozlowskii* *Neocucullograptus inexpectatus* *Neolobograptus auriculatus* *Bohemograptus cornutus* *Bohemograptus praecornutus* *Saetograptus leintwardinensis*
	GORST	*Lobograptus scanicus* *Neodiversograptus nilssoni*	*Cucullograptus hemiaversus* *Lobograptus invertus* *Lobograptus scanicus* *Lobograptus progenitor* *Neodiversograptus nilssoni*
WENLOK	HOMER	*Colonograptus ludensis* *Colonograptus deubeli* *Colonograptus praedeubeli* *Gothograptus nassa* *Pristiograptus parvus* *Cyrtograptus lundgreni*	*Colonograptus ludensis* *Colonograptus deubeli* *Colonograptus praedeubeli* *Gothograptus nassa* *Pristiograptus parvus* *Cyrtograptus lundgreni*
	SZEJNWUD	*Cyrtograptus rigidus* *Monograptus belophorus –* *Monograptus antennularius* *Monograptus riccartonensis* *- Monograptus firmus* *Cyrtograptus murchisoni* *Cyrtograptus centrifugus*	*Cyrtograptus perneri* *Cyrtograptus rigidus* *Monograptus belophorus* *(= flexilis)* *Monograptus antennularius* *Monograptus riccartonensis* *Cyrtograptus murchisoni* *Cyrtograptus centrifugus*
LANDOWER	TELICH	*Cyrtograptus insectus* *Cyrtograptus lapworthi* *Oktavites spiralis* *Monoclimacis crenulata* *Monoclimacis griestonensis* *Streptograptus crispus* *Spirograptus turriculatus* *Spirograptus guerichi*	*Cyrtograptus lapworthi* *Oktavites spiralis* *Monoclimacis crenulata* *Monoclimacis griestonensis* *Streptograptus crispus* *Spirograptus turriculatus*
	AERON	*Stimulograptus sedgwickii* *Lituigraptus convolutus* *Monograptus argenteus* *Demirastrites pectinatus–* *Demirastrites triangulatus*	*Stimulograptus sedgwickii* *Lituigraptus convolutus* *Monograptus argenteus* *Diplograptus magnus* *Demirastrites triangulatus*
	RUDAN	*Coronograptus cyphus* *Cystograptus vesiculosus* *Parakidograptus acuminatus* *Akidograptus ascensus*	*Coronograptus cyphus* *Cystograptus vesiculosus* *Parakidograptus acuminatus* *Akidograptus ascensus*
ORDOWIK GÓRNY	HIRNANT	*Normalograptus persculptus*	*Metabolograptus (= Normalograptus) persculptus*



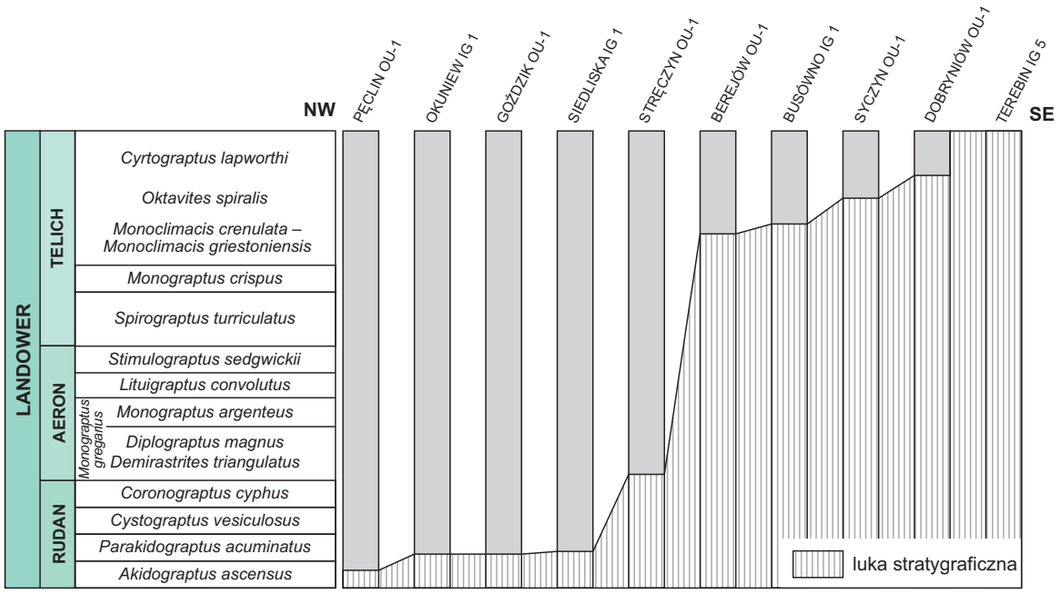


FIG. 3. Zasięg luki stratygraficznej w spągu landoweru na obszarze podlasko-lubelskim (wg Podhalańskiej, 2019)

TAB. 1. Litostratygrafia syluru platformy wschodnioeuropejskiej (na podstawie Modlińskiego i in., 2006; Podhalańskiej i in., 2010; Porębskiego, Podhalańskiej, 2019)

Formacja z Jantaru (formacja mułowca z Jantaru)	
Występowanie	zachodnia i centralna część obniżenia bałtyckiego, obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	czarne bitumiczne mułowce i łupki (skład petrograficzny: illit, chloryt) zawierające piryt, z laminami i przewarstwieniami ciemnoszarych mułowców wapnistych oraz z nielicznymi cienkimi przewarstwieniami i gruzłami ciemnoszarych wapieni marglistych
Miąższość	kilka centymetrów do 25 m, ku wschodowi miąższość coraz mniejsza aż do zaniku formacji
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Gdańsk IG 1 (głęb. 3084,8–3089,0 m); hipostratotyp: otwory wiertnicze – Kościerzyna IG 1 (głęb. 4382,0–4394,0 m), Hel IG 1 (głęb. 2964,8–2971,5 m), obszar typowy wyniesienie Łeby
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Metabolograptus persculptus*, *Parakidograptus acuminatus* po *Lituigraptus convolutus* w części zachodniej (np. otwory Lubocino 1, Kochanowo 1); w części SE (np. otwór Berejów OU-1) – poziom *Monoclimacis crenulata* (telich)
Chronostratygrafia	w części zachodniej górny hirnant (ordowik górny)–środkowy aeron (środkowy landower). Zasięg stratygraficzny formacji jest diachroniczny, a jej dolna granica ma charakter niezgodności erozyjnej. W części SE – telich
Historia badań	biostratygrafia i litostratygrafia: m.in. Tomczyk (1968); Podhalańska (1980, 2003, 2009, 2017, 2019); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Porębski, Podhalańska (2017, 2019); Masiak i in. (2020); sedymentologia, środowiska depozycji i paleoklimat: m.in. Podhalańska (2009); Lis (2010); Więcław i in. (2010); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Sullivan i in. (2018); Gambacorta i in. (2019); Poprawa (2020); Kuberska i in. (2021)
Ekwiwalenty	formacja z Barda w Górach Świętokrzyskich
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Modlińskiego i in. (2006) utwory te były wyodrębnione w dolnej części formacji iłowców z Pasłęka jako ogniwo iłowców bitumicznych z Jantaru, następnie podniesione do rangi formacji mułowca z Jantaru (Porębski, Podhalańska, 2017, 2019). Osady formacji z Jantaru (wcześniej ogniwa) wyróżniane były przez Tomczyka (m.in. Tomczyk, 1968) jako dolne warstwy pasłęckie. Mułowiec z Jantaru cechuje się najwyższym potencjałem macierzysto-zbiornikowym dla węglowodorów w przykrawędziowej strefie platformy wschodnioeuropejskiej (m.in. Dziadzio i in., 2017; Poprawa, 2020; Podhalańska i in., 2020 oraz literatura wymieniona w tych pracach)
Formacja z Pasłęka (formacja mułowca z Pasłęka)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, zachodnia i centralna część obniżenia podlasko-lubelskiego
Litologia	podstawowym typem skał tej formacji są mułowce występujące jako naprzemianległe warstewki o milimetrowej do decymetrowej miąższości, szaroczarnego i ciemnoszarego mułowca węglistego oraz mułowca szarozielonego do jasnoszarego (tzw. kolorystyka zebrowa) w różnym stopniu zbioturbowanego. Cienkie przewarstwienia tufitów i bentonitów
Miąższość	15,0–60,0 m, ku wschodowi obniżenia bałtyckiego, podlaskiego i obszaru lubelskiego maleje
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Kościerzyna IG 1 (głęb. 4326,5–4394,0 m) (wraz z ogniwem z Jantaru wg Modlińskiego i in., 2006); po wydzieleniu ogniwa z Jantaru jako oddzielnej formacji miąższość 51 m, hipostratotyp: otwór wiertniczy Olsztyn IG 2 (głęb. 2349,0–2372,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Demirastrites triangulatus–Oktavites spiralis* (lub *Cyrtograptus lapworthi)*
Chronostratygrafia	aeron–telich; zasięg stratygraficzny formacji jest diachroniczny, a jej dolna granica mieści się w różnych poziomach landoweru
Historia badań	biostratygrafia, litostratygrafia: Tomczyk (1968); Podhalańska (2003); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); Hounslow i in.(2021b); sedymentologia, środowiska depozycji i paleoklimat: Podhalańska (2009); Lis (2010); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Sullivan i in. (2018); Gambacorta i in. (2018, 2019); Kuberska i in. (2021)
Ekwiwalenty	formacja z Barda i warstwy dębniackie w Górach Świętokrzyskich
Uwagi	w podziale litostratygraficznym Modlińskiego i in. (2006) formacja iłowców z Pasłęka obejmowała także „ogniwo iłowców bitumicznych z Jantaru" podniesione do rangi formacji (Porębski, Podhalańska, 2017, 2019), wg Tomczyka (1968) i w innych pracach tego autora omawiane skały stanowiły środkowe i górne warstwy pasłęckie (pasłęk). Przeprowadzone w ostatnich latach, inspirowane poszukiwaniem niekonwencjonalnych nagromadzeń węglowodorów, badania litologiczne i sedymentologiczne wykazały, że podstawowym typem litologicznym w niższym paleozoiku platformy wschodnioeuropejskiej są mułowce z mniejszą zawartością iłowców (np. Porębski i in., 2013; Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Porębski, Podhalańska, 2019)
Formacja z Barcian (formacja wapieni gruzłowych z Barcian)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia bałtyckiego, rejon Barcian i Kętrzyna
Litologia	jasnobeżowe i żółtawe wapienie złożone z wapienno-marglistych gruzłów tkwiących w szarym lub brunatnoszarym osadzie ilasto-marglistym
Miąższość	0,2–23,6 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Kętrzyn IG 1 (głęb. 1520,9–1544,5 m); hipostratotyp otwór wiertniczy Prabuty IG 1 (głęb. 3348,6–3356,6 m), środkowa cześć obniżenia bałtyckiego – obszar Barcian i Kętrzyna
Biostratygrafia	prawdopodobnie odpowiednik poziomów graptolitowych *od Parakidograptus acuminatus* po maks. *Spirograptus turriculatus*
Chronostratygrafia	rudan–aeron (dolny landower)
Historia badań	litostratygrafia i środowisko depozycji: Jaworowski, Modliński (1968); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2009, 2019); Skompski, Paszkowski (2017); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	brak na terenie Polski

TAB. 1 cd.

Formacja z Pelplina (formacja mułowca z Pelplina)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, zachodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare i ciemnoszare mułowce, rzadziej iłowce, w części czarne, przeważnie wapniste z przewarstwieniami i konkrecjami wapieni marglistych (w dolnej części bitumiczne). Występują także przewarstwienia bentonitów
Miąższość	150–250 m, lokalnie nawet 400 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór wiertniczy Lębork IG 1 (głęb. 2080,0–3248,0 m); hipostratotyp otwór wiertniczy Gdańsk IG 1 (głęb. 1650,0–2460,0 m) i otwór wiertniczy Żarnowiec IG 1 (głęb. 2210,0–2582,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Cyrtograptus centrifugus – Bohemograptus praecornutus*, przy czym górna granica jest diachroniczna i mieści się w różnych poziomach wenloku i niższego ludlowu
Chronostratygrafia	wenlok–środkowy ludlow (piętra szejnwud, homer, gorst i dolny ludford)
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1968); Tomczykowa, Tomczyk (1979); Podhalańska (2003, 2019); Szymański, Modliński (2003), litostratygrafia, litofacje, sedymentologia i środowiska depozycji: Porębska i in. (2004); Modliński i in. (2006) – jako formacja iłowców z Pelplina; Lis (2010); Modliński (2010); Modliński, Podhalańska (2010); Porębski i in. (2013); Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin (2016); Dziadzio i in. (2017); Uchman (2017); Zenker, Kozłowski (2017); Mazur i in. (2018); Bojanowski i in. (2019); Gambacorta i in. (2019); Porębski, Podhalańska (2017, 2019)
Ekwiwalenty	warstwy prągowieckie i wilkowskie w Górach Świętokrzyskich
Formacja z Wrotnowa (formacja iłowców marglistych z Wrotnowa)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego
Litologia	iłowce margliste i iłowce dolomityczne zielonkawe i szare z odcieniem zielonkawym, z podrzędnymi laminami iłowców szarych i ciemnoszarych
Miąższość	od ok. 10–15 m (profile Wrotnów IG 1, Busówno IG 1, Krowie Bagno IG 1) i maleje w kierunku wschodnim aż do całkowitego wyklinowania
Stratotyp/obszar typowy	profil otworu wiertniczego Busówno IG 1 (głęb. 2878,0–2889,5 m według prób rdzeniowych i głęb. 2878,0–2890,0 m według pomiarów geofizycznych). W charakterze hipolitostratotypu przyjęto profil otworu wiertniczego Wrotnów IG 1 (głęb. 1563,0–1577,0 m według pomiarów geofizycznych oraz próby rdzeniowe z głęb. 1571,0–1585,0 m). Formację rozpoznano w kilkudziesięciu profilach we wschodniej części obniżenia podlaskiego oraz obszaru lubelskiego np. Stadniki IG 1 (głęb.1114,0–1115,0 m), Mielnik IG 1 (głęb. 1116,5–1120,0 m), Widowo IG 1 (706,0–710,0 m)
Biostratygrafia	poziomy graptolitowe: *Monograptus crispus, Monoclimacis griestonensis, M. crenulata, Oktavites spiralis, Cyrtograptus lapworthi*
Chronostratygrafia	landower górny (telich), W skrajnie wschodniej części obniżenia podlaskiego zasięg tej formacji ograniczony jest do najwyższego telichu
Historia badań	biostratygrafia graptolitowa: m.in. Tomczyk (1973, 1975), chronostratygrafia, litostratygrafia, facje i opis środowisk: Podhalańska i in. (2010), Porębski, Podhalańska (2017, 2019), Podhalańska (2025)
Ekwiwalenty	suita zelwiańska w zachodniej Ukrainie, na Wołyniu odpowiada jej najniższa część suity kitajgorodskiej (w zakresie poziomu *O. spiralis*) obejmująca podsuitę restjewską (Podhalańska i in., 2010)
Uwagi	osady litofacji ilasto-marglistej występują także w skrajnie wschodnim obszarze obniżenia bałtyckiego
Formacja z Terespola (formacja iłowców marglistych z Terespola)	
Występowanie	wschodnia część obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego
Litologia	iłowce wapniste szare, jasnoszare i szarozielonkawe, laminowane z licznymi przewarstwieniami i soczewkami wapieni marglistych i margli, w dole ponadto sporadycznie z przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, w wyższej części gruzłowych, jasnoszarych i szarych
Miąższość	maksymalna miąższość osadów formacji dochodzi do ok. 250–300 m, na skłonach wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz łukowsko-wisznickiego następuje redukcja miąższości aż do całkowitego wyklinowania
Stratotyp/obszar typowy	wschodnia część obniżenia podlaskiego i lubelskiego. Stratotyp: profil otworu Mielnik IG 1 (głęb. 850,0–1116,5 m), hipostratotyp: profil otworu Kaplonosy IG 1 (głęb. 445,8–718,5 m). Poza tym profile otworów Stadniki IG 1, Terespol 1 i inne
Biostratygrafia	zróżnicowany zespół fauny obejmujący graptolity, trylobity, głowonogi, małże, ramienionogi, małżoraczki, liliowce, ślimaki, konodonty. Dla celów biostratygraficznych podstawowe znaczenie posiada przewodnia fauna graptolitów. Dokumentuje ona (Tomczyk, 1989; Urbanek, Teller, 1997) obecność osadów wenloku od poziomu *Cyrtograptus murchisoni po Colonograptus ludensis*, oraz ludlowu (piętra gorst–dolny ludford) od poziomu *Neodiversograptus nilssoni* po *Neocucullograptus kozlowskii*. W niektórych interwałach przewodnie są konodonty (Jarochowska, Munnecke, 2015)
Chronostratygrafia	wenlok (szejnwud)–ludlow (ludford)
Historia badań	biostratygrafia: graptolity – Tomczyk (1976, 1989); Urbanek, Teller (1997), trylobity – Tomczykowa (1971), konodonty – Jarochowska, Munnecke (2015); litologia i stratygrafia: np. Tomczyk, Podhalańska (2011), opis formacji: Podhalańska i in. (2010); Podhalańska (2025)
Ekwiwalenty	suita liptowska, frankopolska i rusiłowska na Białorusi, w zachodniej Ukrainie na Wołyniu wyższa część suity kitajgorodskiej oraz suity mukszinskiej, ustiwskiej i malinowieckiej (Podhalańska i in., 2010)
Uwagi	formacja została wyróżniona dla wschodniej części obniżenia podlasko-lubelskiego (Podhalańska i in., 2010). We wschodniej części obniżenia bałtyckiego od otworu Gołdap IG 1 do Jezioro Okrągłe IG 1, 2 występują utwory litofacji marglisto-wapiennej podobne do tych, wydzielonych jako formacja z Terespola dla obszaru podlasko-lubelskiego
Formacja z Kociewia (formacja iłowców i mułowców z Kociewia)	
Występowanie	zachodnia część obniżenia bałtyckiego, podlaskiego i lubelskiego
Litologia	szare mułowce z przewarstwieniami pyłowców, a także drobnoziarnistych piaskowców z przewarstwieniami utworów piroklastycznych (bentonitów i tufitów). Pyłowce i piaskowce wykazują obecność licznych struktur sedymentacyjnych, w tym charakterystyczne sekwencje Boumy. Miąższość utworów piroklastycznych od kilku mm do kilkudziesięciu cm (np. 35 cm w otworze Mielnik IG 1 w ludfordzie – poziom *Pseudomonoclimacis latilobus/ Slovinograptus balticus*)
Miąższość	od 300–400 m na wschodzie do 1500 m, a nawet 3000 m, na zachodzie i północnym zachodzie (otwory Lębork IG 1 i Słupsk IG 1)
Stratotyp/obszar typowy	zachodnia część obniżenia bałtyckiego, stratotyp – otwór Lębork IG 1 (głęb. 1650,0–3080,0 m), hipolitostratotyp Słupsk IG 1 (głęb. 1480,0–?4483,0 m), Gdańsk IG 1 (głęb. 2460,0–2787,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Monograptus riccartonensis–Neocucullograptus kozlowskii* w rejonie Słupska; *Saetograptus leintwardinensis–Ps. latilobus/Sl. balticus* w rejonie Gdańska i Żarnowca, w obszarze podlasko-lubelskim poziomy *Cucullograptus aversus, Bohemograptus cornutus,Neocucullograptus kozłowski, Formosograptus formosus.* Najpełniejsza sekwencja osadów jest rozwinięta na zachodzie obniżenia podlaskiego w profilu Okuniew IG 1, gdzie obejmuje cały przedział piętra ludford od poziomu *Cucullograptus aversus* po *Formosograptus formosus.* Ku wschodowi na skutek obocznej zmienności facjalnej interwał stratygraficzny tej formacji maleje aż do całkowitego wyklinowania
Chronostratygrafia	dolny wenlok (środkowy szejnwud/homer)–środkowy ludlow (środkowy ludford) w rejonie Słupska; środkowy–górny ludlow w rejonie Gdańska i Żarnowca. Dolna granica formacji jest diachroniczna
Historia badań	bio- i litostratygrafia: np. Tomczyk (1968) – osady formacji były określone jako warstwy mielnickie górne i warstwy siedleckie; Teller (1976); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia: Jaworowski (1971, 2000); Dziadzio i in. (2017)
Ekwiwalenty	szarogłazy niewachlowskie i formacja z Trzcianki (warstwy wydryszowskie) w Górach Świętokrzyskich
Ogniwo Redy (ogniwo mułowców wapnistych Redy)	
Występowanie	obniżenie bałtyckie, obniżenie podlasko-lubelskie
Litologia	szare i jasnoszare mułowce wapniste z laminami i cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych typu kalcisiltytów i kalcilutytów
Miąższość	10–15 m, maksymalnie 30 m
Stratotyp/obszar typowy	otwór Pasłęk IG 1 (głęb. 2175,5–2186,0 m); hipostratotyp otwór Lębork IG 1 (głęb. 1942,5–1967,0 m) wg Modlińskiego i in. (2006)
Biostratygrafia	między poziomami *Neocucullograptus kozlowskii* (spąg) i *Pseudomonoclimacis latilobus–Slovinograptus balticus* (strop)
Chronostratygrafia	ludlow (środkowy ludford)
Historia badań	bio- i litostratygrafia: Urbanek, Teller (1997); Szymański, Modliński (2003); Modliński i in. (2006); Podhalańska (2019); Porębski, Podhalańska (2019); sedymentologia i geochemia: Kozłowski, Sobień (2012); Kozłowski (2015, 2020); Dziadzio i in. (2017); Skompski, Paszkowski (2017)
Ekwiwalenty	brak na terenie Polski

TAB. 1 cd.

Formacja z Pucka (formacja iłowców i iłowców wapnistych z Pucka)	
Występowanie	obniżenia: bałtyckie, podlaskie i lubelskie
Litologia	w niższej części dominują szare iłowce i iłowce wapniste z odcieniem zielonawym, które w części górnej formacji zawierają przewarstwienia i soczewki szarozielonych margli, wapieni marglistych i organodetrytycznych oraz wapieni beyrichiowych. We wschodniej części facja graptolitowa. Strop stanowi niezgodność erozyjna, podścielająca utwory dewonu lub permu
Miąższość	300–900 m, lokalnie nawet ponad 1300 m; w kierunku wschodnim miąższość maleje aż do zera
Stratotyp/obszar typowy	otwór Hel IG (głęb. 1110,5–2385,0 m); hipostratotyp otwór Lębork IG 1 (głęb. 1027,8–1650,0 m)
Biostratygrafia	graptolity poziomów *Slovinograptus balticus–Neocolonograptus lochkovensis*, wyżej poziomy oparte na mikrofaunie (małżoraczki), w części wschodniej obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego w stropie poziom *Istrograptus transgrediens* i wyżej interzona *transgredi*ens–*angustidens* (otwór Chełm IG 1).
Chronostratygrafia	górny ludlow (górny ludford)–przydol
Historia badań	litologia i biostratygrafia: Tomczyk (1968, 1974); Tomczykowa, Witwicka (1972, 1974); Żbikowska (1973); Nehring-Lefeld (1988); Teller (1997a, b); Urbanek, Teller (1997); Szymański, Modliński (2003); litostratygrafia: Modliński i in. (2006); Porębski, Podhalańska (2019)
Ekwiwalenty	formacja ze Zwoli i formacja z Bronkowic w regionie łysogórskim oraz warstwy kieleckie w południowej części Gór Świętokrzyskich

rosnąca w kierunku wschodnim i SE (fig. 2, 3; Porębski, Podhalańska, 2019). Na wschodnich krańcach polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej luka stratygraficzna między ordowikiem a sylurem obejmuje także aeron i część telichu lub cały telich (fig. 2). Zasięg stratygraficzny formacji z Jantaru w zachodniej części obniżenia bałtyckiego obejmuje piętro rudan oraz dolną część aeronu i jest udokumentowany poziomami graptolitowymi od *Akidograptus ascensus* (lub *Parakidograptus acuminatus*) przeważnie do poziomu *Coronograptus cyphus,* lokalnie sięga do poziomu *Lituigraptus convolutus* (fig. 2). W zachodniej części obniżenia podlaskiego spąg formacji z Jantaru mieści się w poziomach *Parakidograptus acuminatus* lub *Cystograptus vesiculosus* rudanu, natomiast w kierunku SE w różnych poziomach graptolitowych aeronu i telichu (Podhalańska, 2017, 2019).

Ekwiwalentem stratygraficznym dolnej części formacji z Jantaru we wschodniej części obniżenia bałtyckiego (rejon Kętrzyna i Barcian) są wapienie gruzłowe formacji z Barcian (fig. 2; tab. 1; Jaworowski, Modliński, 1968; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2009; Modliński, Podhalańska, 2010). Gruzły wapienne tej formacji należą do madstonów i wakstonów z rozproszonymi bioklastami, występują w zmiennych proporcjach w stosunku do węglanowego matriksu, a ich granice są często rozmyte (Skompski, Paszkowski, 2017). Partie gruzłowe są rozdzielone wapieniami masywnymi i marglami. Podhalańska (2009) udokumentowała w wapieniach liczne mikroskamieniałości: Chitinozoa, konodonty, skolekodonty, a także sikule graptolitów *Normalograptus* sp., które wskazują na przynależność formacji z Barcian do rudanu. Wapienie te wykazują różny stopień bioturbacji, a wśród skamieniałości śladowych są obecne: *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Rosselia* isp.

Leżąca wyżej formacja mułowca z Pasłęka (formacja iłowców z Pasłęka *sensu* Modliński i in., 2006) obejmuje w zachodniej części platformy utwory aeronu i telichu (fig. 2; tab 1), od stropu formacji z Jantaru lub formacji z Barcian (poziomu graptolitowego *Coronograptus gregarius* lub *Lituigraptus convolutus*) do spągu poziomu graptolitowego *Cyrtograptus centrifugus* (lub *Cyrtograptus murchisoni*). Występuje ona na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej poza wschodnią częścią obniżenia podlaskiego i lubelskiego, gdzie w telichu jej ekwiwalentem jest formacja z Wrotnowa (fig. 2; tab. 1; patrz poniżej), a jej typowy profil znajduje się w otworze wiertniczym Kościerzyna IG 1. Formacja z Pasłęka charakteryzuje się alternacją szarych/szaroczarnych oraz zielonoszarych/jasnoszarych mułowców, tworzących charakterystyczny „zebrowy" układ warstw (Gambcorta i in., 2019), które dodatkowo zawierają przewarstwienia i soczewki tufitów i bentonitów. Zielonawe i jasnoszare mułowce charakteryzują się zmiennym, na ogół wysokim stopniem bioturbacji (Uchman, 2017; Gambacorta i in., 2019). Górna granica formacji z Pasłęka jest trudno rozpoznawalna na krzywych profilowania geofizycznego, w tym na krzywej promieniowania gamma. W rdzeniach otworów wiertniczych przyjmuje się ją w miejscu występowania ostatniego przewarstwienia zielonych mułowców, poniżej ciemnoszarych lub czarnych mułowców formacji z Pelplina.

Formację z Wrotnowa tworzą iłowce margliste i iłowce dolomityczne zielonkawe i szare z podrzędnymi laminami iłowców szarych i czarnych. W stratotypowych profilach: Busówno IG 1 i Wrotnów IG 1 występuje zespół graptolitów wskazujący na obecność najwyższego landoweru, telichu, a we wschodniej części najwyższego telichu. Sukcesja osadowa tej formacji reprezentuje środowisko szelfu silikoklastyczno-węglanowego, zasilanego przez mikrytowy materiał węglanowy i bioklastyczny z rampy węglanowej. Strefa przydenna zbiornika charakteryzowała się okresowo ograniczoną cyrkulacją i słabym natlenieniem z krótkotrwałym deficytem tlenowym (Podhalańska i in., 2010; Uchman, 2017).

Architektura stratygraficzno-facjalna wenloku i ludlowu platformy wschodnioeuropejskiej cechuje się wyraźną trójdzielnością związaną z dominacją sukcesji mułowcowej formacji z Pelplina (tab. 1), z którą od zachodu kontaktuje przekraczająco facja turbidytów mułowcowo-pyłowcowych formacji z Kociewia (tab. 1), a od wschodu osady marglisto-węglanowe formacji z Terespola (fig. 2; tab. 1; Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Podhalańska, 2025).

Głównym komponentem litologicznym formacji z Pelplina są mułowce ilaste i wapnisto-dolomityczne z soczewkami i laminami silikoklastycznymi, przewarstwieniami wapieni bioklastycznych, a także licznymi konkrecjami węglanowymi (Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Dziadzio i in., 2017; Bojanowski i in., 2019). Osady te są rozprzestrzenione na niemal całym obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, a ich miąższość w rejonie pomorskim osiąga 400 m. Dolna granica formacji z Pelplina odpowiada przeważnie spągowi wenloku i jest określona poziomami *Cyrtograptus centrifugus* lub *Cyrtograptus murchisoni*. Natomiast jej strop (i zarazem dolna granica formacji z Kociewia) jest diachroniczny i zajmuje pozycję w różnych poziomach wenloku lub ludlowu, wykazując przekraczający ku wschodowi zasięg. Przykładowo w profilach otworów wiertniczych obniżenia bałtyckiego: Kościerzyna IG 1 i Wysin 1 zasięg stratygraficzny formacji z Pelplina kończy się w poziomie *Gothograptus nassa* homeru, w profilach otworów: Lubocino 1 i Kochanowo 1 w poziomie *Lobograptus scanicus*/*Cucullograptus hemiaversus* gorstu, a w profilach otworów: Darżlubie IG 1 i Opalino 2, 3, 4 w poziomie *Saetograptus leintwardinensis* odpowiadającym dolnej granicy ludfordu (Podhalańska, 2017, 2019; Mazur i in., 2018). Pod względem litofacjalnym formacja ta wykazuje wyraźną dwudzielność. W jej niższej części dominują szare i ciemnoszare lokalnie czarne mułowce/iłowce, z delikatną laminacją poziomą, miejscami wapniste z soczewkami wapieni marglistych oraz różnorodną i bardzo liczną fauną graptolitów. Ta część formacji odpowiada najczęściej piętru szejnwud, a jej miąższość wynosi ok. 50 m. Interwał ten można uznać jako perspektywiczny pod kątem występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (Podhalańska i in., 2020). Wyższa część formacji z Pelplina to głównie szare i szarozielone iłowce, laminowane z nielicznymi graptolitami, a miejscami nawet całkowicie pozbawione skamieniałości tych organizmów. W jej środkowohomerskiej części (poziom *Gothograptus nassa*) w obniżeniu bałtyckim występuje charakterystyczna facja jasnoszarych laminitów marglisto-węglanowych, które współwystępują z warstwami wapieni i mułowców, doskonale czytelna na karotażu GR (profilowanie gamma), będąca zapisem globalnego zdarzenia oceanicznego z Mulde (Zenkner, Kozłowski, 2017). Cytowani autorzy zidentyfikowali w laminach węglanowych – o charakterystycznej strukturze drobnogruzełkowej – ziarna detrytycznego dolomitu oraz specyficzne endogeniczne kryształy kalcytu, które nazwali „sparoidami".

Ekwiwalentem litostratygraficznym wenlockiej części formacji z Pelplina we wschodniej części obszaru podlasko-lubelskiego jest formacja z Terespola (fig. 2; tab. 1A; Podhalańska i in., 2010; Porębski, Podhalańska, 2019;). Jednostkę tę budują płytkowodne szare, jasnoszare i szarozielonkawe iłowce wapniste, laminowane z licznymi przewarstwieniami i soczewkami wapieni marglistych i margli, w dole sporadycznie z przewarstwieniami jasnoszarych i szarych wapieni organodetrytycznych. W osadach tej formacji występuje zróżnicowany zespół skamieniałości obejmujący graptolity, trylobity, głowonogi, małże, ramienionogi, małżoraczki, liliowce, ślimaki (Tomczykowa, Tomczyk, 1979; Tomczykowa, 1991). Dla celów biostratygraficznych podstawowe znaczenie ma przewodnia fauna graptolitów dokumentująca wenlok i niższy ludlow. We wschodniej – marginalnej – części basenu podlaskiego iłowce i margle są zastąpione przez osady platformy węglanowej reprezentowane przez górnowenlockie madstony, wakstony i pakstony z liczną i urozmaiconą fauną bentosową, udokumentowane w otworze wiertniczym Widowo IG 1 (Jarochowska, Munnecke, 2015; Podhalańska, 2025).

Formacja z Kociewia (formacja iłowców i mułowców z Kociewia *sensu* Modliński i in., 2006) występuje we wszystkich basenach sylurskich platformy wschodnioeuropejskiej, poza ich najbardziej wschodnią częścią (fig. 2; Modliński i in., 2006; Podhalańska i in., 2010). Jej cechą charakterystyczną jest obecność pyłowców

i bardzo drobnoziarnistych piaskowców (częściowo także wapnistych) z licznym muskowitem, które tworzą przeławicenia w szarych, masywnych i laminowanych, mułowcach. Sporadycznie spotyka się także cienkie przewarstwienia i laminy bentonitów. W przewarstwieniach piaskowcowych zidentyfikowano liczne struktury sedymentacyjne – uziarnienie frakcjonalne normalne, laminację poziomą, warstwowanie konwolutne i riplemarki prądowe (Jaworowski, 1971, 2000). Powszechnie występują powierzchnie erozyjne z hieroglifami prądowymi i pakiety heterolityczne (Jaworowski, 1971, 2000; Dziadzio i in., 2017). Spąg formacji z Kociewia ma diachroniczny charakter, coraz młodszy w kierunku wschodnim i SE. W zachodniej części obniżenia bałtyckiego (otwór Słupsk IG 1) mieści się w środkowym szejnwudzie, w kierunku wschodnim, pomiędzy otworami Kościerzyna IG 1 a Polik IG 1, pojawia się w środkowym homerze, a w południowej części obszaru lubelskiego na granicy gorst/ludford i w dolnym ludfordzie. Na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny wiek formacji określono na ludlow (wyższy gorst – ludford), a jej dolna granica przebiega w różnych poziomach ludlowu np. w poziomie *Lobograptus scanicus* w otworze Wojcieszków 1 i *Bohemograptus cornutus* w SE części obszaru (fig. 2). Całkowita miąższość formacji w otworze wiertniczym Słupsk IG 1 wynosi 3003,0 m, a w otworze Lębork IG 1 – 1430,0 m. W profilach położonych we wschodniej części obniżenia bałtyckiego, a także na obszarze podlasko-lubelskim, miąższość formacji z Kociewia wyraźnie maleje.

W wyższej części formacji z Kociewia, a na wschodzie w obrębie formacji z Terespola i Pucka (m.in. otwory: Gołdap IG 1, Żebrak IG 1, Mielnik IG 1, Krowie Bagno IG 1, Kaplonosy IG 1), są obecne mułowce wapniste przewarstwiane laminowanymi kalcisiltytami i kalcilutytami zaliczone do ogniwa Redy (fig. 2; tab. 1). Ogniwo to jest istotnym reperem korelacyjnym w zapisie litologicznym i geofizycznym, przy czym jego typowe cechy litologiczne są mniej czytelne we wschodniej części platformy, natomiast wyraźne na krzywych naturalnego promieniowania gamma. Utwory te tworzą interwał o miąższości od kilku do ok. 30 m (Modliński i in., 2006; Kozłowski, Sobień, 2012; Dziadzio i in., 2017). Laminy kalcisiltytów i kalcilutytów zawierają pył kwarcowy, a także – podobnie jak środkowohomerski interwał formacji z Pelplina – detrytyczny dolomit i „sparoidy" kalcytowe o charakterystycznej strukturze rozetowej (Kozłowski, 2015, 2020). Na krzywej naturalnego promieniowania gamma ten litosom cechuje się najniższą wartością w całym sylurze platformy wschodnioeuropejskiej i stanowi izochroniczny horyzont korelacyjny, potwierdzony danymi biostratygraficznymi. Występuje on mianowicie w środkowym ludfordzie, pomiędzy poziomami *Neocucullograptus kozlowskii* a *Pseudomonoclimacis latilobus*–*Slovinograptus balticus* (fig. 2; Topulos, 1976, 1977; Kozłowski, Sobień, 2012; Podhalańska, 2017, 2019) i jest korelowany z globalną dodatnią anomalią izotopową węgla – *Mid Ludfordian Carbon Isotope Excursion* (Kozłowski, Munnecke, 2010; Kozłowski, Sobień, 2012; Kozłowski, 2015, 2020).

Formacja z Pucka kończy profil syluru platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce (fig. 2; tab. 1; Modliński i in., 2006). W niższej części jest ona złożona z szarych i szarozielonych iłowców i iłowców wapnistych (na ogół laminowanych), sporadycznie z laminami bentonitów. W wyższej części iłowce te na obszarze obniżenia bałtyckiego zawierają przewarstwienia i soczewki jasnoszarych wapieni z licznymi małżoraczkami *Beyrichia* oraz wapieni marglistych i margli, podczas gdy na Lubelszczyźnie w dalszym ciągu dominuje facja graptolitowa. Formacja z Pucka obejmuje najwyższy ludlow (górny ludford) oraz większość przydolu (zob. Kozłowski, 2020), a jej najpełniejszy profil zachował się w rejonie Bałtyku, gdzie w otworze wiertniczym B8-1/83 występuje sukcesja o miąższości ponad 900 m, a także w rejonie Władysławowa i Półwyspu Helskiego, gdzie osiąga ona blisko 1300 m miąższości (Modliński i in., 2006). Na zachód od tego obszaru zachowana miąższość osadów formacji maleje z powodu ścięcia erozyjnego do ok. 300 m, np. w profilu otworu wiertniczego Słupsk IG 1 (Modliński, 2007). W profilach obszaru lubelskiego, np. Łopiennik IG 1 i Busówno IG 1, na osadach formacji z Pucka spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej utwory formacji sycyńskiej dewonu (Miłaczewski, 2008). W innych otworach górna granica formacji ma charakter erozyjny i mieści się w różnych poziomach przydolu lub ludfordu przykrytych utworami permu.

3.2. STREFA KOSZALIN–CHOJNICE

Sylur w strefie Koszalin–Chojnice został rozpoznany w kilkunastu otworach wiertniczych (fig. 4; Teller, Korejwo, 1968; Teller, 1974; Tomczyk, 1987; Podhalańska, Modliński, 2006) oraz na jej SE przedłużeniu w otworach Bydgoszcz IG 1 i Toruń 1 (Żaba, Poprawa, 2006; Podhalańska, 2011). Podobnie jak w przypadku ordowiku, sylur w tym rejonie nie doczekał się jeszcze opracowania litostratygraficznego, natomiast została wykonana szczegółowa analiza litofacjalna i biostratygraficzna występujących tu utworów (Podhalańska, Modliński, 2006).

Charakterystyczną cechą profilu sylurskiego w strefie Koszalin–Chojnice jest wyraźny kontrast facjalny i tektoniczny między landowerem (?wenlokiem) a przydolskim segmentem sukcesji osadowej (zob. Dadlez, 1978, 1982; Tomczyk, 1987; Podhalańska, Modliński, 2006; Żaba, Poprawa, 2006). Całkowita miąższość utworów syluru w tej strefie jest trudna do oszacowania ze względu na ich fragmentaryczne rozpoznanie oraz znaczne zaangażowanie tektoniczne. Zdaniem Tomczyka (1987) występują tu dwa kompleksy różniące się stylem tektonicznym, reprezentowane przez sfałdowane „przedludlowskie, takońskie piętro strukturalne kaledonidów" oraz poludlowskie „osady syluru pokrywowego", będące dowodem na obecność śródsylurskich deformacji tektonicznych.

Najstarszy fragment profilu, odpowiadający najniższemu landowerowi, występuje w otworze wiertniczym Toruń 1 i jest wykształcony jako czarne iłowce, w których stwierdzono obecność graptolitów poziomu *Akidograptus ascensus* dolnego rudanu (fig. 5; Dadlez, 1982; Tomczyk, 1987). Natomiast wyższy landower został udokumentowany w otworze Lutom 1 k. Chojnic, w którym nawiercono odcinek (ponad 500 m) zaburzonych tektonicznie osadów mułowcowo-ilastych z cienkimi przewarstwieniami piaskowców (Teller, Korejwo, 1968). Są to bezstrukturalne oraz laminowane mułowce i iłowce z przewarstwieniami drobnoziarnistych piaskowców (Podhalańska, Modliński, 2006). W przewarstwieniach piaskowcowych odnotowano obecność struktur prądowych, a na dolnych powierzchniach warstw hieroglifów mechanicznych. Szacunkowa miąższość rzeczywista landoweru (?) wynosi ok. 200 m. W skałach landoweru otworu Toruń 1 stwierdzono obecność deformacji fałdowych i fałdowo-nasuwczych, a stopień komplikacji budowy strukturalnej tej części profilu (podobnie jak ordowiku górnego) jest znacznie większy w porównaniu do młodszych utworów syluru (Żaba, Poprawa, 2006).

Wenlok jest reprezentowany przez ciemnoszare iłowce i mułowce rozpoznane fragmentarycznie w otworach wiertniczych: Klosnowo IG 1 i Wierzchocina 4 (fig. 5; Tomczyk, 1987). Podobnie wykształcony ludlow stwierdzono w kilku otworach wiertniczych (Tomczyk, 1987), przy czym interwał należący do gorstu udokumentowano w otworach: Darłowo 2, Okunino IG 1 i Polanów 1, a część odpowiadającą ludfordowi w otworach: Nicponie 1, Stobno 1 i Stobno 3 (fig. 5). Prawdopodobny najwyższy sylur, zaliczony do przydolu, jest zdominowany przez litofację iłowcową, która występuje tylko w otworach wiertniczych: Chojnice 3, Stobno 2 i prawdopodobnie Toruń 1 (fig. 5). Iłowce margliste z przewarstwieniami mułowców w otworze Bydgoszcz IG 1 – wykazujące znaczny stopień deformacji tektonicznych – mogą reprezentować ludford lub nawet przydol (zob. Podhalańska, 2011).

3.3. BLOK ŁYSOGÓRSKI

Blok łysogórski obejmuje północną część Gór Świętokrzyskich (region łysogórski; łysogórska strefa fałdów wg Żelaźniewicz i in., 2011), rejon Warka–Radom–Ciepielów na północy (zrąb radomsko-kraśnicki), a na SE strefę Biłgoraj–Narol (fig. 6). Skały syluru odsłaniają się tylko w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, natomiast na pozostałym obszarze zostały poznane w otworach wiertniczych (fig. 6).

3.3.1. Region łysogórski Gór Świętokrzyskich (łysogórska strefa fałdów)

Profil syluru w regionie łysogórskim jest złożony z mułowców ilastych i iłowców landoweru, wenloku i dolnego ludlowu (tradycyjnie określanych jako łupki graptolitowe), a także mułowców, piaskowców i węglanów występujących w środkowym i górnym ludlowie oraz przydolu (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Modliński, Szymański, 2001; Malec, 2006; Kozłowski, 2008; Kozłowski i in., 2014, literatura tam cytowana). Sukcesja mułowcowo-iłowcowa osiąga miąższość ok. 250 m. W jej spągu są obecne czarne łupki graptolitowe o miąższości nie przekraczającej 6 m, zaliczone do ogniwa ze Zbrzy formacji bardziańskiej (fig. 7; tab. 2; Trela, Salwa, 2007; niższa część dolnych warstw bardziańskich wg Tomczyka, 1962), które występują tylko w centralnej części regionu łysogórskiego, w rejonie Dębniaka (Czarnocki, 1950; Tomczyk, 1962). Fauna graptolitowa jednoznacznie wskazuje, że łupki te reprezentują piętro rudan dolnego landoweru i spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej na mułowcach piaszczystych i piaskowcach hirnantu formacji z Zalesia (fig. 7; Trela i in., 2016).

Wyższe piętra landoweru (aeron i telich) są udokumentowane w otworach wiertniczych w rejonie Dębniaka (Czarnocki, 1950; Tomczyk, 1962) oraz w otworze wiertniczym Wilków 1 (fig. 6; Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Trela, 2015; Trela i in., 2016). Są to szarozielone iłowce i mułowce ilaste, zaliczone do warstw dębniackich (tab. 2; Tomczyk, 1962), przekładane warstwami czarnych łupków o miąższości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (fig. 7, 8A–D; Trela i in., 2016). Iłowce i mułowce są masywne lub zbioturbowane i wykazują obecność niewielkich struktur biodeformacyjnych (fig. 8A, D) oraz agregatów pirytu. Natomiast

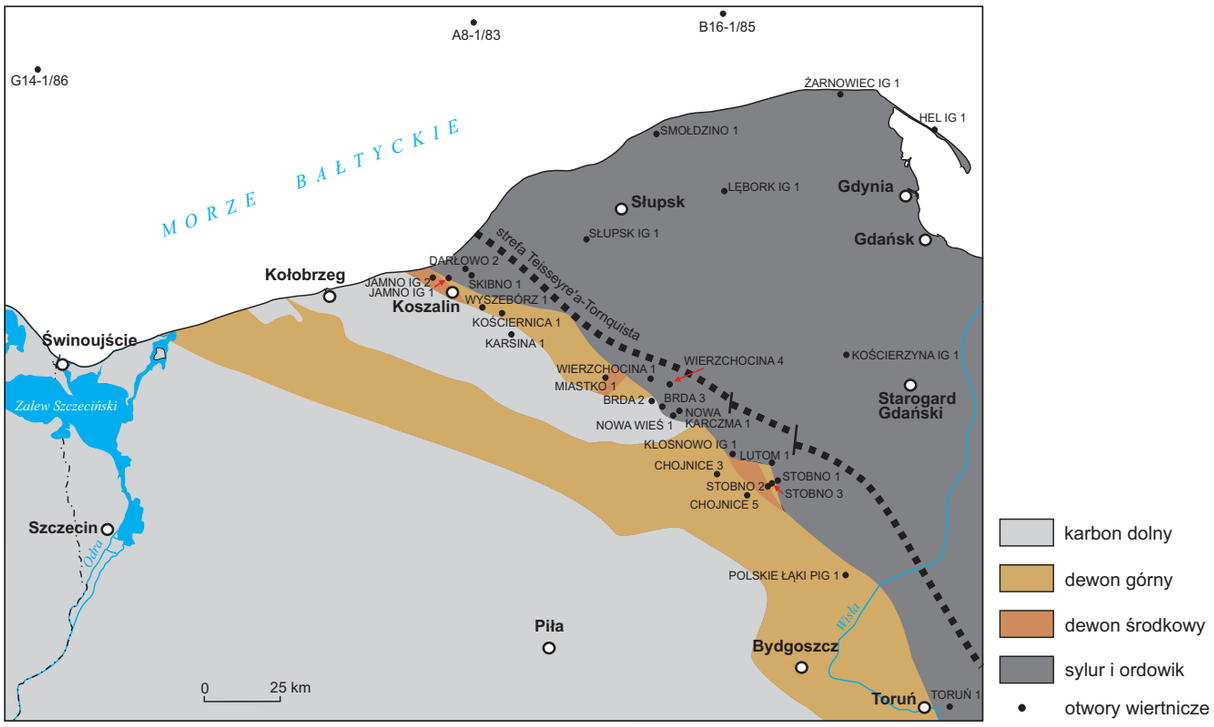


FIG. 4. Mapa podłoża podpermskiego strefy Koszalin-Chojnice z lokalizacją otworów wiertniczych, w których udokumentowano skały syluru (wg Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006)

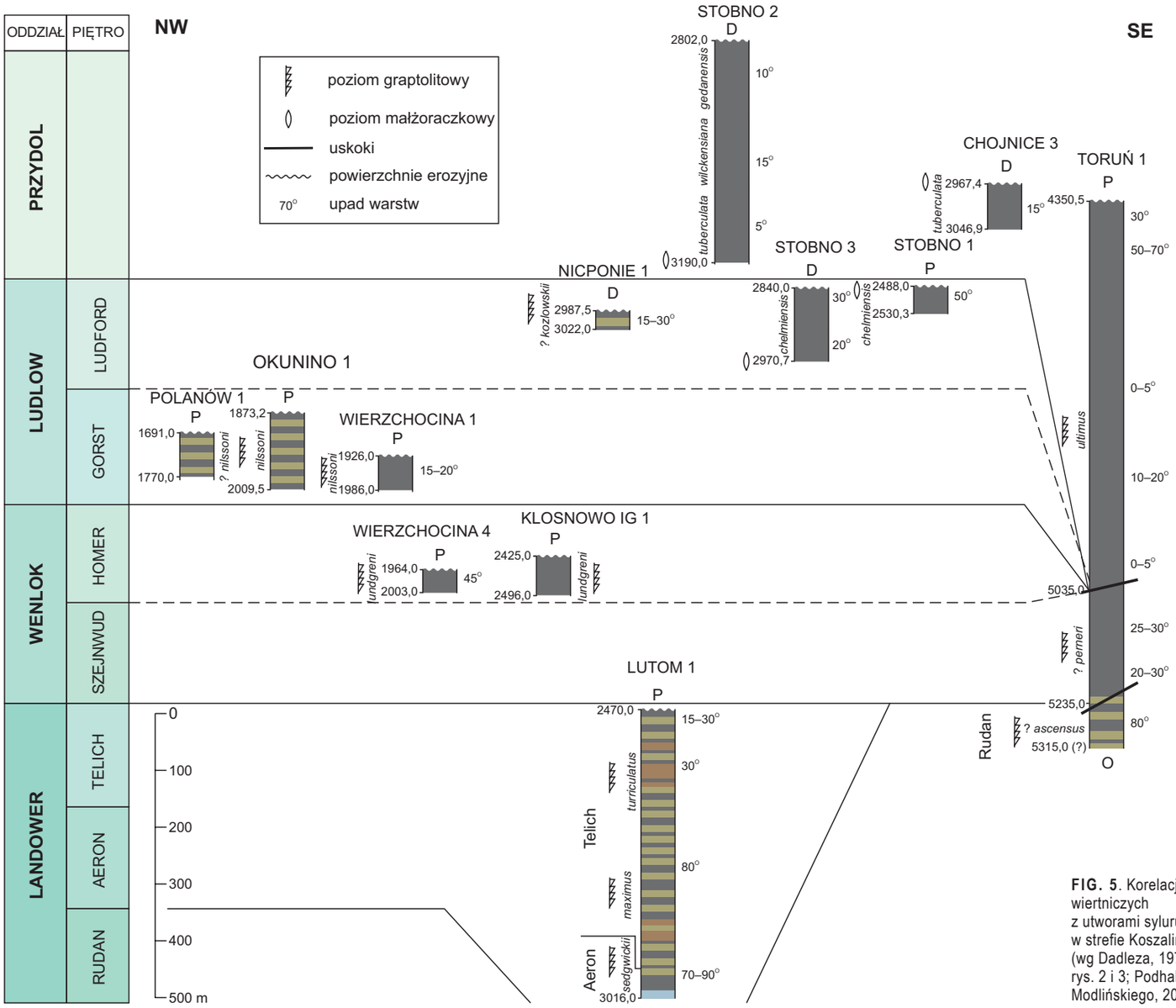


FIG. 5. Korelacja otworów wiertniczych z utworami syluru w strefie Koszalin–Chojnice (wg Dadleza, 1978: rys. 2 i 3; Podhalańskiej, Modlińskiego, 2006)

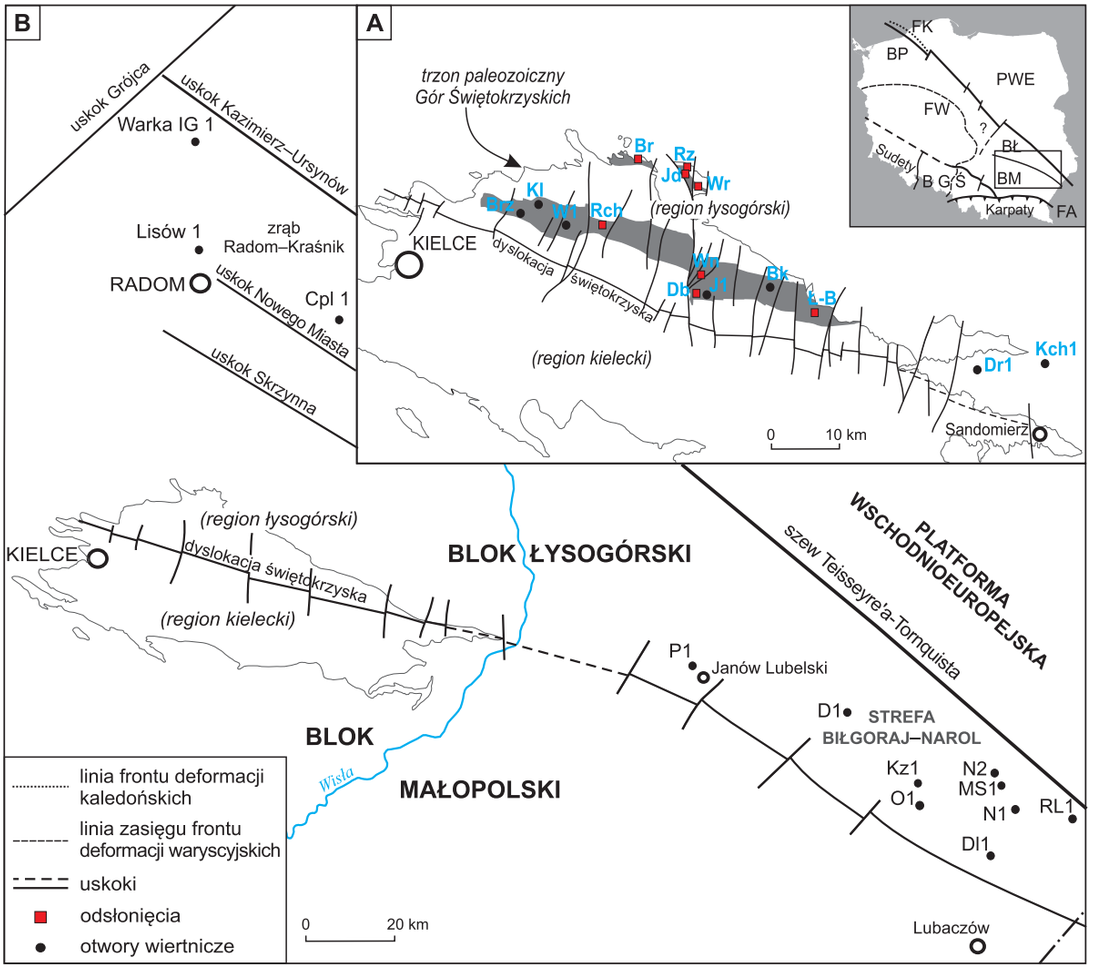


FIG. 6. Lokalizacja odsłonięć i otworów wiertniczych z osadami syluru na obszarze bloku łysogórskiego:
A – w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich;
B – w strefach: Warka–Radom–Ciepielów, Biłgoraj–Narol;
BGŚ – blok górnośląski, Bk – Bukowiany 1, BŁ – blok łysogórski, BM – blok małopolski, BP – blok pomorski, Br – Bronkowice, Brz – Brzezinki 1, Cpl1 – Ciepielów IG 1, D1 – Dyle IG 1, Db – Dębniak 1, DI1 – Doliny IG 1, Dr1 – Daromin IG 1, FA – front deformacji alpejskiej, FK – front deformacji kaledońskiej, FW – front deformacji waryscyjskiej, J1 – Jeleniów 1, Jd – Jadowniki, Kl – Klonów 1, 2; Kch1 – Kichary 1, Kz1 – Kozaki 1, Ł-B – Łężyce–Bełcz, MS1 – Majdan Sopocki 1, N1 – Narol IG 1, N2 – Narol PIG 2, O1 – Osuchy 1, P1 – Potok IG 1, PWE – platforma wschodnioeuropejska, Rch – Rachtanka, RL1 – Ruda Lubycka 1, Rz – Rzepin, W1 – Wilków 1, Wn – Winnica, Wr – Wydryszów

ciemne iłowce są delikatnie laminowane (fig. 8B), a niektóre z nich mają masywny charakter ze słabo dostrzegalną bioturbacją. Najczęściej tworzą przewarstwienia w górnej części aeronu (poziom graptolitowy *Stimulograptus sedgwickii*) oraz telichu (Trela i in., 2016). Lokalnie występują alternacje zielonoszarych i ciemnych iłowców z laminami pyłu kwarcowego oraz cienkimi matami mikrobialnymi wzbogaconymi w piryt framboidalny (fig. 8C).

Czarne mułowce ilaste są dominującą litofacją dolnego wenloku, zwłaszcza dolnego szejnwudu (Trela i in., 2016). Są one dobrze udokumentowane biostratygraficznie w otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Należą do łupków ciekockich górnych (tab. 2) i charakteryzują się delikatną laminacją podkreśloną przez laminy i soczewki drobnego pyłu kwarcowego lub detrytusu węglanowego (fig. 8E). Występują także odmiany masywne, które jednak w obserwacjach mikroskopowych ujawniają obecność kryptobioturbacji związanej z aktywnością mejofauny. Zasięg stratygraficzny litofacji iłowcowo-mułowcowej w sukcesji syluru łysogórskiego sięga aż po granicę pięter gorst i ludford, z tym że występują tu przeważnie szare i ciemnoszare osady, a odmiany czarne są obecne tylko w niektórych interwałach. Ta dość monotonna litologicznie sukcesja zawiera przewarstwienia i laminy K-bentonitów, niewielkie konkrecje węglanowe (fig. 7), a lokalnie nawet skalcytyzowane warstwy radiolarytów. W mułowcach tych występuje liczna fauna graptolitowa – od poziomów *Cyrtograptus murchisoni* po *Saetograptus leintwardinensis* – oraz skamieniałości łodzików i małży (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000).

W dolnym ludfordzie (być może już w wyższej części poziomu *Saetograptus leintwardinensis*) zaznacza się stopniowy wzrost udziału cienkich przewarstwień mułowców szarogłazowych w sukcesji iłowcowej, które wyżej są zastąpione przez warstwy drobnoziarnistych szarogłazów przekładanych łupkami z nielicznymi graptolitami *Bohemograptus bohemicus* i *Pristiograptus* sp. (Deczkowski, Tomczyk, 1969). Szarogłazy w profilu syluru łysogórskiego stanowią podstawowy litotyp warstw wydryszowskich dolnego ludfordu (fig. 7; tab. 2; Tomczykowa, Tomczyk, 1981), natomiast w sformalizowanym podziale litostratygraficznym Kozłowskiego (2008) zostały wyodrębnione jako formacja z Trzcianki w najniższym ludfordzie (tab. 2). Miąższość tej formacji jest szacowana na ok. 500 m, a grubość tworzących ją warstw zmienia się w zakresie 10–30 cm, przeważnie mieści się w przedziale 10–20 cm (Malec, 2006; Kozłowski, 2008). W klasyfikacji petrograficznej szarogłazy syluru łysogórskiego należą do arenitów sublitycznych (podrzędnie litycznych) i wak kwarcowo-litycznych, a w ich składzie ziarnowym obok kwarcu, skaleni i łyszczyków udokumentowano okruchy skał magmowych, głównie wylewnych, ale także głębinowych (Kozłowski i in., 2014). Szarogłazy występują w formie pakietów o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1 m, w których szare piaskowce są przekładane cieńszymi warstwami szarych i ciemnoszarych mułowców i iłowców, czasami o zielonożółtym odcieniu. Dolna powierzchnia warstw szarogłazowych jest ostra i wykazuje obecność hieroglifów prądowych. Szarogłazy wykazują obecność uziarnienia frakcjonalnego (fig. 8F; Kozłowski, 2008), które w stropie jest często zastąpione przez laminację poziomą lub warstwowanie przekątne, a niekiedy także konwolutne (fig. 8G; Malec i in., 2016).

Spoczywająca wyżej monotonna sukcesja zielonoszarych i oliwkowych łupków mułowcowo-ilastych została wyodrębniona z górnej części warstw wydryszowskich jako formacja z Trochowin (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). Jej strop może częściowo odpowiadać dolnym warstwom rzepińskim (*sensu* Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Kozłowski, 2008), a lokalnie wykazuje lekko brunatne zabarwienie. W jej obrębie występują także cienkie przewarstwienia drobnoziarnistych piaskowców i pyłowców o grubości od kilku milimetrów do kilku decymetrów, które są bezstrukturalne albo poziomo laminowane. W tych osadach występują fragmenty ramienionogów, głowonogów, trylobitów, liliowców, mszywiołów i małżoraczki (Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Kozłowski, 2008). Szacunkowa miąższość formacji trochowińskiej nie przekracza 550 m, a jej pozycja w środkowym ludfordzie (poziom *Neocucullograptus kozlowskii*) wynika z położenia między osadami o ustalonej randze stratygraficznej, należącymi do formacji z Trzcianki i formacji z Winnicy (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008; Kozłowski, Munnecke, 2010).

Przejście od środkowego ludfordu do najniższego przydolu w regionie łysogórskim charakteryzuje się istotną zmianą facjalną przejawiającą się obecnością wapieni i margli, które tworzą przewarstwienia w osadach klastycznych (iłowcach, mułowcach, piaskowcach i pyłowcach) formacji z Winnicy (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). Formacja ta występuje w centralnej i wschodniej części regionu łysogórskiego, a jej miąższość wynosi ok. 80–100 m. W profilu stratotypowym (Rzepin) została podzielona na trzy ogniwa: pia-

CHRONOSTRATYGRAFIA		POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)
DEWON DOLNY	LOCHKOW	
PRZYDOL		*Monograptus transgrediens* *Monograptus perneri* *Monograptus bouceki* *Neocolonograptus lochkovensis* *Neocolonograptus ultimus* *Neocolonograptus parultimus*
LUDLOW	LUDFORD	*Monograptus formosus* *Neocucullograptus kozlowskii* *Polonograptus podoliensis* *Bohemograptus* *Saetograptus leintwardinensis* *–Saetograptus linearis*
	GORST	*Lobograptus scanicus* *Neodiversograptus nilssoni*
WENLOK	HOMER	*Colonograptus ludensis* *Colonograptus deubeli* *Colonograptus praedeubeli* *Gothograptus nassa* *Pristiograptus parvus* *Cyrtograptus lundgreni*
	SZEJNWUD	*Cyrtograptus rigidus* *Monograptus belophorus-* *Monograptus antennularis* *Monograptus riccartonensis* *– Monograptus firmus* *Cyrtograptus murchisoni* *Cyrtograptus centrifugus*
LANDOWER	TELICH	*Cyrtograptus insectus* *Cyrtograptus lapworthi* *Oktavites spiralis* *Monoclimacis crenulata* *Monoclimacis griestonensis* *Monograptus crispus* *Spirograptus turriculatus* *Spirograptus guerichi*
	AERON	*Stimulograptus sedgwickii* *Lituigraptus convolutus* *Monograptus argenteus* *Demirastrites pectinatus–* *Demirastrites triangulatus*
	RUDAN	*Coronograptus cyphus* *Cystograptus vesiculosus* *Parakidograptus acuminatus* *Akidograptus ascensus*
ORDOWIK GÓRNY	HIRNANT	*Normalograptus persculptus*

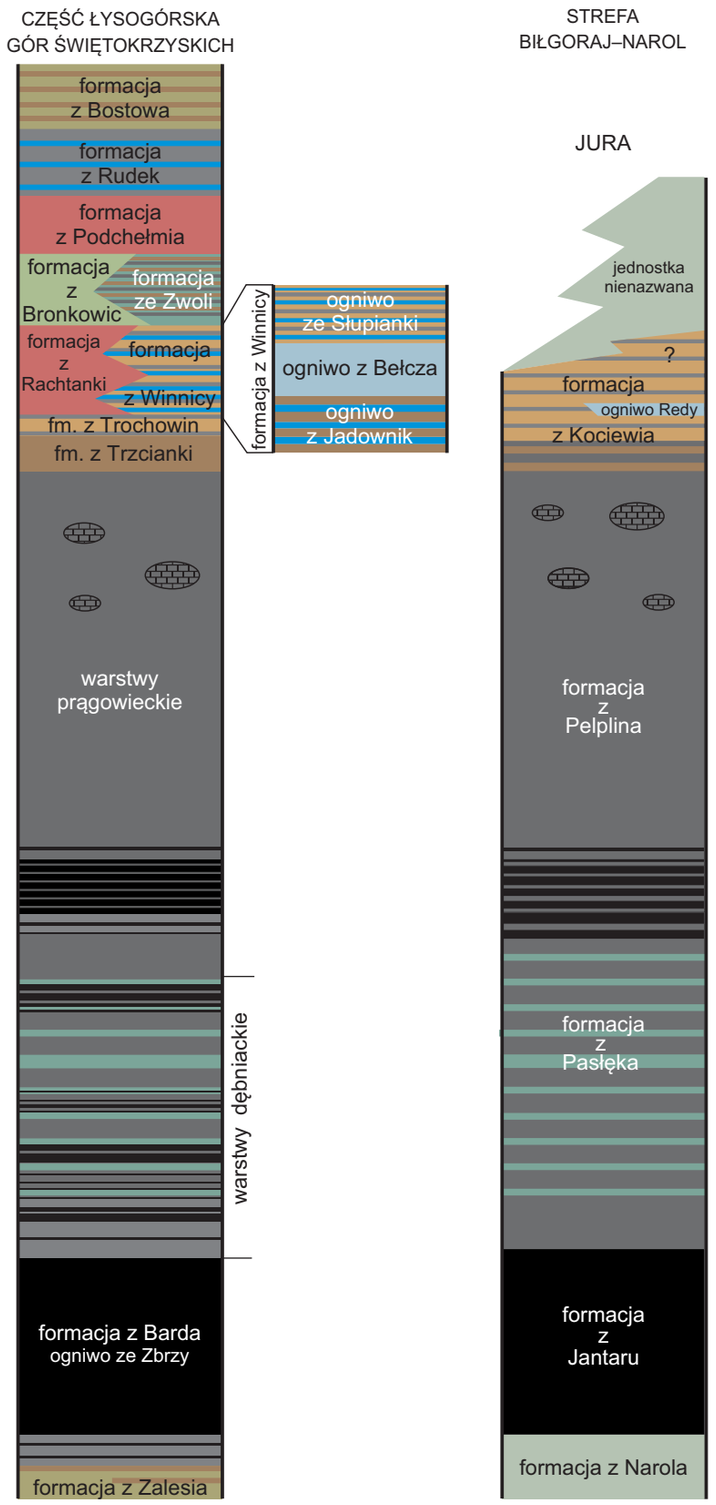


FIG. 7. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru na obszarze bloku łysogórskiego (wg: Tomczyk, 1968; Deczkowski,Tomczyk,1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Kozłowski, 2003, 2008; Malec, 2006; Trela, Salwa, 2007; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015; Trela i in., 2016); objaśniania litologii na figurze 2

skowców i wapieni oolitowych z Jadownik, mułowców i margli z Bełcza oraz iłowców, mułowców, pyłowców i wapieni Słupianki (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). W ogniwie jadownickim dominują szarożółte piaskowce i piaskowce węglanowe przekładane grubymi warstwami wapieni ooidowych z charakterystycznymi wczesnodiagenetycznymi cementami kalcytowymi (grawitacyjnymi i izopachowymi) oraz licznymi intraklastami (Kozłowski, 2003). Lokalnie zawierają bogaty zestaw skamieniałości: ramienionogów, liliowców, małżoraczków, ślimaków, trylobitów, mszywiołów, a nawet nieliczne koralowce Tabulata (Kozłowski, 2003, 2008). Występujące wyżej mułowce ogniwa z Bełcza zawierają pojedyncze przewarstwienia margli i wapieni z małżoraczkami (leperdycje), ramienionogami oraz szczątkami ryb i wielkoraków. W węglanach tego ogniwa udokumentowano maksymalną wartość $\delta^{13}C$ = 8,9‰ będącą zapisem zdarzenia z Lau w sylurze świętokrzyskim (Kozłowski, Munnecke, 2010). Zalegająca wyżej sukcesja ilasto-mułowcowo-wapienna ogniwa Słupianki (o miąższości 35–70 m) jest złożona ze spłycających się ku górze cykli depozycyjnych, u podstawy których występują zielone łupki z liczną fauną (małży, ramienionogów, trylobitów i liliowców), zastąpione wyżej przez mułowce i pyłowce z przewarstwieniami margli i wapieni z onkoidami oraz szczątkami małżoraczków, ramienionogów, tabulatów, stromatoporoidów, trylobitów, mszywiołów, małży i ślimaków (Kozłowski, Munnecke, 2010). W osadach tych zidentyfikowano fragmenty roślin typu *Cooksonia* (Bodzioch i in., 2003).

Ekwiwalentem formacji winnickiej w zachodniej części regionu łysogórskiego są czerwone mułowce formacji z Rachtanki (fig. 7; tab. 2), które na ogół są masywne, pozbawione fauny, lokalnie zawierają rozproszone intraklasty i przewarstwienia brunatnozielonych piaskowców (Kozłowski, 2008). Miąższość tej formacji zmienia się od ok. 30 m w rejonie Nowej Słupi (Winnica) do 100–200 m na zachodzie w okolicach Rachtanki. Z braku danych paleontologicznych, pozycja stratygraficzna mułowców z Rachtanki

TAB. 2. Litostratygrafia syluru w Górach Świętokrzyskich (na podstawie: Tomczyk, 1962, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kozłowski, 2003, 2008; Trela, Salwa, 2007)

Formacja radiolarytów i łupków krzemionkowych z Barda	
Występowanie	SW i południowa część regionu kieleckiego (Zbrza, rejon Zalesia) oraz rejon Dębniaka w regionie łysogórskim w Górach Świętokrzyskich
Litologia	czarne i ciemnoszare iłowce, łupki krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami czarnych radiolarytów. Formacja podzielona na ogniwa: 1) radiolarytów z Rembowa, 2) iłowców i łupków krzemionkowych ze Zbrzy
Miąższość	12–20 m
Stratotyp/obszar typowy	patrz ogniwo z Rembowa i ogniwo z Zbrzy
Biostratygrafia	patrz ogniwo z Rembowa i ogniwo z Zbrzy
Chronostratygrafia	dolny landower (rudan)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowiska depozycji: Tomczyk (1961, 1981); Bednarczyk, Tomczyk (1981);Tomczykowa, Tomczyk (1981); Modliński, Szymański (2001); Masiak i in. (2003); Kremer, Kaźmierczak (2005); Malec (2006), Trela, Salwa (2007); Hounslow i in. (2021a), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	formacja z Jantaru na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej; ekwiwalentem tej formacji w nieformalnym podziale litostratygraficznym Tomczyka (1962) są warstwy bardziańskie dolne i warstwy zbrzańskie dolne
Ogniwo radiolarytów z Rembowa	
Występowanie	południowa część regionu kieleckiego w rejonie Zalesia (synklina bardziańska)
Litologia	cienkowarstwowane czarne radiolaryty i łupki krzemionkowe z fauną graptolitów. Spąg ogniwa tworzą szarobeżowe iłowce o miąższości ok. 80 cm z ciemnymi laminami i cienkimi przewarstwieniami radiolarytów
Miąższość	ok. 6 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie naturalne pod nazwą Bardo Stawy między Zalesiem a Bardem, na południe od Łagowa
Biostratygrafia	graptolity poziomów *Metabolograptus persculptus*, *Akidograptus ascensus*/*Parakidograptus. acuminatus* i ?dolny *Cystograptus vesiculosus*
Chronostratygrafia	górny hirnant–dolny rudan (ordowik górny–dolny landower)
Ekwiwalenty	dolna część formacji z Jantaru na platformie wschodnioeuropejskiej
Ogniwo łupków krzemionkowych ze Zbrzy	
Występowanie	południowa i SW część regionu kieleckiego w rejonie Zalesia (synklina bardziańska) i Zbrzy oraz rejon Dębniaka w regionie łysogórskim
Litologia	czarne i ciemnoszare iłowce i łupki krzemionkowe
Miąższość	6–20 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne pod nazwą Bardo Stawy między Zalesiem a Bardem, na południe od Łagowa; hipostratotyp: wychodnie na polach wsi Zbrza, znajdującej się około 16 km na południe od Kielc
Biostratygrafia	poziomy graptolitowe: *Cystograptus vesiculosus*, *Coronograptus cyphus* i ?*Demirastrites triangulatus*
Chronostratygrafia	górny rudan–najniższy aeron (dolny i częściowo środkowy landower)
Ekwiwalenty	górna część formacji z Jantaru na platformie wschodnioeuropejskiej
Formacja szarogłazów z Trzcianki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szarogłazy drobnoziarniste (arenity sublityczne, arenity lityczne i waki lityczne) wykazujące obecność uziarnienia frakcjonalnego przewarstwiane iłowcami, łupkami i mułowcami ilastymi; przeważnie żółtawo-brązowe, ale także szarozielone
Miąższość	ok. 500 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór wiertniczy Wilków 1 (głęb. 8,0 – 308,0 m)
Biostratygrafia	poziom *Bohemograptus bohemicus* (?wyższa część poziomu graptolitowego *Saetograptus leintwardinensis)*
Chronostratygrafia	środkowy ludlow (dolny ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowisko depozycji: Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	warstwy niewachlowskie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich i częściowo formacja z Kociewia na platformie wschodnioeuropejskiej
Formacja łupków ilasto-mułowcowych z Trochowin	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone łowce i łupki z przewarstwieniami cienkoławicowych pyłowców i drobnoziarnistych piaskowców
Miąższość	ok. 550 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: lewy brzeg rzeki Pokrzywianki w miejscowości Trochowiny (na NW od mostu)
Biostratygrafia	brak; prawdopodobnie poziom graptolitowy *Neocucullograptus kozlowskii*
Chronostratygrafia	górny ludlow (środkowy ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowisko depozycji: Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008); literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	warstwy kieleckie w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich; górnoludlowska część formacji z Kociewia na platformie wschodnioeuropejskiej
Uwagi	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą warstw wydryszowskich (formacja obejmuje ich wyższą część)
Ogniwo piaskowców i łupków z Brogowca	
Występowanie	centralna i zachodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone łupki ilasto-mułkowate z przewarstwieniami gruboławicowych piaskowców drobnoziarnistych
Miąższość	ok. 50 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: kamieniołom w pobliżu wsi Brogowiec
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	patrz formacja z Trochowin
Formacja czerwonych mułowców i piaskowców z Rachtanki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czerwone mułowce z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców
Miąższość	100–200 m na zachodzie, w centrum około 30 m, na wschodzie nie występuje
Stratotyp/obszar typowy	naturalna wychodnia na południowym zboczu Miejskiej Góry, na południe od Bodzentyna
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górny ludlow (górny ludford))–dolny przydol
Historia badań	zob. Kozłowski (2008)
Ekwiwalenty	brak
Formacja mułowców i margli z Winnicy	
Występowanie	centralna i wschodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	mułowce, łupki ilasto-mułowcowe, pyłowce, drobnoziarniste piaskowce, margle i wapienie; przeważnie oliwkowo-zielone, lokalnie także brunatno-czerwone. Formacja podzielona na ogniwa: 1) piaskowców i wapieni oolitowych z Jadownik, 2) mułowców i margli z Bełcza, 3) iłowców, mułowców, pyłowców i wapieni Słupianki (Kozłowski, 2008)

TAB. 2. cd.

Miąższość	80–100 m w części centralnej; na wschodzie ok. 50 m, na zachodzie nie występuje
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne w miejscowości Rzepin I, ok. 7 km na południe od Starachowic, w dolinie uchodzącej do Świśliny między Jadownikami Dolnymi a Rzepin-Kolonią
Biostratygrafia	zespół faunistyczny złożony z ramienionogów, trylobitów, małżoraczków, liliowców, ślimaków
Chronostratygrafia	górny ludlow (górny ludford) – dolny przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowisko depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2003, 2008); Kozłowski, Munnecke (2010); literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	brak
Ogniwo piaskowców i wapieni oolitowych z Jadownik	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare i żółtoszare piaskowce, piaskowce węglanowe i wapienie piaszczyste z ooidami
Miąższość	ok. 10 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcia naturalne w miejscowościach: Winnica; Rzepin I; Bełcz
Chronostratygrafia	górny ludford
Ogniwo mułowców i margli z Bełcza	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	mułowce, margle, wapienie z liczną fauną małżoraczków i ramienionogów
Miąższość	ok. 20 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie naturalne w miejscowości Rzepin I; patrz formacja z Winnicy
Chronostratygrafia	górny ludford/dolny przydol
Ogniwo iłowców, mułowców, pyłowców i wapieni Słupianki	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	iłowce, mułowce i pyłowce z przewarstwieniami margli i wapieni marglistych z liczną fauną
Miąższość	30–70 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie we wsi Winnica na NE od Nowej Słupi
Chronostratygrafia	górny ludford/dolny przydol
Formacja piaskowców i łupków z Bronkowic	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	zielone i brunatnoczerwone łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców i pyłowców, częściowo węglanowymi
Miąższość	ok. 100 m
Stratotyp/obszar typowy	odsłonięcie w leśnej dolinie na zachód od wsi Bronkowice
Biostratygrafia	trylobity *Acaste dayiana*
Chronostratygrafia	środkowy przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowisko depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Uwagi	we wcześniejszym podziale syluru łysogórskiego zaliczane do warstw rzepińskich
Formacja łupków ilastych i piaskowców ze Zwoli	
Występowanie	centralna i wschodnia część regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	oliwkowozielone iłowce i łupki ilaste z laminami jasnych mułowców oraz liczną fauną (małże, ślimaki, trylobity, łodziki, ramienionogi, małżoraczki i pojedyncze graptolity)
Miąższość	ok. 100 m, lokalnie nawet 180 m.
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: wschodni i NE skłon doliny Dobruchny k. Nowej Słupi
Biostratygrafia	trylobity *Acaste dayiana*; graptolity *Istrograptus* ex gr. *transgrediens* (?*Istrograptus samsonowiczi–Istrograptus chelmiensis*)
Chronostratygrafia	?środkowy przydol
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia i środowisko depozycji: Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	brak
Uwagi	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą górnych warstw rzepińskich
Formacja piaskowców i mułowców z Podchełmia	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czerwone i brunatnozielone iłowce z przewarstwieniami piaskowców
Miąższość	ok. 300 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwory wiertnicze Klonów IG 1 i Klonów IG 2
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górny przydol
Historia badań	litostratygrafia i środowisko depozycji: Kowalczewski i in. (1998); Malec (1993, 2002, 2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	we wcześniejszych opracowaniach osady tej formacji występują pod nazwą warstw klonowskich
Formacja łupków ilastych z Rudek	
Występowanie	region łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare łupki ilaste z nielicznymi przewarstwieniami wapieni krynoidowych i drobnoziarnistych piaskowców, z liczną fauną (małże, łodziki, szkarłupnie i ramienionogi)
Miąższość	ok. 350 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: odsłonięcie powierzchniowe w kopalni „Staszic" we wsi Rudki
Biostratygrafia	w spągu liliowce *Scyphocrinus* sp. a w stropie graptolity poziomu *Monograptus uniformis*
Chronostratygrafia	górny przydol–najniższy lochkow (sylur/dewon)
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Malec (2006); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Ekwiwalenty	we wcześniejszym podziale syluru łysogórskiego zaliczane do górnych warstw rzepińskich i dolnych warstw bostowskich
Nieformalne jednostki litostratygraficzne (na podstawie Tomczyka, 1962, 1968; Deczkowskiego, Tomczyka, 1969)	
Warstwy bardziańskie dolne/łupki ciekockie dolne/łupki zbrzańskie dolne	
Występowanie	region kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czarne, ciemnoszare iłowce i łupki krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami radiolarytów
Miąższość	ok. 15–25 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Parakidograptus acuminatus–Monograptus gregarius*

TAB. 2. cd.

Chronostratygrafia	landower dolny (rudan–dolny/środkowy aeron)
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015, 2021); Trela i in. (2016), literatura tam cytowana
Warstwy bardziańskie środkowe/warstwy dębniackie	
Występowanie	region kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare i zielonoszare iłowce i mułowce ilaste z przewarstwieniami czarnych łupków
Miąższość	ok. 20–40 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Lituigraptus convolutus–Oktavites spiralis*: Tomczyk (1962, 1968); Bednarczyk, Tomczyk (1981)
Chronostratygrafia	środkowy–górny landower (górny aeron–telich)
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015); Trela i in. (2016), literatura tam cytowana
Warstwy bardziańskie górne/łupki ciekockie górne	
Występowanie	region kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	czarne i ciemnoszare iłowce, mułowce ilaste i łupki z cienkimi przewarstwieniami bentonitów i konkrecjami węglanowymi
Miąższość	ok. 60–80 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Cyrtograptus insectus–Testograptus testis*/*Cyrtograptus lundgreni*
Chronostratygrafia	najwyższy telich–środkowy wenlok
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Tomczyk (1962); Deczkowski, Tomczyk (1969); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Trela (2015); Trela i in. (2016); Smolarek i in. (2016), literatura tam cytowana
Warstwy prągowieckie/łupki wilkowskie	
Występowanie	region kielecki i łysogórski Gór Świętokrzyskich
Litologia	szare iłowce i łupki ilaste z przewarstwieniami bentonitów i konkrecjami węglanowymi
Miąższość	mniej niż 100 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomów: *Gothograptus nassa–Saetograptus leintwardinensis*
Chronostratygrafia	górny wenlok–dolny ludlow (górny homer–gorst/dolny ludford)
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Tomczyk (1954, 1962, 1968); Deczkowski, Tomczyk (1969); Tomczykowa, Tomczyk (1981, 2000); Modliński, Szymański (2001); Malec (2006); Radzevičius (2006); Masiak (2010); Radzevičius i in. (2019), literatura tam cytowana
Szarogłazy niewachlowskie	
Występowanie	region kielecki Gór Świętokrzyskich
Litologia	średnio- i gruboziarniste piaskowce szarogłazowe, lokalnie zlepieńce, z przewarstwieniami iłowców i mułowców. Miąższość warstw piaskowców jest zmienna; przeważają grube ławice od 30 cm do nawet 200 cm, chociaż obecne są także warstwy cienkie.
Miąższość	maksymalnie 500 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity poziomu *Bohemograptus praecornutus*
Chronostratygrafia	środkowy ludlow (dolny ludford)
Historia badań	litostratygrafia, biostratygrafia, petrografia i środowisko depozycji: Tomczyk (1954, 1962, 1968); Tomczykowa, Tomczyk (1981); Przybyłowicz, Stupnicka (1989); Romanek, Rup (1989); Migaszewski (1998); Kozłowski, Tomczykowa (1999); Modliński, Szymański (2001); Kozłowski (2004); Malec (2006); Kozłowski i in. (2014); Malec i in. (2016), literatura tam cytowana
Warstwy kieleckie/warstwy z Lipniczka	
Występowanie	region kielecki Gór Świętokrzyskich
Litologia	iłowce i mułowce z przewarstwieniami cienkoławicowych i drobnoziarnistych piaskowców, lokalnie wapnistych, sporadycznie występują warstwy grubsze
Miąższość	ok. 500 m
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	graptolity *Pristiograptus dubius fragmentalis*
Chronostratygrafia	górny ludlow
Historia badań	litostratygrafia i biostratygrafia: Malec (1993, 2001, 2006); Modliński, Szymański (2001); Kozłowski (2008), literatura tam cytowana
Zlepieniec miedzianogórski	
Występowanie	NW część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich
Litologia	zlepieniec o zwartym szkielecie ziarnowym, zbudowany z otoczaków piaskowców kwarcytowych (o zróżnicowanej wielkości, nawet do kilkunastu cm średnicy), które są spojone materiałem piaskowcowo-mułowcowym. W niektórych otworach wiertniczych otoczaki występują luzem
Miąższość	od 1 m w profilu Gruchawka do ponad 100 m w rejonie Porzecza
Stratotyp/obszar typowy	brak
Biostratygrafia	brak
Chronostratygrafia	górny ludlow (górny ludford)–?dolny przydol
Historia badań	stratygrafia i środowisko depozycji: Czarnocki (1937); Malec (1993, 2001, 2006); Kowalczewski i in. (1998), literatura tam cytowana

w środkowym ludfordzie – najniższym przydolu została ustalona na podstawie relacji przestrzennych z sąsiednimi jednostkami litostratygraficznymi (Kozłowski, 2008). Na zachodzie spoczywają one na iłowcach formacji trochowińskiej, na wschodzie przewarstwiają się z osadami ogniwa bełczańskiego, a w stropie kontaktują z utworami dolnego przydolu formacji z Bronkowic lub formacji z Winnej (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008).

Wyższa część profilu sylurskiego w regionie łysogórskim, odpowiadająca środkowej części piętra przydol, jest złożona z szarozielonych łupków ilastych i iłowców z przewarstwieniami piaskowców, które tworzą sukcesję o miąższości 100–150 m. W części zachodniej i centralnej osady te mają czerwono-brunatny odcień i zostały wyodrębnione jako formacja z Bronkowic, natomiast na wschodzie jej ekwiwalentem stratygraficznym jest formacja ze Zwoli (fig. 7; tab. 2; Kozłowski, 2008). W tej ostatniej występuje bogaty zespół faunistyczny złożony z małży cienkoskorupowych, głowonogów, ślimaków, ramienionogów, trylobitów (*Acaste dayiana*, takson obecny także w formacji bronkowickiej), małżoraczków, liliowców i wielkoraków. Nielicznie są reprezentowane graptolity, a wśród nich na uwagę zasługuje *Istrograptus* ex gr. *transgrediens* (Kozłowski, 2008).

Profil syluru łysogórskiego kończą czerwono-brunatne mułowce i piaskowce, miejscami z zielonoszarymi przebarwieniami, tradycyjnie zaliczane do warstw klonowskich (Czarnocki, 1937; Kowal-

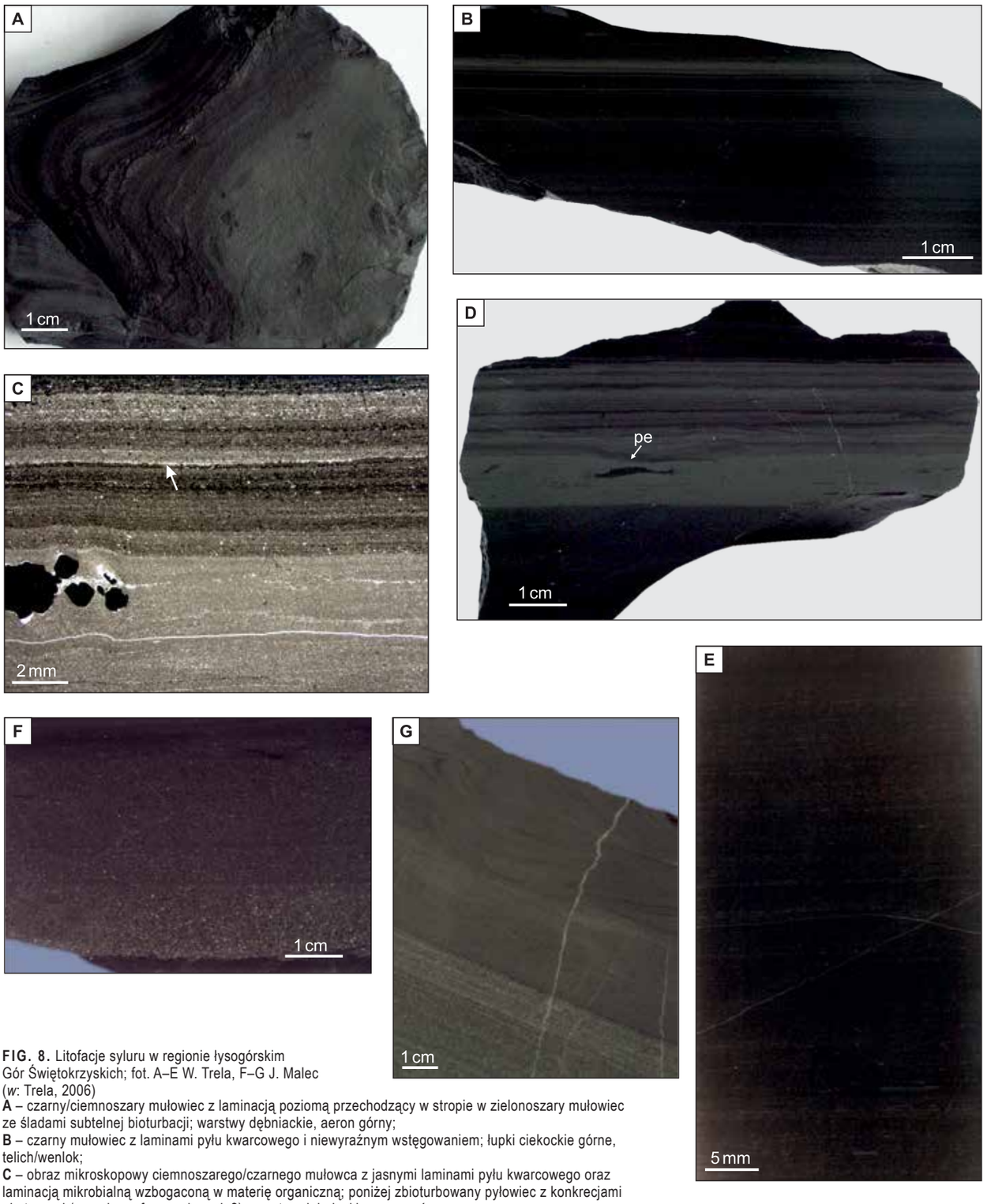


FIG. 8. Litofacje syluru w regionie łysogórskim
Gór Świętokrzyskich; fot. A–E W. Trela, F–G J. Malec (*w*: Trela, 2006)
A – czarny/ciemnoszary mułowiec z laminacją poziomą przechodzący w stropie w zielonoszary mułowiec ze śladami subtelnej bioturbacji; warstwy dębniackie, aeron górny;
B – czarny mułowiec z laminami pyłu kwarcowego i niewyraźnym wstęgowaniem; łupki ciekockie górne, telich/wenlok;
C – obraz mikroskopowy ciemnoszarego/czarnego mułowca z jasnymi laminami pyłu kwarcowego oraz laminacją mikrobialną wzbogaconą w materię organiczną; poniżej zbioturbowany pyłowiec z konkrecjami pirytowymi (pseudomorfozy po barycie?), warstwy dębniackie, aeron górny;
D – cienka warstwa szarozielonego mułowca ilastego między warstwami ciemnych iłowców; łupki ciekockie górne, dolny wenlok. Widoczna niewielka powierzchnia erozyjna (pe) oraz oznaki subtelnej bioturbacji osadu;
E – mułowiec z subtelną laminacją soczewkowatą i drobnymi klastami mułowymi; łupki ciekockie górne, wenlok górny;
F – piaskowiec szarogłazowy z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym; warstwy wydryszowskie (formacja z Trzcianki), środkowy ludlow (dolny ludford);
G – piaskowiec drobnoziarnisty z laminacją poziomą przykryty pyłowcem z subtelną laminacją i deformacjami plastycznymi (warstwowanie konwolutne); warstwy wydryszowskie (formacja z Trzcianki), środkowy ludlow (dolny ludford)

czewski i in., 1998, literatura tam cytowana), które w schemacie litostratygraficznym Kozłowskiego (2008) występują pod nazwą formacji z Podchełmia (fig. 7; tab. 2). Zdaniem Kowalczewskiego i in. (1998) osady te osiągają miąższość ok. 600 m w zachodniej części regionu łysogórskiego, natomiast według Kozłowskiego (2008) nie więcej niż 300 m. Reprezentują górny przydol, chociaż zespół palinomorf zidentyfikowany przez E. Turnau (w: Kowalczewski, Turnau, 1997; zob. Kowalczewski i in., 1998) wskazuje, że zasięg stratygraficzny warstw klonowskich może obejmować także spąg dewonu.

Granica syluru z dewonem w schemacie litostratygraficznym Kozłowskiego (2008) znajduje się w obrębie zielonoszarych łupków ilastych formacji z Rudek (fig. 7; tab. 2). Ta monotonna litologicznie sukcesja, o miąższości ok. 350 m, jest przewarstwiana nielicznymi wapieniami liliowcowymi i drobnoziarnistymi piaskowcami. Jej pozycja stratygraficzna jest oparta na mocnych podstawach biostratygraficznych, a mianowicie obecności w dolnej części liliowca *Scyphocrinus* sp., wyznaczającego strop przydolu (Kozłowski, 2008), a wyżej dewońskich graptolitów indeksowych poziomu *Monograptus uniformis* dolnego lochkowu (Porębska, 2003).

3.3.2. Strefa Biłgoraj–Narol

Sylur w strefie Biłgoraj–Narol został szczegółowo rozpoznany w otworach wiertniczych Doliny 1, Narol IG 1, Narol PIG 2, Potok IG 1, Majdan Sopocki 1 oraz Ruda Lubycka 1 (fig. 6; Tomczyk, 1962; Podhalańska, 2015a, 2018; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Najstarszymi osadami systemu sylurskiego są czarne, bitumiczne iłowce o miąższości ok. 16 m, reprezentujące piętro rudan i prawdopodobnie najniższy aeron (Podhalańska, 2015a, 2018; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Są to iłowce laminowane, częściowo złupkowacone, niekiedy pylaste, które w architekturze stratygraficzno-facjalnej syluru strefy Biłgoraj–Narol zajmują podobne położenie jak formacja z Jantaru (fig. 7) na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej oraz ogniwo ze Zbrzy w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Wyższy landower jest złożony z szarych i ciemnoszarych iłowców i łupków ilastych, które występują naprzemiennie z szarozielonymi, częściowo węglanowymi, mułowcami i iłowcami. Proporcje między tymi odmiennymi kolorystycznie, ale podobnymi litologicznie osadami jest zmienna, a ich całkowita miąższość nie przekracza 40 m. W ciemnoszarych i szarych iłowcach zidentyfikowano liczne graptolity typowe dla pięter aeron i telich (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Wykształcenie litologiczne i pozycja stratygraficzna wskazują, że mułowce te są ekwiwalentami formacji z Pasłęka (fig. 7), występującej na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (zob. Podhalańska, 2015b; Porębski, Podhalańska, 2019) oraz warstw dębniańskich w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich (Tomczyk, 1962; Tomczykowa, Tomczyk, 1981).

Wenlok oraz dolny ludlow, aż po poziom graptolitowy *Saetograptus leintwardinensis*, jest reprezentowany przez ciemnoszare, czarne i szare mułowce oraz mułowce ilaste (fig. 7), laminowane, które w dolnym szejnwudzie zawierają nieliczne przewarstwienia zielonoszarych wapieni ilastych lub mułowców wapnistych. Osady te tworzą sukcesję o miąższości 160–200 m, która wykazuje wiele cech wspólnych z iłowcami/mułowcami wenloku i dolnego ludlowu występującymi w Górach Świętokrzyskich oraz na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego (formacja z Pelpina). Ponadto w sukcesji tej odnotowano cienkie warstwy wapieni ilastych, konkrecje węglanowe oraz laminy i kilkucentymetrowe przewarstwienia K-bentonitów. W mułowcach występują liczne graptolity reprezentowane przez rodzaje *Monograptus*, *Pristiograptus*, *Cyrtograptus*, *Gothograptus*, *Bohemograptus*, *Neodiversograptus*, *Colonograptus*, także małże (*Cardiola*), głowonogi (*Orthoceras*, *Kionoceras*), ramienionogi i liliowce (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015).

Sukcesja mułowcowo-iłowcowa jest urozmaicona w środkowym ludlowie przez cienkie i liczne przewarstwienia jasnoszarych pyłowców o grubości 2–3 cm, sporadycznie 10 cm, podobnie jak formacja z Kociewia platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 7). Pyłowce te są na ogół poziomo laminowane, chociaż niektóre warstwy wykazują obecność warstwowania przekątnego i konwolutnego, a nawet drobnych zmarszczek prądowych na powierzchniach stropowych. W niektórych warstwach odnotowano znaczną domieszkę materiału piroklastycznego, lokalnie większy udział łyszczyków, a część z nich wyróżnia się podwyższoną zawartością węglanu wapnia. Ponadto materiał piroklastyczny jest obecny w postaci przewarstwień tufitowych o grubości od kilku mm do 10 cm. Facja mułowcowo-pyłowcowa dominuje także w górnym ludlowie i dolnym przydolu, o czym świadczy zapis sedymentacyjny z otworów Narol IG 1, Narol PIG 2 oraz Ruda Lubycka 1 (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Miąższość facji mułowcowo-iłowcowej jest szacowana na ok. 620 m. Pozycja stratygraficzna tego interwału została ustalona na podstawie licznie występującej fauny graptolitowej, która w dolnym ludfordzie jest zdominowana przez rodzaje *Pristiograptus* i *Bohemograptus*, a w części odpowiadającej przydolowi przez rodzaje *Pristiograptus* i *Monograptus* (Tomczyk, 1962; Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Towarzyszą im także fragmenty małży, głowonogów i zwęglone szczątki flory. W otworze wiertniczym Narol IG 1 w obrębie sukcesji mułowcowo-iłowcowej są także obecne mułowce i pyłowce wapniste górnoludfordzkiego ogniwa Redy (Podhalańska, Roszkowska-Remin, 2015). Iłowce i łupki przydolu w otworze wiertniczym Ruda Lubycka 1, położonym ok. 15 km na wschód od Narola (fig. 6), wykazują znaczne zaangażowanie tektoniczne, z kilkoma strefami tektonicznymi i upadami 70–80° w dolnej części profilu (Tomczyk, 1962). W najniższym interwale (głęb. 1729,9–1840,0 m) dominują graptolity *Neocolonograptus ultimus* wyznaczające spąg przydolu, ale warto także odnotować obecność *Formosograptus formosus* – taksonu indeksowego dla górnego ludfordu – na głębokości 1837,4–1840,0 m (Tomczyk, 1962). Wyżej, aż do głębokości 1370,9 m, występują iłowce, w których zidentyfikowano typowe dla środkowego i górnego przydolu graptolity: *Neocolonograptus lochkovensis*, *Monograptus perneri* i *Istrograptus transgrediens* (Tomczyk, 1962). Najwyższy kompleks iłowcowy w tym otworze zawiera faunę małży, ramienionogów, głowonogów, a w dolnej części liczne szczątki liliowców *Scyphocrinus*.

Gruby kompleks iłowcowo-mułowcowy przydolu (i być może najwyższego ludfordu) występuje także w otworze wiertniczym Potok IG 1 (głęb. 817,5–1650,0 m), zlokalizowanym ok. 8 km na NW od Janowa Lubelskiego (fig. 6; CBDG – Otwory wiertnicze). Są to osady zielono-brunatne z przewarstwieniami wapieni (w tym detrytycznych), margli i pyłowców oraz liczną fauną reprezentowaną przez małże, trylobity (*Calymene* sp., *Acastella* sp., *Acaste* sp., *Proetus* sp.), ramienionogi (*Dayia navicula*, *Atrypa* sp., *Isorthis* sp., *Lingula* sp.), głowonogi (*Orthoceras* sp., *Kionoceras* sp.), koralowce, liliowce (*Scyphocrinus* sp.), małżoraczki, a w dolnej części także graptolity (*Neocolonograptus ultimus*, *Monograptus perneri*) (CBDG – Otwory wiertnicze). Kompleks ten przecinają liczne uskoki, a upady warstw wykazują zmienność od 6–8° do 20°, a lokalnie nawet 45–75°.

3.3.3. Strefa Warka–Radom–Ciepielów

Na północ od regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, utwory syluru zostały udokumentowane w trzech otworach wiertniczych: Warka IG 1, Lisów 1 i Ciepielów IG 1 (Tomczyk, 1974; Tomczykowa, Tomczyk, 1983; Modliński, Szymański, 2001), które znajdują się w obrębie zrębu radomsko–kraśnickiego (zob. Żelaźniewicz i in., 2011). Otwory te nie przewiercają jednak sukcesji sylurskiej i zostały zakończone w najwyższym ludlowie (Ciepielów IG 1) i przydolu (Warka IG 1, Lisów 1). Najstarsze osady zostały rozpoznane w otworze Ciepielów IG 1 i są to szarozielone iłowce z przewarstwieniami mułowców piaszczystych, zaliczone przez Tomczyka (1974) do górnego ludlowu (głęb. 2885,0–3000,0 m). Przewarstwienia mułowców wykazują obecność laminacji poziomej, niekiedy także warstwowania konwolutnego. Pozycję stratygraficzną tej części profilu sylurskiego w otworze Ciepielów IG 1 określają graptolity *Formosograptus formosus, N. ultimus*, *Pristiograptus dubius* (Tomczyk, 1974), które wskazują na obecność interwału obejmującego najwyższy ludlow i dolny przydol (zob. Teller *w:* Modliński, Szymański, 2001). Litofacja szaro-zielonych iłowców z przewarstwieniami mułowców dolnego przydolu z graptolitami *N. ultimus* występuje w otworze Ciepielów IG 1 do głębokości 2721,8 m (zob. Tomczyk, 1974). Natomiast zalegające wyżej ciemnoszare i szare iłowce (głęb. 2598,3–2721,8 m) – reprezentujące według Tomczyka (1974) sylur górny (przydol) – należą zdaniem Tellera (*w*: Modliński, Szymański, 2001) do najniższego dewonu (lochkowu) i tworzą formację z Sycyny (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011).

Do przydolu zostały także zaliczone ciemnoszare iłowce z zielonym odcieniem występujące w spągu otworu Warka IG 1 (poniżej osadów karbonu), brak jest jednak dokumentacji paleontologicznej potwierdzającej ich pozycję stratygraficzną (zob. Modliński, Szymański, 2001). Natomiast utwory przydolu w otworze Lisów 1 cechują się odmiennym charakterem litologicznym od osadów tego wieku w otworach Ciepielów IG 1 i Warka IG 1. Są to bowiem szare i szarozielone mułowce przekładane warstwami i pakietami szarozielonych piaskowców drobnoziarnistych z glaukonitem (CBDG – Otwory wiertnicze). W interwale 2822,0–2896,0 m piaskowce te stanowią dominujący litotyp, natomiast mułowce występują w formie przewarstwień. Należy zwrócić uwagę, że strop przydolu w otworze Lisów 1 tworzą ciemnowiśniowe i ciemnoszare iłowce z fragmentami małży, ślimaków (np. *Bellerophon* sp.), ramienionogów, małżoraczków (np. *Beyrichia* sp.) oraz graptolitów z rodzajów *Pristiograptus* i *Monograptus* (CBDG – Otwory wiertnicze).

3.4. BLOK MAŁOPOLSKI

3.4.1. Region kielecki Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów)

Sylur w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (kielecka strefa fałdów wg Żelaźniewicza i in., 2011) cechuje się wyraźną dwudzielnością litofacjalną, wyrażającą się dominacją łupków graptolitowych w landowerze, wenloku i niższym ludlowie oraz szarogłazów w środkowym ludlowie (Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2001; Kozłowski i in., 2014, i literatura tam cytowana). Całkowita miąższość syluru w regionie kieleckim jest szacowana na ok. 780 m, w tym ok. 230 m przypada na łupki graptolitowe, a 550 m na szarogłazy. Kontakt sukcesji sylurskiej z ordowikiem ma charakter ciągłego sedymentacyjnego przejścia tylko w południowej części tego obszaru, a najlepiej został poznany w Zbrzy oraz południowym skrzydle synkliny bardziańskiej w Bardo Stawach i Zalesiu (fig. 9. 10; Tomczyk, 1962, 1968; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Masiak i in., 2003, 2020; Mustafa i in., 2015; Trela, 2021). Natomiast granicę w części NW regionu kieleckiego (Bukówka, Mójcza, Niestachów oraz Zarobiny w zachodniej części synkliny bardziańskiej) między tymi systemami wyznacza nieciągłość sedymentacyjna z luką stratygraficzną obejmującą hirnant, landower i niższy wenlok (fig. 9, 10; Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; obserwacje W. Treli).

Z kolei, granica z dewonem ma charakter niewielkiej niezgodności kątowej i erozyjnej, z którą jest związana luka stratygraficzna obejmująca najwyższy ludlow, przydol i częściowo dolny dewon (Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2006).

Najstarszymi utworami syluru w regionie kieleckim są czarne radiolaryty i łupki krzemionkowe występujące w Bardo Stawach, Zalesiu i Zbrzy, zaliczone przez Trelę i Salwę (2007) do formacji z Barda (inaczej formacja bardziańska; fig. 10; tab. 2), która reprezentuje piętro rudan dolnego landoweru, a w synklinie bardziańskiej także najwyższy hirnant ordowiku górnego (fig. 10). Jej hirnancka część w Bardo Stawach i Zalesiu ma postać brunatnych iłowców (o miąższości 60–80 cm) z czarnymi laminami łupków i cienkimi warstwami radiolarytów. Część odpowiadająca sylurskiemu piętru rudan jest zdominowana przez cienkie warstwy radiolarytów (maks. 15 cm; fig. 11A, B) z przewarstwieniami łupków, które tworzą ogniwo z Rembowa o miąższości ok. 6 m (fig. 10; Trela, Salwa, 2007). Natomiast w górnej części formacji bardziańskiej przeważają czarne łupki krzemionkowe o miąższości 6–15 m, zaliczone do ogniwa ze Zbrzy (fig. 10, 11C, D; tab. 2), które są dominującą litofacją rudanu w SW (zbrzańskiej) części regionu kieleckiego (fig. 11E; Trela, Salwa, 2007). Warstwy radiolarytów charakteryzują się delikatną laminacją poziomą, czasami lekko falistą, niekiedy przetykaną laminami i soczewkami jasnego chalcedonu (fig. 11A; Kremer, 2005; Kremer, Kaźmierczak, 2005). Zbudowane są z krypto- i mikrokrystalicznej krzemionki z rozproszoną amorficzną materią organiczną, która stanowi tło dla owalnych szkieletów radiolarii o średnicy do 0,25 mm (fig. 11B), wypełnionych chalcedonem (niekiedy spirytyzowanych). Ponadto stwierdzono w nich obecność rozproszonych blaszek łyszczyków, ziaren kwarcu frakcji pyłowej, a także pojedynczych igieł gąbek, skolekodontów, chitinozoa i akritarch. Kremer i Kaźmierczak (2005) rozpoznali w tych osadach kokkoidalne kolonie bentosowych cyjanobakterii o średnicy 10–20 μm, będących częścią mat stabilizujących dno basenu sedymentacyjnego. W łupkach krzemionkowych odnotowano laminy tufitów, a w obrazie mikroskopowym także intraklasty zdewitryfikowanego popiołu wulkanicznego (Trela, 2021). Powyżej formacji z Barda występuje w Bardo Stawach pakiet piaskowców o miąższości ok. 80 cm (fig. 10, 11D), a w ich spągu są obecne niewielkie klasty czarnych iłowców (Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Trela, Salwa, 2007; Kozłowski i in., 2014).

Wyższa część landoweru to zielono-szare iłowce wapnisto-dolomityczne o miąższości 8–10 m z przewarstwieniami K-bentonitów (kilka mm do kilkunastu cm, maksymalnie nawet 30 cm) i cienkimi przewarstwieniami czarnych łupków w części odpowiadającej środkowemu telichowi, od poziomu graptolitowego *Monograptus crispus* po *Oktavites spiralis* (fig. 10; Tomczyk, 1968; Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Tomczykowa, Tomczyk, 1981).

Interwał obejmujący wenlok i dolny ludlow jest wykształcony w facji ciemnoszarych i miejscami czarnych mułowców ilastych, częściowo marglistych, oraz łupków graptolitowych (Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2006). Ta dość monotonna litologicznie sukcesja jest urozmaicona przewarstwieniami i laminami K-bentonitów oraz konkrecjami węglanowymi (fig. 10, 11F–H; Trela, Salwa, 2019). Iłowce charakteryzują się delikatną laminacją, czasami zdarzają się laminy i soczewki (ok. 1–2 mm) złożone z liliowców, a lokalnie niektóre partie są bezstrukturalne. Klasyczne odsłonięcia iłowców i łupków graptolitowych wenloku i dolnego ludlowu występują w wąwozie Prągowiec i Zalesiu, we wschodniej części synkliny bardziańskiej oraz Międzygórzu (wąwóz Chełm w synklinie międzygórskiej), a także w kilku otworach wiertniczych, np. Zarobiny 1, Mokradle 1, Szumsko Kolonia 2, Kleczanów

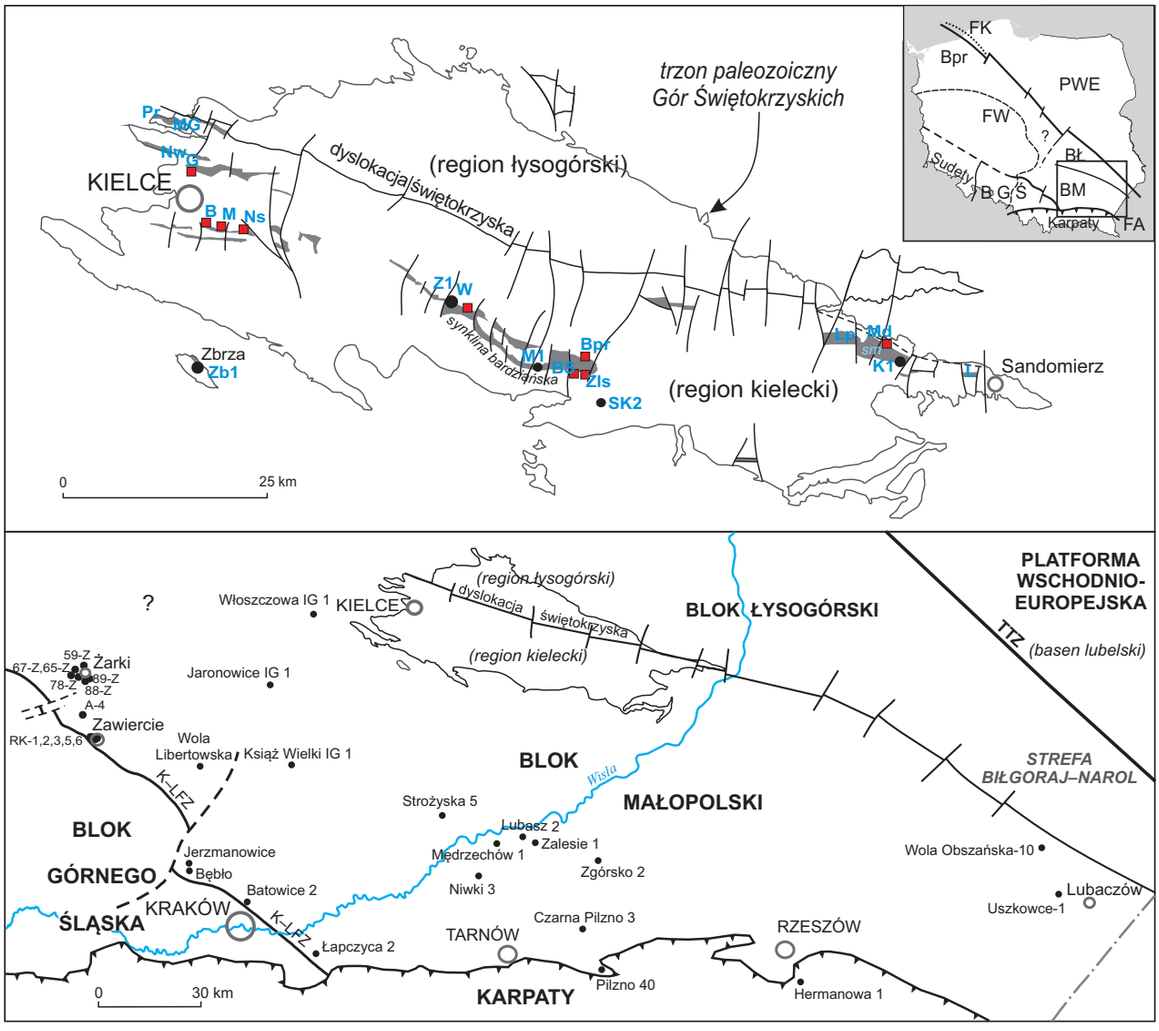


FIG. 9. Lokalizacja odsłonięć i otworów wiertniczych z osadami syluru na obszarze bloku małopolskiego (w tym kieleckiej części Gór Świętokrzyskich):
B – Bukówka;
Bpr – Bardo Prągowiec;
BS – Bardo Stawy;
G – Gruchawka;
K1 – Kleczanów PIG 1;
M – Mójcza;
M1 – Mokradle 1;
Md – Międzygórz;
MG – Miedziana Góra;
Nw –Niewachlów;
Ns – Niestachów;
L – Lenarczyce;
Lp – Lipnik/Lipniczek;
Pr – Porzecze;
SK2 – Szumsko Kolonia 2;
sm – synklina międzygórska;
W – Widełki;
Z1 – Zarobiny 1;
Zb1 – Zbrza PIG 1;
Zls – Zalesie;
objaśnienia pozostałych skrótów patrz figura 6

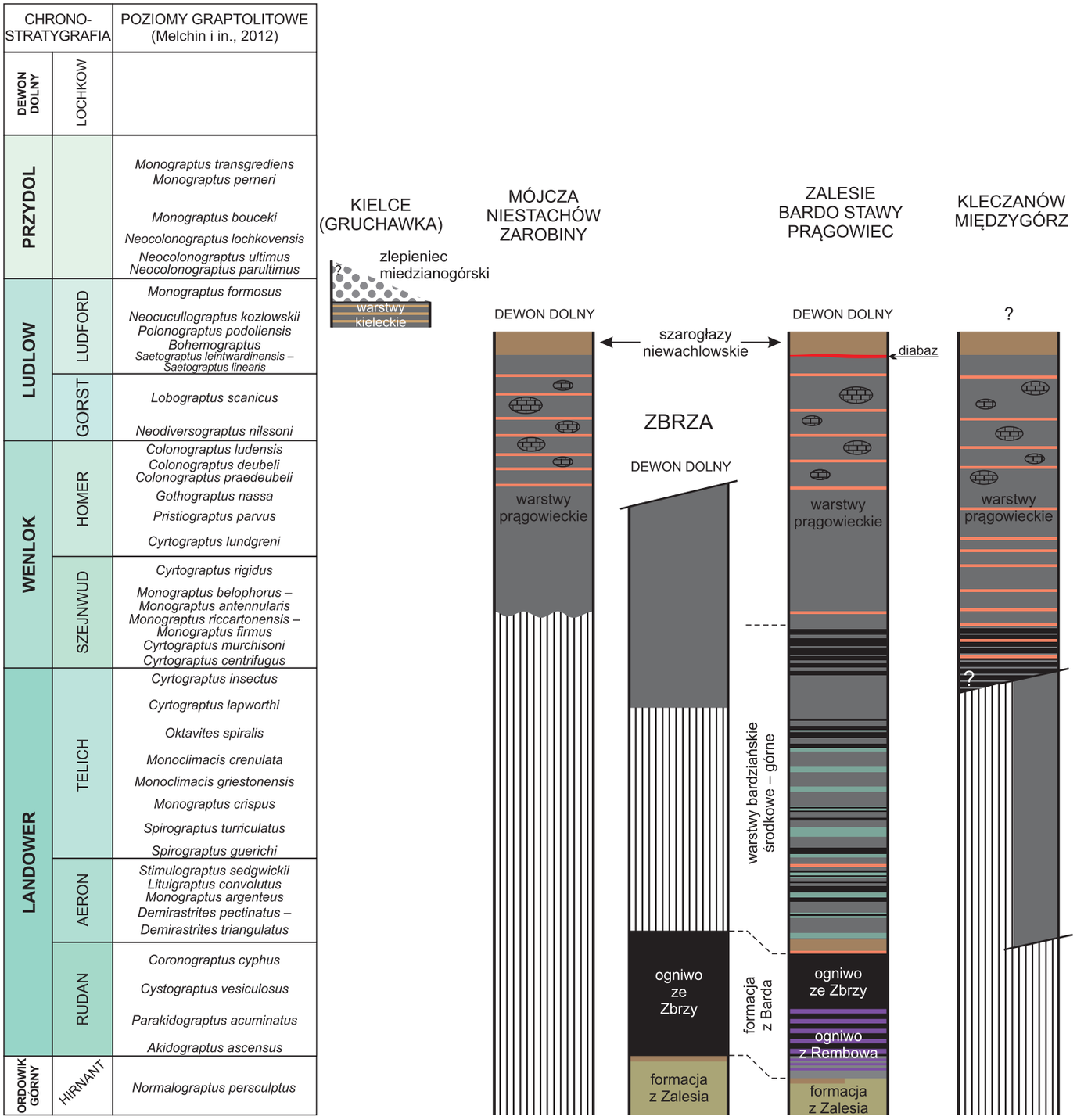


FIG. 10. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (Tomczyk, 1954, 1962, 1968; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Masiak i in., 2003; Malec, 2006; Podhalańska, Trela, 2007; Trela, Salwa, 2007); objaśnienia litologii na figurze 2

IG 1, Lenarczyce 1 (fig. 9). W nieformalnym podziale litostratygraficznym Tomczyka (1962) iłowce wenloku i dolnego ludlowu występują pod nazwą warstw bardziańskich górnych i warstw prągowieckich (fig. 10). Ich spąg w Mójczy, Niestachowie, Bukówce i Zarobinach mieści się między górną częścią piętra szejnwud a spągiem piętra homer i spoczywa na wapieniach ordowiku górnego, przeważnie górnego katu, a lokalnie nawet sandbu (por. dane biostratygraficzne *z:* Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981). Dane biostratygraficzne ze wschodniej części regionu kieleckiego wskazują, że luka między węglanami ordowiku górnego a łupkami syluru w tym rejonie jest nieco mniejsza, ale i tak obejmuje cały landower, co jest dość dobrze udokumentowane w otworze wiertniczym Kleczanów IG 1, zlokalizowanym w południowym skrzydle synkliny międzygórskiej (Tomczyk, Turnau-Morawska, 1967; Tomczykowa, Tomczyk, 1981, 2000). Natomiast w kamieniołomie Międzygórz (północne skrzydło synkliny międzygórskiej) najstarsze łupki reprezentujące piętro aeron, z dość ubogim zespołem fauny graptolitowej (Tomczyk, 1954), kontaktują tektonicznie (fig. 10) z dolomitami ordowiku górnego formacji z Mokradla, chociaż według Tomczykowej i Tomczyka (2000) łupki te mogą także reprezentować najwyższy rudan.

Plan facjalny syluru kieleckiego zmienił się zasadniczo w środkowym ludlowie (wczesnym ludfordzie) wraz z pojawieniem się szarogłazów niewachlowskich (tab. 2), które są dominującym litotypem dolnego ludfordu (fig. 10; Tomczyk, 1962; Tomczykowa, Tomczyk, 1981; Malec, 2006). Wychodnie tych osadów występują w rejonie Kielc (Niestachów), synklinie bardziańskiej (Zalesie), w rejonie Iwanisk oraz na wschodzie w synklinie międzygórskiej (wąwóz Chełm w Międzygórzu; fig. 9; Tomczyk, 1954, 1962; Romanek, Rup, 1989; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Malec i in., 2016). Ponadto obecność szarogłazów niewachlowskich odnotowano w otworach wiertniczych, np. Zarobiny 1, Mokradle 1, Zalesie 1, Kędziorka 1, Kleczanów IG 1 (fig. 9). Przejście od łupków graptolitowych do szarogłazów charakteryzuje się zwiększającym się stopniowo udziałem tych ostatnich, początkowo jako cienkich przewarstwień mułowcowo-pyłowcowych, które wyżej są zastąpione przez grubsze warstwy piaskowców średnio- i gruboziarnistych, a nawet zlepieńce, przekładane iłowcami i mułowcami. W strefie granicznej łupków graptolitowych i szarogłazów niewachlowskich w synklinie bardziańskiej występuje intruzja diabazowa, tworząca dajkę pokładową (zob. podrozdz. 7). Warstwy szarogłazów niewachlowskich wykazują cechy sedymentologiczne typowe dla osadów turbidytowych z mniej

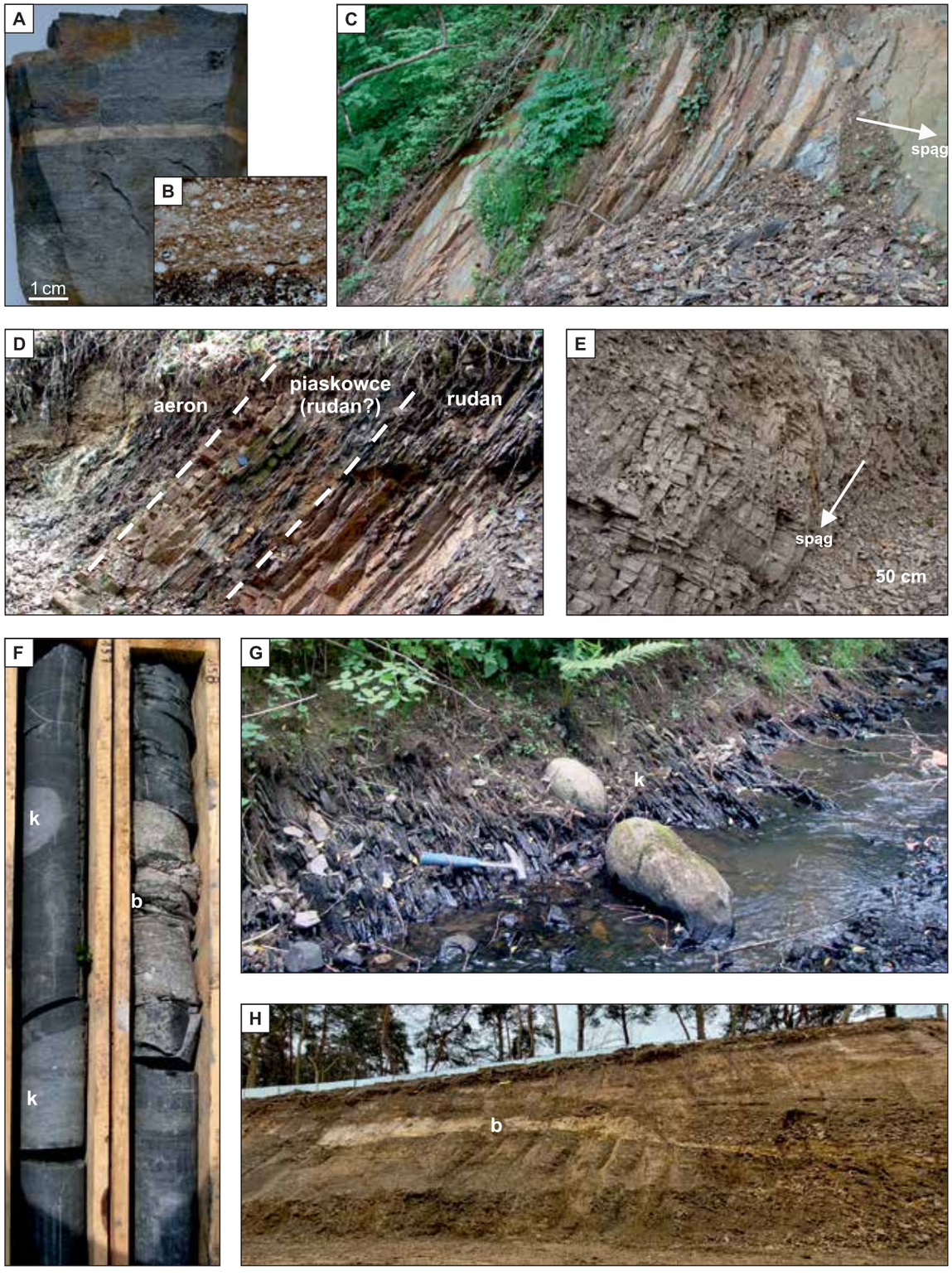


FIG. 11. Litofacje syluru w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich:
A – warstwa radiolarytu z subtelną laminacją poziomą i cienką laminą jasnego chalcedonu; ogniwo z Rembowa formacji z Barda, dolny rudan, Bardo Stawy;
B – obraz mikroskopowy radiolarytu z owalnymi śladami po szkieletach radiolarii wypełnionymi kryptokrystaliczną krzemionką, w dolnej części lamina chalcedonitowa wzbogacona w materię organiczną;
C – łupki krzemionkowe ogniwa ze Zbrzy formacji z Barda, górny rudan, Bardo Stawy;
D – piaskowce przykrywające łupki krzemionkowe ogniwa ze Zbrzy rudanu i przejście do zielonoszarych mułowców aeronu, Bardo Stawy;
E – mułowce krzemionkowe ogniwa ze Zbrzy rudanu w rowie badawczym w Zbrzy;
F, **G** – konkrecje węglanowe (k) i warstwa bentonitu (b) w mułowcach górnego wenloku/ludlowu warstw prągowieckich w otworze Kleczanów PIG 1 (F) i dolinie potoku Kierdonki w wąwozie Prągowiec (G);
H – warstwa bentonitu w mułowcach wenloku/ludlowu (przekop drogi nr 764 w Bukówce, w Kielcach);
fot.: S. Salwa (F); W. Trela (A, B; C i D – 2007 r.; E – 2013 r.; G – 2010 r.; H – 2023 r.)

lub bardziej pełnymi sekwencjami Boumy, przy przeważnie dominującym udziale uziarnienia frakcjonalnego (Kozłowski, Tomczykowa, 1999; Malec, 2006; Malec i in., 2016). Miąższość warstw szarogłazów zmienia się w szerokim zakresie, od 20–30 cm do ponad 1 m, a lokalnie nawet 2 m. Spośród innych elementów sekwencji Boumy w szarogłazach odnotowano także laminację poziomą, warstwowanie przekątne i konwolutne. Pod względem petrograficznym szarogłazy niewachlowskie należą do arenitów litycznych, podrzędnie arenitów sublitycznych i subarkozowych oraz wak arkozowych, a ich dominującymi składnikami są okruchy skał magmowych, osadowych, rzadziej metamorficznych, ziarna skaleni, kwarcu i łyszczyków (Przybyłowicz, Stupnicka, 1989; Romanek, Rup, 1989; Migaszewski, 1998; Kozłowski i in., 2014; Malec i in., 2016). W ich składzie stwierdzono także fragmenty pokruszonej fauny bentosowej (Kozłowski, Tomczykowa, 1999) oraz akritarchy (Stempień, 1990).

Wyższy ludford występuje w NW części regionu kieleckiego (Gruchawka w północnej części Kielc; fig. 9), gdzie jest reprezentowany przez warstwy kieleckie (fig. 10; tab. 2) tworzące jądro antykliny niewachlowskiej. Przegląd poglądów na temat stratygrafii szerokiego pogranicza syluru i dewonu tej części Gór Świętokrzyskich jest szczegółowo omówiony w pracach Malca (1993, 2001), Kowalczewskiego i in. (1998) oraz Szulczewskiego (2006). Warstwy kieleckie występujące w klasycznym profilu Gruchawki charakteryzują się przewagą ciemnoszarych iłowców i łupków (szarozielone i oliwkowe w stanie zwietrzałym), które tworzą sukcesję o miąższości ok. 500 m z rzadkimi przewarstwieniami szarogłazów o grubości 8–15 cm, sporadycznie nawet 50 cm (Malec, 1993). Szarogłazy są przeważnie drobnoziarniste, na ogół nie wykazują obecności struktur sedymentacyjnych poza niewielkimi riplemarkami falowymi odnotowanymi sporadycznie na górnych powierzchniach warstw. Malec (1993, 2001, 2006) uznał warstwy kieleckie za jednostkę litostra-

tygraficzną syluru łysogórskiego, a swoje przekonanie o przynależności rejonu Gruchawki do północnego segmentu Gór Świętokrzyskich oparł na znacznie większej subsydencji tego obszaru w sylurze i wyższym stopniem wygrzania termicznego osadów tego wieku (Narkiewicz, 2002). Z argumentami tymi nie zgodził się Kozłowski (2008), według którego profil Gruchawki reprezentuje górnoludlowski fragment syluru południowej części Gór Świętokrzyskich (odpowiednik formacji trochowińskiej). W warstwach kieleckich występuje fauna ramienionogów, małżoraczków, trylobitów oraz rzadziej spotykane koralowce, fragmenty liliowców i małże (Malec, 1993; Tomczykowa, 1993). Początkowo pozycja stratygraficzna tych utworów została ustalona na podstawie fauny graptolitowej, przede wszystkim obecności *Istrograptus* (dawniej *Monograptus*) *transgrediens* (zob. Teller *w:* Malec, 1993), który jest taksonem wskaźnikowym górnego przydolu. Jednak zidentyfikowany przez Tomczykową (1993), wg autorki w warstwach niewachlowskich, zespół fauny trylobitowej skłonił Malca (2001) do zmiany klasyfikacji stratygraficznej warstw kieleckich i umieszczenia ich w górnym ludfordzie. Dodatkowego argumentu na korzyść korelacji tych utworów z górnym ludlowem dostarczyła rewizja fauny graptolitowej, która wykazała, że zidentyfikowany wcześniej *I. transgrediens* posiada cechy taksonomiczne *Pristiograptus dubius fragmentalis* (zob. Teller *w:* Malec, 2001).

Powyżej warstw kieleckich Malec (1993) udokumentował w profilu Gruchawki iłowce z pojedynczymi przewarstwieniami szarogłazów, które litologicznie są podobne do osadów podścielających, a ich cechą wyróżniającą jest czerwona barwa, poza cienkim zielonoszarym interwałem obecnym w stropie. Osady te występują w ciągłości sedymentacyjnej z warstwami kieleckimi, a ich miąższość nie przekracza 8 m. Pierwotnie zostały zaliczone do warstw klonowskich, jednak w późniejszej korekcie stratygraficznej profilu z Gruchawki Malec (2001) uznał je za górnoludfordzką część warstw kieleckich.

W NW części Kielc (Gruchawka) na czerwonych iłowcach górnego ludfordu spoczywa w ciągłości sedymentacyjnej zlepieniec miedzianogórski o miąższości ok. 1,5 m (fig. 10), złożony z otoczaków piaskowców kwarcytowych o zróżnicowanej wielkości, które tworzą na ogół zwarty szkielet ziarnowy spojony materiałem piaskowcowo-mułowcowym. Zlepieniec ten jest ścięty erozyjnie pod niewielkim kątem przez cienką warstwę zlepieńca z Gruchawki (litologicznie podobnego do zlepieńca miedzianogórskiego) występującą u podstawy warstw barczańskich reprezentujących emską część dolnego dewonu (Malec, 1993, 2001). Miąższość zlepieńca miedzianogórskiego maleje z zachodu na wschód, a jego najgrubsze pakiety odnotowano w Porzeczu (ok. 120 m), Miedzianej Górze (ok. 40 m) oraz znacznie cieńsze w Niewachlowie (kilkanaście do kilku metrów miąższości) i zaledwie 1 m w NE Kielcach (Malec, 1993, 2001, 2006; Kowalczewski i in., 1998). Klasyfikacja stratygraficzna zlepieńca miedzianogórskiego jest wciąż kwestią otwartą z braku danych paleontologicznych. We wcześniejszych interpretacjach był on umieszczany w różnych poziomach dolnego dewonu, od dolnego lochkowu po dolny ems (zob Kowalczewski i in., 1998, literatura tam cytowana), natomiast w zweryfikowanym przez Malca (2001) schemacie stratygraficznym syluru z północnych Kielc zlepieniec miedzianogórski znalazł się w stropie ludlowu.

Szarozielone mułowce i iłowce górnego ludlowu występują także we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, gdzie odsłaniają się w dolinkach wyciętych w pokrywie lessowej między Lipnikiem a Lipniczkiem (fig. 9), na SE od Opatowa, w rejonie będącym częścią regionu kieleckiego, znajdującym się w niedalekim sąsiedztwie dyslokacji świętokrzyskiej (Tomczyk, 1954, 1962, 1968; Malec, 2006). Przekładane są cienkimi i nielicznymi warstwami piaskowców, a w górnej części przybierają czerwoną barwę. Zdaniem Kozłowskiego (2008) mułowce te mają cechy facjalne formacji z Trochowin i ogniwa z Bełcza formacji winnickiej regionu łysogórskiego, zawierają także typową faunę trylobitową znaną z wapieni bełczańskich (Tomczykowa, 1962), a w stosunku do głównego przebiegu dyslokacji świętokrzyskiej są przesunięte na południe w waryscyjskim rowie Lipniczka (Tomczykowa, Tomczyk 2000). Jednym z argumentów świadczących o związku rowu Lipniczka z regionem łysogórskim ma być obecność w Lipniku piaskowców kambru górnego (zob. Dowgiałło, 1974), które Samsonowicz (1920) opisał jako „piaskowce gruboziarniste, szare lub zółtoszare (z detrytusem ciemnej skały, z wielkiemi ziarnami kwarcu, często mlecznego, i z blaszkami białej miki), przepełnione połamanemi przeważnie skorupkami obolidów (*Lingulella* sp.)". Należy jednak zaznaczyć, że piaskowce tego wieku (furongu) udokumentowano także 8 km na wschód od Lipnika, w otworze Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2004), który znajduje się w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich (zob. także Samsonowicz, 1920).

Inną sporną kwestią w badaniach syluru kieleckiego jest obecność łupków górnego ludlowu w Widełkach (o miąższości 8–10 m), w zachodniej części synkliny bardziańskiej (fig. 9), które zdaniem Stupnickiej i in. (1991) występują powyżej szarogłazów niewachlowskich. Z poglądem tym nie zgodził się Malec (2014), który uznał je za łupki graptolitowe stropowej części warstw prągowieckich górnego gorstu lub niższego ludfordu, kontaktujące tektonicznie z szarogłazami niewachlowskimi. Istnieją także rozbieżności w kierunkach upadu sukcesji sylurskiej odsłoniętej w Widełkach, gdyż według Stupnickiej i in. (1991) warstwy są nachylone ku wschodowi, natomiast według Malca (2014) zapadają na południe i SW. Zespół fauny graptolitowej, rozpoznany w spornych łupkach, jest reprezentowany przez taksony charakterystyczne dla pogranicza pięter gorst i ludford, takie jak: *Bohemograptus bohemicus bohemicus*, *B. bohemicus tenuis*, *Pristiograptus dubius*, *Saetograptus* sp. oraz *Cucullograptus* (Stupnicka i in., 1991; Malec, 2014). Ponadto w osadach tych występują odciski łodzików, małży i małżoraczków oraz sporadycznie liliowców.

3.4.2. Rejon Zawiercie–Żarki, Niecka Nidziańska i Podkarpacie

W zachodniej i SW części bloku małopolskiego sylur występuje wzdłuż strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec, w licznych otworach wiertniczych zlokalizowanych od Myszkowa przez Żarki, Zawiercie po Kraków (fig. 9; Buła, 2000 i literatura tam cytowana). Skały tego systemu zostały także rozpoznane na obszarze rozciągającym się od Włoszczowy po Tarnów i Rzeszów, gdzie ich obecność udokumentowano w otworach wiertniczych: Włoszczowa IG 1, Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1, Strożyska 5, Mędrzechów 1, Niwki 1, Lubasz 2, Pilzno 40, Czarna Pilzno 3, Hermanowa 1 (fig. 9; Tomczyk, 1962; Bednarczyk i in., 1968; Jurkiewicz, 1976, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Maksym i in., 2003). Natomiast na wschodnich krańcach bloku małopolskiego osady sylurskie są znane z otworów: Uszkowce 1 i Wola Obszańska 10 (Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000), które znajdują się przy granicy ze strefą Biłgoraj–Narol bloku łysogórskiego (fig. 9).

Zapis sylurskiego systemu osadowego na południe od Gór Świętokrzyskich jest zdominowany przez litofację mułowcową, z wyjątkiem strefy Zawiercie–Żarki, gdzie jego dolną część tworzą skały węglanowe formacji z Zawiercia, a górną – gruboziarniste skały klastyczne (fig. 12; Buła, 2000). Badania fauny konodontowej wykazały, że węglany sylurskie zachodniej Małopolski reprezentują interwał stratygraficzny odpowiadający oddziałom landower i wenlok, lokalnie nawet najniższy ludlow (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). Pod względem litologicznym nie różnią się od facji węglanowych ordowickiej części formacji z Zawiercia i są reprezentowane przez wapienie i wapienie margliste, miejscami zmarmuryzowane i zsylifikowane, które lokalnie zawierają przewarstwienia iłowców marglistych i margli (tab. 3). Ich kontakt z nadległymi mułowcami ilastymi wyższych pięter syluru jest ostry, a granica między tymi odmiennymi litotypami ma charakter diachroniczny i rozciąga się między różnymi poziomami landoweru a najniższym ludlowem (Nehring-Lefeld i in., 1992; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998; Buła, 2000). Szare i ciemnoszare mułowce ilaste, występujące powyżej węglanowej formacji z Zawiercia, reprezentują formację z Mrzygłodu (fig. 12; tab. 3; Buła, 2000). Ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie niezbyt licznej fauny graptolitowej, wskazującej, że osady te należą do górnego wenloku i ludlowu, co dodatkowo potwierdziły badania mikroflory akritarchowej (Jachowicz-Zdanowska, 1994; Buła, 2000). Pierwotnie do formacji z Mrzygłodu zaliczono także iłowce występujące na północ od Krakowa, w otworach DB-4, Jerzmanowice i Bębło, jednak w późniejszej rewizji stratygraficznej tych osadów Buła i Habryn (2011) uznali, że mogą one reprezentować ediakar. Iłowce tej formacji są przekładane laminami i cienkimi warstwami szarych mułowców, które lokalnie stanowią przeważający litotyp tej jednostki litostratygraficznej. W spągu sukcesji obecne są także laminy i cienkie przewarstwienia wapieni, margli i dolomitów, a ponadto zidentyfikowano przewarstwienia tufitów i bentonitów o grubości ok. 2 cm (Ryszka, 1982; Buła, 2000). Podrzędnym komponentem litologicznym sylurskiej sukcesji iłowcowo-mułowcowej są przewarstwienia drobno- i średnioziarnistych piaskowców. Należy zwrócić uwagę, że w Zawierciu ich udział w górnej części formacji z Mrzygłodu jest znaczny, a w niektórych profilach miąższość kompleksów piaskowcowych wynosi nawet kilkanaście metrów (wyjątkowo 114 m; Buła, 2000).

Dominującą litofacją syluru w zachodniej, centralnej, południowej i wschodniej części bloku małopolskiego są ciemnoszare i czarne mułowce ilaste oraz łupki ilaste, tworzące sukcesję o miąższości od kilkunastu do 200 m, obejmującą landower, wenlok i dolny ludlow (fig. 12). Najstarszy interwał tej sukcesji, odpowiadający landowerowi, występuje w otworze wiertniczym Hermanowa 1 na Podkarpaciu i jest reprezentowany przez ciemnobrązowe oraz czarne iłowce o miąższości ok. 20 m z przewarstwieniami radiolarytów (fig. 12; Maksym i in., 2003). Obecność w stropie tych osadów graptolitów poziomu *Lituigraptus convolutus* pozwala przypuszczać, że reprezentują one piętra: rudan i aeron, a występujące powyżej szarooliwkowe iłowce, wzbogacone w materiał piroklastyczny (zob. Maksym i in., 2003), mogą odpowiadać piętru telich (fig. 12).

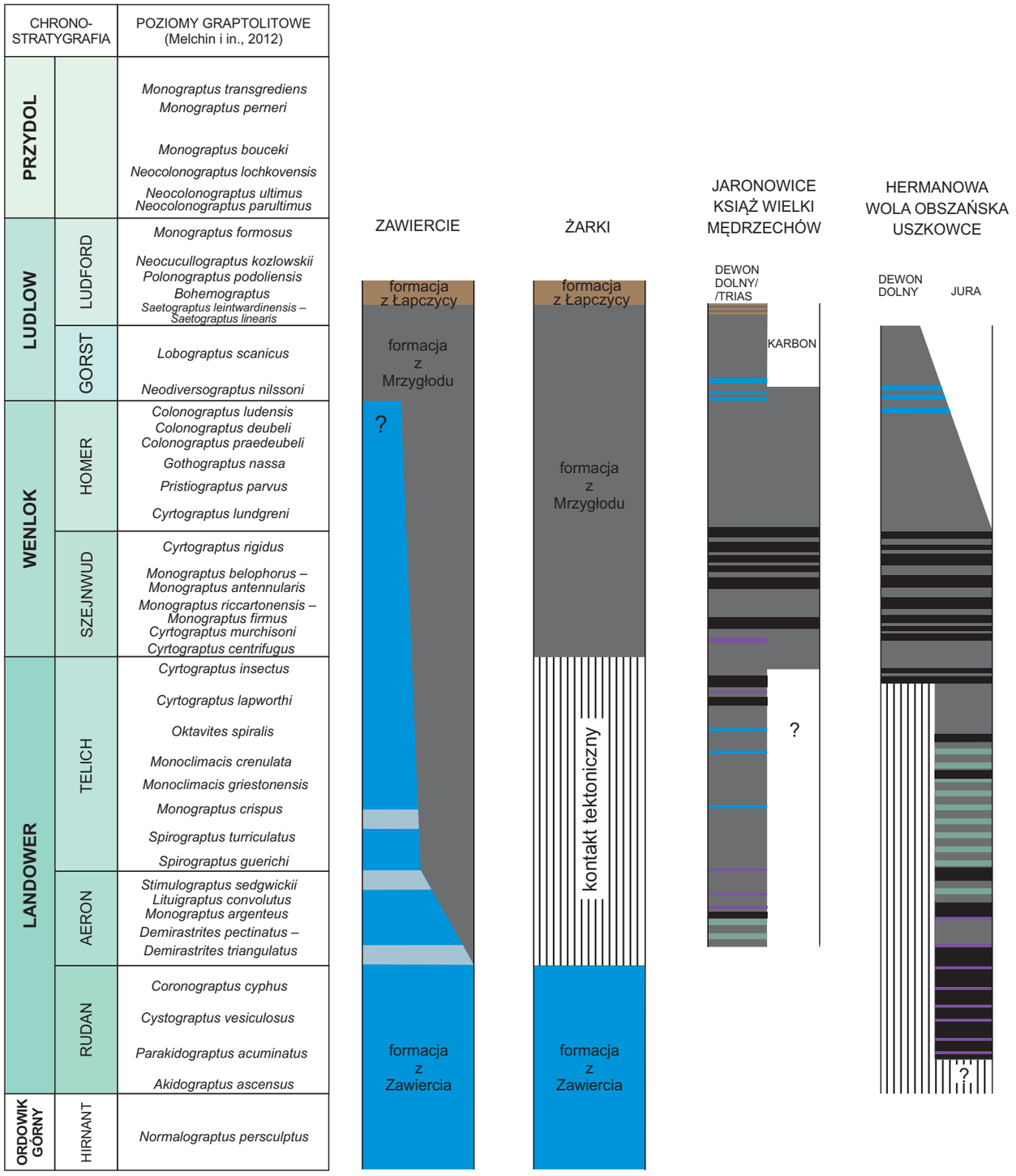


FIG. 12. Schemat litologiczno-stratygraficzny syluru w rejonie Zawiercie–Żarki oraz na obszarze Niecki Nidziańskiej i Podkarpacia (wg: Tomczyk, 1962, 1968; Jurkiewicz, 1976, 1991; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Maksym i in., 2003); objaśnienia litologii na figurze 2

Spoczywające nad nimi ciemne iłowce z laminacją, podwyższoną zawartością węgla organicznego i licznymi konkrecjami pirytowymi należą już do wenloku (ok. 60 m), a graptolity poziomów *Monograptus belophorus* i *Cyrtograptus rigidus* (zob. Maksym i in., 2003) jednoznacznie wskazują na obecność piętra szejnwud, natomiast występowanie piętra homer nie zostało jak dotąd potwierdzone. Przejście od landoweru do górnego wenloku (ok. 200 m) jest dość dobrze udokumentowane w otworze Jaronowice IG 1, w którym szare iłowce (z zielonawym odcieniem w części dolnej) i przewarstwieniami margli są zastąpione przez ciemnoszare, a następnie czarne iłowce krzemionkowe z przewarstwieniami lidytów i tufitów (Jurkiewicz, 1976). Liczna fauna graptolitowa w części zdominowanej przez ciemnoszare i czarne iłowce wskazuje na obecność w tym interwale pięter szejnwud i homer, od poziomu *Monograptus flexilis* (= *M. belophorus*) do *C. lundgreni* (fig. 12), chociaż występujący wyżej nierdzeniowany interwał otworu Jaronowice IG 1 może reprezentować strop wenloku (Jurkiewicz, 1976). Facja ciemnoszarych i czarnych łupków ilastych wenloku jest odnotowana w kilku otworach wiertniczych położonych na SE i wschód od Jaronowic: Mędrzechów 1, Pilzno 40, Wola Obszańska 10 i częściowo Uszkowce 1 (fig. 12; Tomczyk, 1962; Kowalska i in., 2000), przy czym w Mędrzechowie i Uszkowcach łupki te są bardzo zaangażowane tektonicznie.

Osady dolnego ludlowu występują w otworach wiertniczych: Książ Wielki IG 1, Strożyska 5, Niwki 1, Mędrzechów 1, Wola Obszańska 10, w których zidentyfikowano graptolity poziomów *Neodiversograptus nilssoni* i *Lobograptus scanicus* piętra gorst (fig. 12; Jurkiewicz, 1991; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Kowalska i in., 2000). Podobnie jak w wenloku są to ciemnoszare iłowce, na ogół wapniste, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami wapieni marglistych i K-bentonitów.

W zachodniej i NW części bloku małopolskiego, powyżej iłowców z graptolitami formacji z Mrzygłodu, udokumentowano osady gruboklastyczne reprezentowane przez zlepieńce, piaskowce zlepieńcowate i piaskowce z przewarstwieniami mułowców, które wieńczą

3
Litostratygrafia

TAB. 3. Litostratygrafia syluru w zachodniej części bloku małopolskiego (na podstawie Buły, 2000)

Formacja z Zawiercia	
Występowanie	zachodnia część bloku małopolskiego – strefa Zawiercie–Żarki
Litologia	zrekrystalizowane szare i białoszare wapienie, margle i dolomity, lokalnie z cienkimi przewarstwieniami iłowców
Miąższość	ok. 80 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór RK1 k. Zawiercia (głęb. 1130,2–1224,0 m)
Biostratygrafia	konodonty poziomów: od *Eoplacognathus variabilis* górnego darywilu do *Ozarkodina sagitta* wenloku
Chronostratygrafia	ordowik środkowy (darywil)–dolny wenlok
Historia badań	litologia i stratygrafia: Nehring-Lefeld i in. (1992); Nehring-Lefeld, Szymański (1998); litostratygrafia: Buła (2000)
Ekwiwalenty	częściowo formacja wapieni z Mójczy w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich
Formacja z Mrzygłodu	
Występowanie	rejon Zawiercia, Żarek i Krakowa (Dolina Będkowska)
Litologia	szare i ciemnoszare iłowce z przewarstwieniami mułowców, w spągu z przewarstwieniami skał węglanowych, natomiast w górnej części występują warstwy drobno- i średnioziarnistych piaskowców, a sporadycznie także zlepieńców
Miąższość	780,0–940,0 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór RK6 (głęb. 71,0–940,0 m)
Biostratygrafia	szczątki fauny ramienionogów, małżów, głowonogów, graptolitów; palinomorfy mikroflory akritarchowej zaliczonej do syluru
Chronostratygrafia	górny wenlok–ludlow
Historia badań	szczegółowy przegląd badań paleontologicznych, stratygraficznych, petrologicznych i tektonicznych w opracowaniu Buły (2000)
Ekwiwalenty	warstwy bardziańskie górne i prągowieckie w Górach Świętokrzyskich
Formacja z Łapczycy	
Występowanie	rejon Krakowa (Dolina Będkowska, Batowice, Łapczyca) oraz okolice Zawiercia
Litologia	średnio- i drobnookruchowe zlepieńce polimiktyczne z przewarstwieniami piaskowców w rejonie Krakowa oraz piaskowce gruboziarniste z przewarstwieniami mułowców w rejonie Zawiercia. Są to przeważnie osady o barwie szarowiśniowej, szarozielonej i niekiedy brunatnowiśniowej
Miąższość	szacunkowa miąższość 250–300 m
Stratotyp/obszar typowy	stratotyp: otwór Łapczyca 2 (głęb. 1799,0–1923,0 m)
Biostratygrafia	brak danych
Chronostratygrafia	?górny ludlow–?przydol
Historia badań	szczegółowy przegląd badań paleontologicznych, stratygraficznych, petrologicznych i tektonicznych w opracowaniu Buły (2000)
Ekwiwalenty	? szarogłazy niewachlowskie i warstwy wydryszowskie (formacja z Trzcianki) w Górach Świętokrzyskich, częściowo formacja z Kociewia na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej

profil syluru w tym rejonie. Osady te tworzą górnosylurską formację z Łapczycy (fig. 12; tab. 3), a główną przesłanką jej stratygraficznej pozycji jest położenie między wspomnianymi wcześniej iłowcami z Mrzygłodu a spoczywającymi wyżej utworami dolnego dewonu (Buła, 2000). O ile w rejonie Zawiercia ranga stratygraficzna formacji z Łapczycy nie budzi większych zastrzeżeń, o tyle w rejonie Krakowa jej sylurski wiek wydaje się niepewny. Wynika to z faktu, że w dwóch otworach wiertniczych (Jerzmanowice i Bębło) – w których został uchwycony kontakt tej jednostki z utworami podścielającymi – zalega ona na iłowcach uznawanych wcześniej za sylurskie, które jednak wykazują wiele cech wspólnych z drobnoziarnistymi osadami ediakaru (zob. Buła, Habryn, 2011). Opublikowane ostatnio badania izotopowe cyrkonów detrytycznych (pochodzenia piroklastycznego) ze zlepieńców formacji z Łapczycy występujących w otworze wiertniczym Batowice 2 dostarczyły danych wskazujących, że osady te mogły być zdeponowane we wczesnym ordowiku (Habryn i in., 2020). Formacja ta na obszarze swojego występowania wykazuje zmienność litologiczną, która przejawia się dominacją zlepieńców między Łapczycą i Batowicami, a piaskowców w rejonie Zawiercia (Buła, 2000). Szkielet ziarnowy zlepieńców jest zwarty lub rozproszony i zbudowany z otoczaków skał wylewnych, magmowych, metamorficznych, żyłowych i osadowych, które wykazują różny stopień obtoczenia (przeważnie są słabo wysortowane), a ich wielkość zmienia się od 6 do nawet 12 cm. Spoiwo jest mułowcowe z domieszką frakcji piaszczystej i związków żelaza, miejscami skrzemionkowane (zob. Buła, 2000). Otoczaki skał magmowych są reprezentowane przez granity alkaliczno-wapienne, skał wulkanicznych przez riolity, porfiry, bazalty i szkliwo wulkaniczne, a okruchy skał metamorficznych to przeważnie kwarcyty, łupki kwarcowo-serycytowe i kwarcowo-chlorytowe. Zarówno zlepieńce, jak i piaskowce formacji z Łapczycy wykazują obecność cykli depozycyjnych z uziarnieniem gradacyjnym, które często kończą się interwałem mułowcowym (Buła, 2000).

Gruboziarniste osady ludlowu znane są także z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1, gdzie poniżej dewonu dolnego występują zlepieńce drobnookruchowe, które wspólnie z mułowcami stanowią strop sukcesji sylurskiej (fig. 12; Jaworowski i in., 1967; Jurkiewicz, 1976). Osady te tworzą pakiet o miąższości ok. 28 m leżący zgodnie na iłowcach wenloku, ale według Kowalczewskiego i Jurkiewicza (zob. Jurkiewicz, 1976) rozdziela je luka stratygraficzna obejmującą prawdopodobnie dolny ludlow. Materiał detrytyczny zlepieńców i mułowców jest słabo wysortowany i różnoziarnisty, a ich głównym komponentem jest kwarc, któremu towarzyszą skalenie potasowe, plagioklazy, fragmenty diabazów i skał wulkanicznych (Łabędzki, 1976).

3.5. SUDETY

Sylur w Sudetach jest reprezentowany przez fację iłowcowo-krzemionkową występującą w Górach Bardzkich, Górach Kaczawskich (metamorfik kaczawski) oraz paśmie łupkowym Zgorzelca w rejonie Lubania. Pozycja stratygraficzna sylurskiej sukcesji osadowej została ustalona dzięki obecności graptolitów oraz położenia poniżej dobrze datowanych faunistycznie utworów dewonu (Chorowska i in., 1981; Porębska, 1982; Porębska, Koszowska, 2001; Radzevičius i in., 2020).

W Górach Bardzkich (struktura bardzka) występuje skondensowana stratygraficznie sukcesja osadowa syluru, odsłaniająca się w Żdanowie, Łupiance i Wojciechowicach, o miąższości ok. 38 m, która stratygraficznie obejmuje landower, wenlok, ludlow i dolny przydol (Malinowska, 1955; Porębska, 1982; Haydukiewicz, 1990; Porębska, Koszowska, 2001; Radzevičius i in., 2020). Większa część profilu sylurskiego to ciemnoszare i czarne mułowce i łupki krzemionkowe z konkrecjami fosforanowymi, które są przekładane rogowcami radiolariowymi i tufitami (fig. 13), które tworzą nieformalną jednostkę litostratygraficzną – dolne łupki graptolitowe. Istotnym komponentem litologicznym części landowerskiej są czarne rogowce o miąższości od jednego do kilkunastu centymetrów (maks. 15 cm). W ich składzie rozpoznano owalne pozostałości po szkieletach promienic wypełnione chalcedonem, rozproszony pył kwarcowy, globularne fragmenty mat cyjanobakteriowych zbudowane z substancji organicznej, a także pojedyncze akritarchy, które tkwią w kryptokrystalicznej krzemionkowej matriks (Wyżga, 1987; Kremer, Kaźmierczak, 2005). W wenlockiej i ludlowskiej części profilu sylurskiego są obecne także warstwy tufitów o miąższości od 0,5 do 10 (a nawet 30) cm (Wyżga, 1987). Konkrecje fosforanowe są złożone z apatytu, chalcedonu oraz substancji organicznej i tworzą charakterystyczne horyzonty związane z przejściem od ciągu TST do ciągu HST, a w ich składzie rozpoznano mazuelloidy, sferomorficzne akritarchy oraz sporadycznie graptolity i promienice (Porębska, Koszowska, 2001).

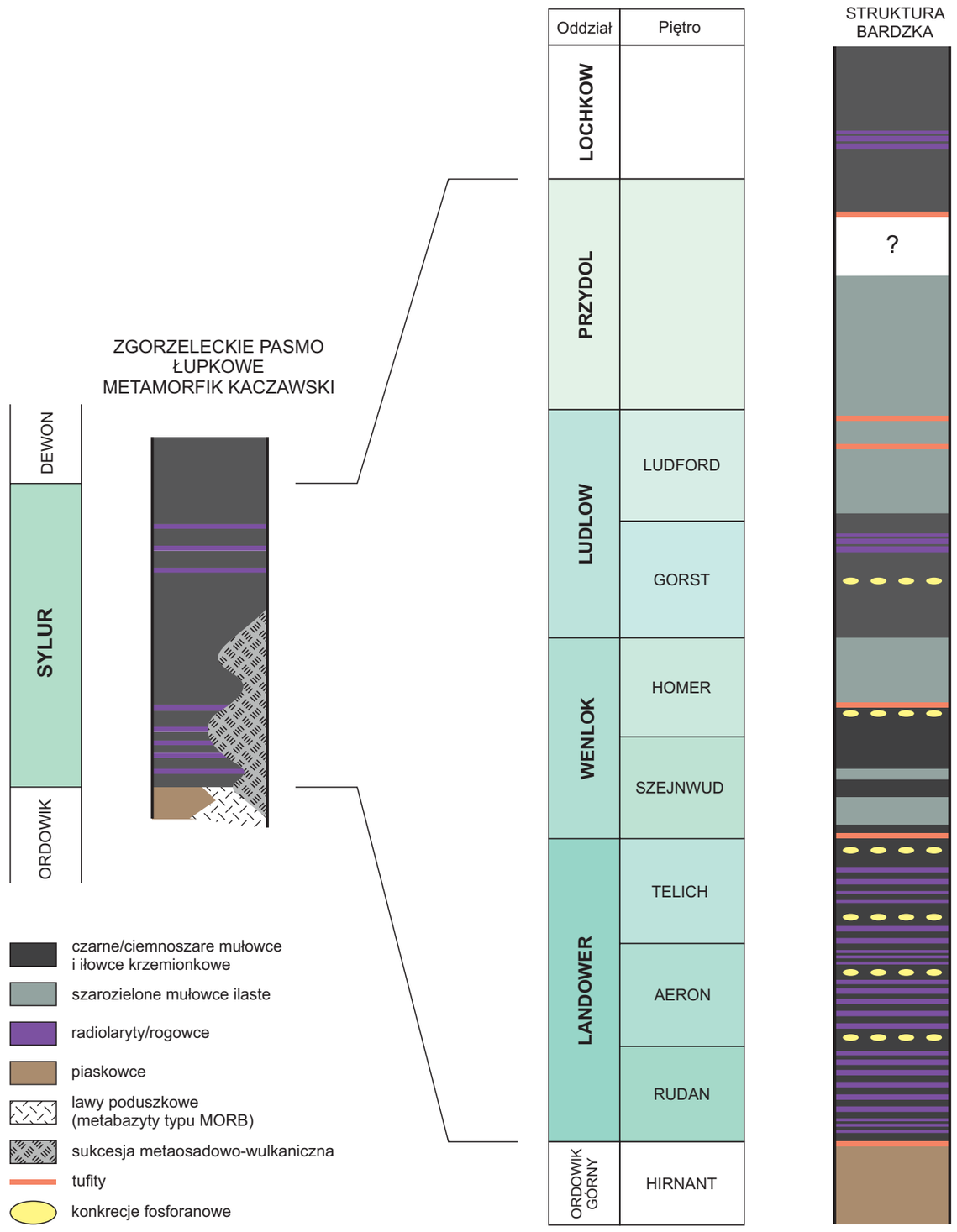


FIG. 13. Zgeneralizowany profil litologiczny syluru w Sudetach (na podstawie Chorowskiej i in., 1981; Porębskiej, 1982; Wyżgi, 1987; Baranowskiego i in., 1990, 1998; Porębskiej, Koszowskiej, 2001; Mazura i in., 2006, 2010)

W ludfordzie i dolnym przydolu dominują zielonoszare łupki ilaste o miąższości ok. 20 m, tworzące tzw. łupki zielone (Wyżga, 1987; Porębska, Koszowska, 2001). W sukcesji tej występują także cienkie przewarstwienia ciemnoszarych łupków z graptolitami oraz sporadyczne przewarstwienia tufitów o grubości 3–5 cm (Wyżga, 1987).

Strop sukcesji sylurskiej w Górach Bardzkich ponownie jest zdominowany przez ciemne łupki graptolitowe, rozpoznane tylko w Żdanowie, tzw. górne łupki graptolitowe. Większa część tej 16-metrowej sukcesji należy do dewonu (lochkow–środkowy prag), natomiast na sylur przypada ok. dwumetrowy odcinek w spągu tego interwału (fig. 13), który reprezentuje górny przydol (Porębska, 1982; Wyżga, 1987). Spąg tego interwału wyznacza warstwa tufitu, a w ich sylurskiej części obecne są także cienkie przewarstwienia lidytów, natomiast w interwale dewońskim odnotowano więcej przewarstwień jasnych łupków (Porębska, Koszowska, 2001).

Sukcesja łupków syluru w Górach Kaczawskich i rejonie Lubania charakteryzuje się niskim stopniem metamorfizmu i wykazuje znaczne zaangażowanie tektoniczne. Tworzą ją łupki ilaste i krzemionkowe z przewarstwieniami lidytów i mułowców, które na ogół są ciemnoszare i czarne, ale zdarzają się także odmiany zielonoszare, szaroróżowe i szarobeżowe (fig. 13; Chorowska i in., 1981; Baranowski i in., 1990, 1998; Kryza, Muszyński, 1992). Występują w towarzystwie osadów wulkanoklastycznych i magmowych (zob. podrozdz. 8). W rejonie Lubania reprezentują interwał stratygraficzny obejmujący landower, wenlok i ludlow z przejściem do dolnego dewonu (Chorowska i in.,1981). Ponadto w obrębie łupków występują konkrecje fosforanowe przypominające formy znane z Gór Bardzkich.

4 Biostratygrafia

Zróżnicowanie facjalne syluru w Polsce powoduje, że biostratygrafia tego systemu opiera się na różnych grupach skamieniałości, jednak podstawowe znaczenie dla basenowych i nerytycznych facji mułowcowych mają graptolity, które stanowią podstawę bio- i chronostratygrafii syluru w poszczególnych profilach.

ODDZIAŁ	PIĘTRO	POZIOMY GRAPTOLITOWE (Melchin i in., 2012)	POZIOMY GRAPTOLITOWE (PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA) (m.in. Urbanek, Teller, 1997, zmieniono; Teller, 1997a; Kozłowska-Dawidziuk, 1999; Porębska i in., 2004; Podhalańska, 2019)
PRZYDOL		*Monograptus transgrediens*	*Istrograptus transgrediens*
		Monograptus bouceki	*Monograptus perneri*
			Monograptus bouceki
		Neocolonograptus lochkovensis *Neocolonograptus branikensis*	*Monograptus samsonowiczi*
			Istrogragpus chelmiensis
			Neocolonograptus lochkovensis
		Neocolonograptus ultimus	*Neocolonograptus ultimus*
		Neocolonograptus parultimus	*Neocolonograptus parultimus*
LUDLOW	LUDFORD	*Formosograptus formosus*	*Monograptus spineus*
			Monograptus protospineus
			Monograptus acer
			Pseudomonoclimacis latilobus –Slovinograptus balticus
		Neocucullograptus kozlowskii	*Neocucullograptus kozlowskii*
		Polonograptus podoliensis	*Neocucullograptus inexpectatus*
			Neolobograptus auriculatus
		Bohemograptus	*Bohemograptus cornutus*
			Bohemograptus praecornutus
		Saetograptus leintwardinensis	*Saetograptus leintwardinensis*
	GORST	*Lobograptus scanicus*	*Cucullograptus hemiaversus*
			Lobograptus invertus
			Lobograptus scanicus
		Neodiversograptus nilssoni	*Lobograptus progenitor*
			Neodiversograptus nilssoni
WENLOK	HOMER	*Colonograptus ludensis*	*Colonograptus ludensis*
		Colonograptus deubeli	*Colonograptus deubeli*
		Colonograptus praedeubeli	*Colonograptus praedeubeli*
		Gothograptus nassa	*Gothograptus nassa*
		Pristiograptus parvus	*Pristiograptus parvus*
		Cyrtograptus lundgreni	*Cyrtograptus lundgreni*
	SZEJNWUD	*Cyrtograptus perneri*	*Cyrtograptus perneri*
		Cyrtograptus rigidus	*Cyrtograptus rigidus*
		Monograptus belophorus	*Monograptus belophorus (= Monograptus flexilis)*
		Monograptus riccartonensis	*Monograptus antennularius*
			Monograptus riccartonensis
		Cyrtograptus murchisoni	*Cyrtograptus murchisoni*
		Cyrtograptus centrifugus	*Cyrtograptus centrifugus*
LANDOWER	TELICH	*Cyrtograptus insectus*	*Cyrtograptus lapworthi*
		Cyrtograptus lapworthi	
		Oktavites spiralis	
		Monoclimacis crenulata – Monoclimacis griestoniensis	*Monoclimacis crenulata – Monoclimacis griestoniensis*
		Monograptus crispus	*Monograptus crispus*
		Spirograptus turriculatus	*Spirograptus turriculatus*
		Spirograptus guerichi	
	AERON	*Stimulograptus sedgwickii*	*Stimulograptus sedgwickii*
		Lituigraptus convolutus	*Lituigraptus convolutus*
		Monograptus argenteus	*Monograptus argenteus*
		Demirastrites pectinatus – Demirastrites triangulatus	*Monograptus gregarius* *Diplograptus magnus* *Demirastrites triangulatus*
	RUDAN	*Coronograptus cyphus*	*Coronograptus cyphus*
		Cystograptus vesiculosus	*Cystograptus vesiculosus*
		Parakidograptus acuminatus	*Parakidograptus acuminatus*
		Akidograptus ascensus	*Akidograptus ascensus*

FIG. 14. Korelacja regionalnych i standardowych poziomów graptolitowych syluru

W porównaniu do innych grup systematycznych fauny sylurskiej, graptolity wyróżniają się znacznym tempem ewolucji, powszechnym występowaniem w osadach różnych facji, zazwyczaj wysoką frekwencją, ciągłością zapisu paleontologicznego w poszczególnych profilach i wreszcie szerokim rozprzestrzenieniem geograficznym przy ograniczonym prowincjonalizmie. Ze względu na wspomniane cechy podział biostratygraficzny oparty na graptolitach jest najbardziej szczegółowy, tj. cechuje się znacznym stopniem rozdzielczości i może być najszerzej stosowany. Jego istotną cechą jest to, że odznacza się znacznym – zwłaszcza w skali międzykontynentalnej – potencjałem korelacyjnym (Teller, 1987; Koreń i in., 1996; Štorch i in., 2026).

W sekwencjach marglistych i węglanowych syluru stosuje się także schematy podziału biostratygraficznego wywodzące się z innych niż graptolity grup skamieniałości, odpowiadające charakterem podziałom typu parastratygraficznego. Jako ich podstawę wykorzystuje się m.in. konodonty, Chitinozoa, małżoraczki, trylobity, ramienionogi, akritarchy. Jakość i rozdzielczość tych podziałów, a także ich potencjał korelacyjny, są zwykle niższe od standardowego podziału graptolitowego brytyjsko-czeskiego. Istotnymi czynnikami ograniczającymi zakres użyteczności podziałów nie graptolitowych są m.in. silna zależność form przewodnich od facji i (lub) środowisk sedymentacyjnych, diachroniczność pojawiania się nowych taksonów w poszczególnych regionach, wreszcie niedostateczna precyzja ich korelacji z poziomami graptolitowymi. Podziały te mają charakter regionalny i cząstkowy.

Z podziałów parastratygraficznych, w litofacji marglisto-węglanowej funkcjonują schematy oparte na małżoraczkach oraz trylobitach (Witwicka, 1967; Tomczykowa, Witwicka, 1972, 1974; Żbikowska, 1973, 1974; Nehring-Lefeld, 1988; Tomczykowa, 1988, 1990, 1991). Zasięg stratygraficzny oparty na małżoraczkach obejmuje najmłodsze części syluru, najwyższy ludford–przydol. Występowanie poziomów małżoraczkowych syluru i ich korelacja ze standardowymi poziomami graptolitowymi i konodontowymi została przedstawiona przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003: tab. 2). Trylobity występują obficie w marglisto-ilastych i węglanowych litofacjach syluru platformy wschodnioeuropejskiej. Współwystępowanie – chociaż nieczęste – z graptolitami oraz z mikroskamieniałościami powoduje, że ich zasięgi posiadają istotną wartość w stratygrafii syluru opartej na faunie mieszanej (Jaworowski, Modliński, 1968; Tomczykowa, 1971, 1991; Tomczykowa, Tomczyk, 1979 i inne).

4.1. BIOSTRATYGRAFIA GRAPTOLITOWA

Formalny standard biostratygrafii graptolitowej syluru został opracowany przez Koreń i in. (1996) oraz Melchina i in. (2004, 2012, 2020) i zaadaptowany z pewnymi zmianami w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Teller, 1969; Urbanek, Teller, 1997; Kozłowska-Dawidziuk, 1999; Podhalańska, 2019; fig. 14).

Zdecydowana większość profili syluru Polski była opracowana wcześniej zgodnie ze schematem stratygraficznym autorstwa Tomczyka (1968). Schemat ten stosowano we wszystkich profilach otworów wiertniczych opracowanych w Państwowym Instytucie Geologicznym w drugiej połowie XX w. oraz w przeważającej liczbie profili opracowanych przez przedsiębiorstwa poszukiwań naftowych. Schematy te zostały poddane wnikliwej i krytycznej analizie przez Szymańskiego i Modlińskiego (2003). W części profili stosowano podział Tellera (1969), Urbanka i Tellera (1997) z uzupełnieniem Kozłowskiej-Dawidziuk (1999) oraz Porębskiej i in. (2004).

Zgodnie z ratyfikacją dolną granicę syluru stanowi spąg poziomu *Akidograptus ascensus*, wyznaczony w miejscu pojawienia się gatunku *Akidograptus ascensus* i *Parakidograptus praematurus* (Melchin i in., 2012). W podziałach stratygraficznych Polski stosowanych przez Tomczyka (1968, 1990 i in.) dolna granica syluru była różnie wyznaczana: w spągu poziomu *Normalograptus* (obecnie *Metabolograptus*) *persculptus* (Tomczyk, 1968) lub *Akidograptus ascensus* (Tomczykowa, 1988; Tomczyk, 1990). Zgodnie ze standardowym podziałem stratygraficznym poziom *Metabolograptus persculptus* stanowi obecnie najwyższą zonę graptolitową ordowiku. Szymański i Modliński (2003) dolną granicę syluru postawili w spągu poziomu *Akidograptus ascensus* lub *Parakidograptus acuminatus* (fig. 14).

Górną granicę syluru w stratotypowym profilu w Klonk (Czechy) wyznacza pierwsze pojawienie się *Monograptus uniformis uniformis* wraz z *M. uniformis angustidens*. W Polsce, w profilu otworu Chełm IG 1 na Lubelszczyźnie, charakteryzującym się najpełniejszym zapisem graptolitowym przydolu, *M. angustidens* pojawia się przed *M. uniformis* powyżej międzypoziomu *Istrograptus transgrediens*–*Monograptus angustidens*. Jego pierwsze pojawienie się w profilu

przyjmuje się aktualnie za granicę sylur/dewon (Teller, 1997a; fig. 14). W podziale stratygraficznym wg Tomczyka (1968, 1990), Tomczyka i in. (1977), Tomczykowej (1988) granica sylur/dewon była wyznaczana w stropie poziomu *Monograptus angustidens*, co zmieniało istotnie zasięg przydolu.

Granicę wenlok/ludlow (czyli pięter homer/gorst) wyznacza, zgodnie z orzeczeniem Międzynarodowej Komisji Stratygrafii Syluru, poziom *Neodiversograptus nilssoni* z gatunkiem wskaźnikowym oraz *Saetograptus varians*. We wszystkich profilach, będących przedmiotem diagnozy stratygraficznej Tomczyka (1968 i in.), granica wenlok/ludlow była wyznaczana w spągu poziomu *Gothograptus nassa*, czyli niżej w profilu, w strefie ujemnej anomalii na krzywej profilowania gamma. Późniejsza korekta granicy wenlok–ludlow była (i jest) powodem niejednoznacznych diagnoz stratygraficznych, gdyż wyznaczanie tej granicy w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni* przesuwa w polskich profilach spąg ludlowu od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (Modliński, Szymański, 2003) zwiększając tym samym zasięg wenloku. Zweryfikowane zasięgi głębokościowe wenloku i ludlowu z granicą w spągu poziomu *Neodiversograptus nilssoni*, oparte na przesłankach paleontologicznych lub w przypadku odcinków nierdzeniowanych na podstawie korelacji z profilami udokumentowanymi biostratygraficznie, zostały przedstawione w wielu opracowaniach archiwalnych Państwowego Instytutu Geologicznego (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2015a,b, 2017, 2019).

Zapis zonacji graptolitowej w osadach syluru platformy wschodnioeuropejskiej składa się z 49 poziomów graptolitowych (fig. 14). Szacunkowa długość trwania pojedynczego poziomu charakteryzuje się względną krótkotrwałością w skali czasu geologicznego i waha się w przedziale od ok. 0,6–0,68 mln lat (ludlow, wenlok–ludlow) do ok. 1,03 mln lat (landower), średnio dla całego systemu wynosi ok. 0,83 mln lat (Melchin i in., 2004).

4.1.1. Landower

Zgodnie z aktualnym podziałem stratygraficznym w landowerze wydziela się trzy piętra: rudan, aeron i telich, definiowane 13 poziomami graptolitowymi, 4 w rudanie, 4 w aeronie oraz 5 w telichu (fig. 14).

Piętro rudan reprezentują poziomy *Akidograptus ascensus*, *Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus vesiculosus* i *Coronograptus cyphus*. Poza gatunkami nominatywnymi poziomy te charakteryzują: *Neodiplograptus modestus modestus*, *Normalograptus normalis, N. medius*, *N. innotatus innotatus*, *N. scalaris miserabilis*, *N. trifilis*, *Atavograptus* sp., *Lagarograptus acinaces*, *Rhaphidograptus törnquisti* i inne (m.in. Tomczyk, 1968; Teller, 1969; Podhalańska, 2009, 2015a, b).

Poziomy graptolitowe rudanu zostały udokumentowane w formacji z Jantaru we wszystkich profilach przykrawędziowej (zachodniej) części platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie występuje największa ciągłość zapisu graptolitowego całego syluru, a graptolity są liczne i dobrze zachowane (fig. 15). Na obszarze obniżenia bałtyckiego są to wszystkie otwory wiertnicze występujące na wyniesieniu Łeby, np.: Łeba 8, Żarnowiec IG 1, Opalino 1, Kochanowo 1, Tępcz 1 (fig. 1; Tomczyk, 1968; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). Natomiast na obszarze obniżenia podlaskiego poziomy graptolitowe rudanu rozpoznano m.in. w otworach: Okuniew IG 1, Siedliska IG 1, Pęclin OU-1, Goździk OU-1 (fig. 1; Tomczyk, 1968; Podhalańska, 2017, 2019), a w podłożu niecki płocko-warszawskiej w otworze Polik IG 1 (Tomczyk, Tomczykowa, 1989). Zróżnicowany gatunkowo i liczny zespół graptolitów najniższego landoweru występuje także w strefie Biłgoraj–Narol (otwory Narol IG 1 i Narol PIG 2; Podhalańska, 2015b). Na obszarze Lubelszczyzny kontakt formacji z Jantaru z ordowikiem ma charakter erozyjny, a najstarsze utwory syluru w części zachodniej odpowiadają poziomowi *Coronograptus cyphus* (fig. 3, 14). W Górach Świętokrzyskich poziomy graptolitowe rudanu*: Akidograptus ascensus*/*Parakidograptus acuminatus*, *Cystograptus vesiculosus* i *Coronograptus cyphus* udokumentowano w łupkach i radiolarytach formacji z Barda (*sensu* Trela, Salwa, 2007). Ich występowanie odnotowano w odsłonięciach tej formacji znajdujących się w regionie kieleckim, tj. Bardo Stawach, Zalesiu i Zbrzy (Bednarczyk, Tomczyk, 1981; Masiak i in., 2003; Podhalańska, Trela, 2007), a także w otworze wiertniczym Dębniak 1 w regionie łysogórskim (Tomczyk, 1962; Trela i in., 2016).

W strefie Koszalin–Chojnice zidentyfikowano graptolity: *Normalograptus* cf. *normalis* i *Diplograptus* sp. w otworze Toruń 1 na głębokości 5298,0 m, które wskazują na obecność najniższego syluru (fig. 5). Deformacje utworów dolnego syluru można wiązać z kaledońską kolizją Awalonii i Bałtyki oraz tektonicznym oddziaływaniem tworzącego się orogenu na jego przedpole (Żaba, Poprawa, 2006).

Piętro aeron jest datowane pięcioma poziomami graptolitowymi od *Demirastrites triangulatus* w spągu do *Stimulograptus sedwickii* w stropie (fig. 14). Gatunkom nominatywnym towarzyszą m.in. *Demirastrites fimbriatus*, *D. trangulatus*, *Pristiograptus gregarius*, *Pseudoclimacograptus hughesi*, *Raphidograptus törnquisti*, *Cephalograptus cometa, Parapetalograptus palmeus* oraz gatunki z rodzaju *Rastrites*. Poziomy graptolitowe aeronu zostały udokumentowane w niższej części formacji mułowca z Pasłęka na całym obszarze zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Szymański, Modliński, 2003; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). W części środkowej i wschodniej obszaru bałtyckiego np. w profilach Prabuty IG 1 i Gołdap IG 1 (Tomczyk, 1974, 1975c) poziomy *Demirastrites triangulatus* do *Lituigraptus convolutus* dokumentują wyższą część formacji z Jantaru oraz dolną formacji z Pasłęka (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019). Aerońskie poziomy *Stimulograptus sedgwickii*, *Rastrites maximus* występują w ilasto-mułowcowych osadach profilu Lutom 1, w strefie Koszalin–Chojnice (Teller, 1974).

Piętro telich jest dokumentowane 5 poziomami graptolitowymi od *Spirograptus turriculatus* do *Cyrtograptus lapworthi* (Teller, 1969; Urbanek, Teller, 1997; fig. 14). Taksony diagnostyczne dla telichu to m.in. spiralne formy *Sp. turriculatus*, *Oktavites spiralis* oraz *Monograptus crispus* i najstarszy z rodzaju *Cyrtograptus*, *C. lapworth*i. Poziomy te występują w wyższej części formacji z Pasłęka w obniżeniu bałtyckim, podłożu niecki płocko-warszawskiej oraz zachodniej części obniżenia podlaskiego i lubelskiego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 15). W strefie Koszalin–Chojnice zidentyfikowano obecność poziomów *Spirograptus turriculatus* i *Monograptus crispus* w otworze Lutom 1 (fig. 5; Teller, Korejwo, 1968; Teller, 1974).

Poziomem graptolitowym wyższego telichu występującym we wszystkich profilach platformy wschodnioeuropejskiej jest poziom *Oktavites spiralis*, który był uważany przez Tellera (1969) za najwyższy poziom landoweru (fig. 14). W wielu profilach landoweru bałtyckiej części basenu (np. profile Borcz 1, Żarnowiec IG 1, Prabuty IG 1) powyżej poziomu *Oktavites spiralis* występuje poziom *Cyrtograptus lapworthi.* Może on być odpowiednikiem poziomu (lub części poziomu) *Stomatograptus grandis* wydzielanego przez Tomczyka (1990) jako najwyższy poziom graptolitowy landoweru.

W Górach Świętokrzyskich poziomy graptolitowe aeronu i telichu występują w warstwach dębniackich regionu łysogórskiego, a w regionie kieleckim – w warstwach bardziańskich środkowych (Tomczyk, 1962; Bednarczyk, Tomczyk, 1981). W części łysogórskiej (otwór Dębniak 1) udokumentowano poziomy: *Lituigraptus convolutus* i *Stimulograptus sedgwickii* aeronu oraz *Spirograptus turriculatus*, *Monograptus crispus* i *Oktavites spiralis* górnego telichu (Tomczyk, 1962; Trela i in., 2016). W regionie kieleckim występuje natomiast poziom *Monograptus gregarius* w łupkach aeronu odsłaniających się w Międzygórzu (kamieniołom w wąwozie Chełm) oraz Zbrzy (Tomczyk, 1954, 1962), a także poziomy wyższego telichu: *Monograptus crispus*, *Monoclimacis griestoniensis* i *Oktavites spiralis* w Bardo Stawach (Bednarczyk, Tomczyk, 1981).

4.1.2. Wenlok

W wenloku wydziela się dwa piętra, niższe szejnwud i wyższe homer datowane poziomami graptolitowymi (fig. 14). Dolną granicę szejnwudu wyznacza spąg poziomu *Cyrtograptus centrifugus* (Urbanek, Teller, 1997) lub *Cyrtograptus murchisoni* (Štorch i in., 2026), górną – spąg poziomu *Cyrtograptus lundgreni*. Fauna graptolitowa szejnwudu jest zdominowana, poza gatunkami nominatywnymi, przez taksony rodzaju *Cyrtograptus*, takie jak: *C. murchisoni*, *C. rigidus*, *C. perneri*. Poziomy graptolitowe szejnwudu zostały udokumentowane w formacji z Pelplina obniżenia bałtyckiego, podłoża niecki płocko-warszawskiej, a także zachodniej części obniżenia podlaskiego i obszaru lubelskiego (fig. 16). Natomiast w najdalej na zachód położonym otworze Słupsk IG 1 poziomy graptolitowe szejnwudu datują już początek sedymentacji formacji z Kociewia z charakterystycznymi przeławiceniami pyłowców silikoklastycznych (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2017, 2019; Mazur i in., 2018).

Dolną granicę homeru stanowi spąg poziomu *Cyrtograptus lundgreni*, dla którego gatunkiem nominatywnym jest *C. lundgreni*, a górną spąg poziomu *Neodiversograptus nilssoni* (fig. 14). Poziomy graptolitowe homeru występują w formacji z Pelplina na całym obszarze jej występowania na platformie wschodnioeuropejskiej oraz w formacji z Kociewia zachodniej części obszaru bałtyckiego i podłoża niecki płocko-warszawskiej, np. w otworze Polik IG 1 (Podhalańska, 2018).

W strefie Koszalin–Chojnice wenlockie poziomy graptolitowe występują w iłowcach profilu Wierzchocina 4 na głębokości 1964,0–2003,0 m, gdzie została stwierdzona obecność *Monograptus flemingi*, *Pristiograptus dubius*, *Testograptus testis* oraz *Cyrtograptus* sp. (Teller, 1974). Dokumentują one poziom graptolitowy *Cyrtograptus lundgreni* dolnego homeru (fig. 5). Podobnego wieku są iłowce mułowcowe w profilu Klosnowo IG 1.

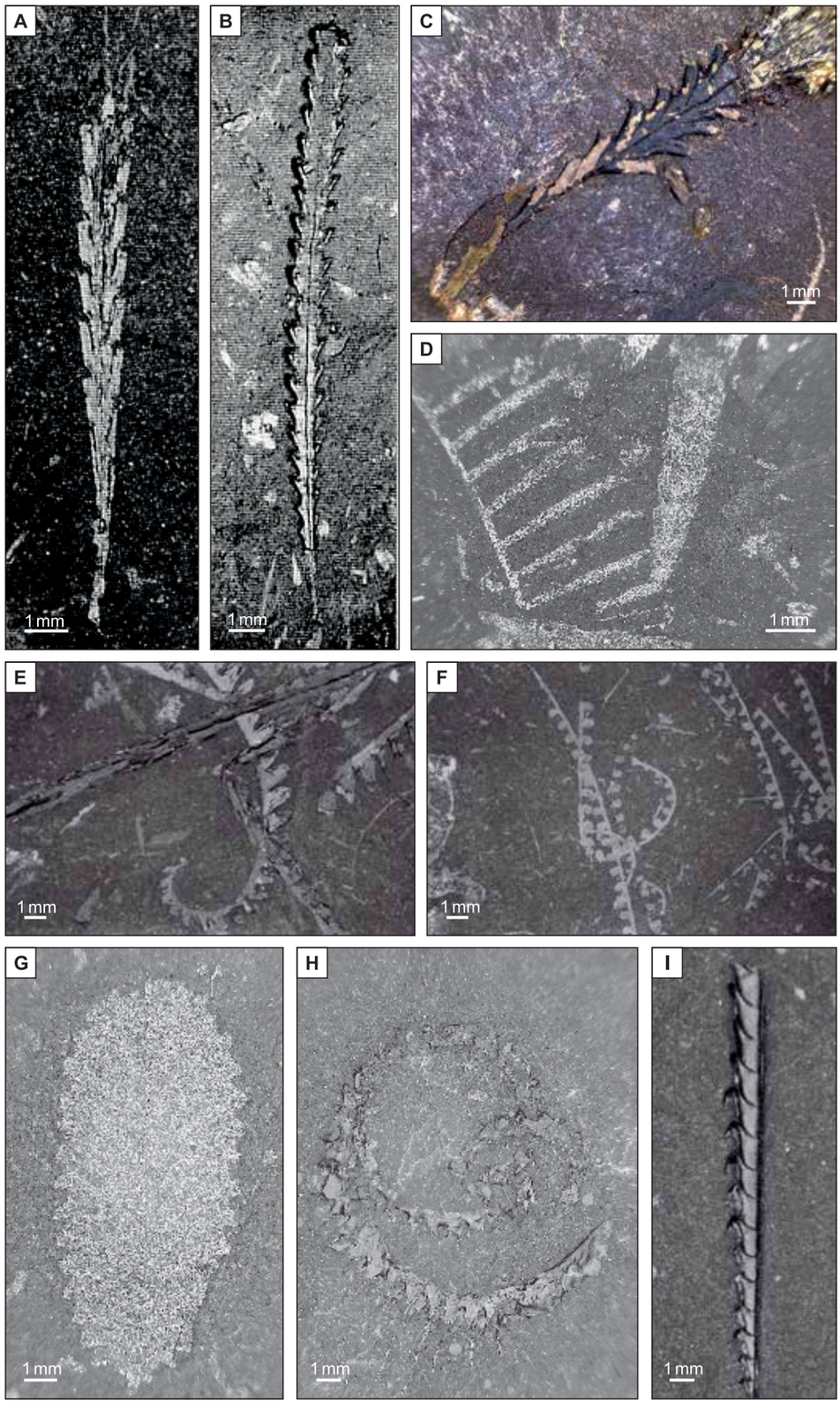


FIG. 15. Przewodnie i charakterystyczne graptolity landoweru formacji z Jantaru i formacji z Pasłęka:
A – *Akidograptus ascensus*, otwór Łeba 8, głęb. 2658,7 m;
B – *Parakidograptus acuminatus*, otwór Kościerzyna IG 1, głęb. 4393,0 m (A, B z: Podhalańska, 2009);
C – *Dimorphograptus epilongissimus*, otwór Opalino 2, głęb. 2882,0 m;
D – *Rastrites longispinus*, otwór Kościerzyna IG 1, głęb. 4383,0 m;
E – *Demirastrites triangulatus fimbriatus*, otwór Prabuty IG 1, głęb. 3348,0 m
F – *Streptograptus loydelli*, otwór Lubocino 1, głęb. 2891,0 m;
G – *Petalolithus minor*; otwór Uścimów OU-1, głęb. 3334,0 m;
H – *Spirograptus turriculatus*, otwór Wysin 1, głęb. 3934,2 m;
I – *Monograptus parapriodon*, otwór Borcz 1, głęb. 3643,0 m;
(fot. z: Podhalańska, 2019)

Niemal wszystkie poziomy graptolitowe wenloku są reprezentowane w sylurze świętokrzyskim, gdzie zostały rozpoznane w warstwach bardziańskich górnych regionu kieleckiego oraz łupkach ciekockich dolnych w regionie łysogórskim (tab. 2; Tomczyk, 1962, 1968; Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kowalczewski, Tomczyk, 1981; Tomczyk, Tomczykowa, 1981, 2000; Radzevičius, 2006; Radzevičius i in., 2019). Pełna dokumentacja paleontologiczna poziomów graptolitowych *Cyrtograptus murchisoni*, *Monograptus riccartonensis*, *Monograptus flexilis, Cyrtograptus rigidus* i *Cyrtograptus perneri* szejnwudu występuje w regionie łysogórskim, w otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Deczkowski, Tomczyk, 1969; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Częściowo ich obecność stwierdzono także w profilach syluru kieleckiego, np. w Mójczy, Bukówce, Niestachowie, Kleczanowie i Międzygórzu (Tomczyk, 1954, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1981). Poziomy graptolitowe homeru (*Cyrtograptus lundgreni*, *Pristiograptus parvus–Gothograptus nassa*, *Colonograptus praedeubeli*, *Colonograptus deubeli* i *Colonograptus ludensis*) są udokumentowane w klasycznym profilu syluru świętokrzyskiego w wąwozie Prągowiec oraz otworach wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 (Tomczyk, 1962, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Kowalczewski, Tomczyk, 1981; Tomczyk, Tomczykowa, 1981, 2000; Radzevičius i in., 2019).

4.1.3. Ludlow

Ludlow dzieli się na dwa piętra, gorst i ludford. Dolną granicę gorstu stanowi spąg poziomu *Neodiversograptus nilssoni* z gatunkiem wskaźnikowym oraz z *Saetograptus varians*, a strop wyznacza poziom *Cucullograptus hemiaversus* (fig. 14). W gorście dominują graptolity z rodzaju *Lobograptus*, które pozwoliły na wyróżnienie

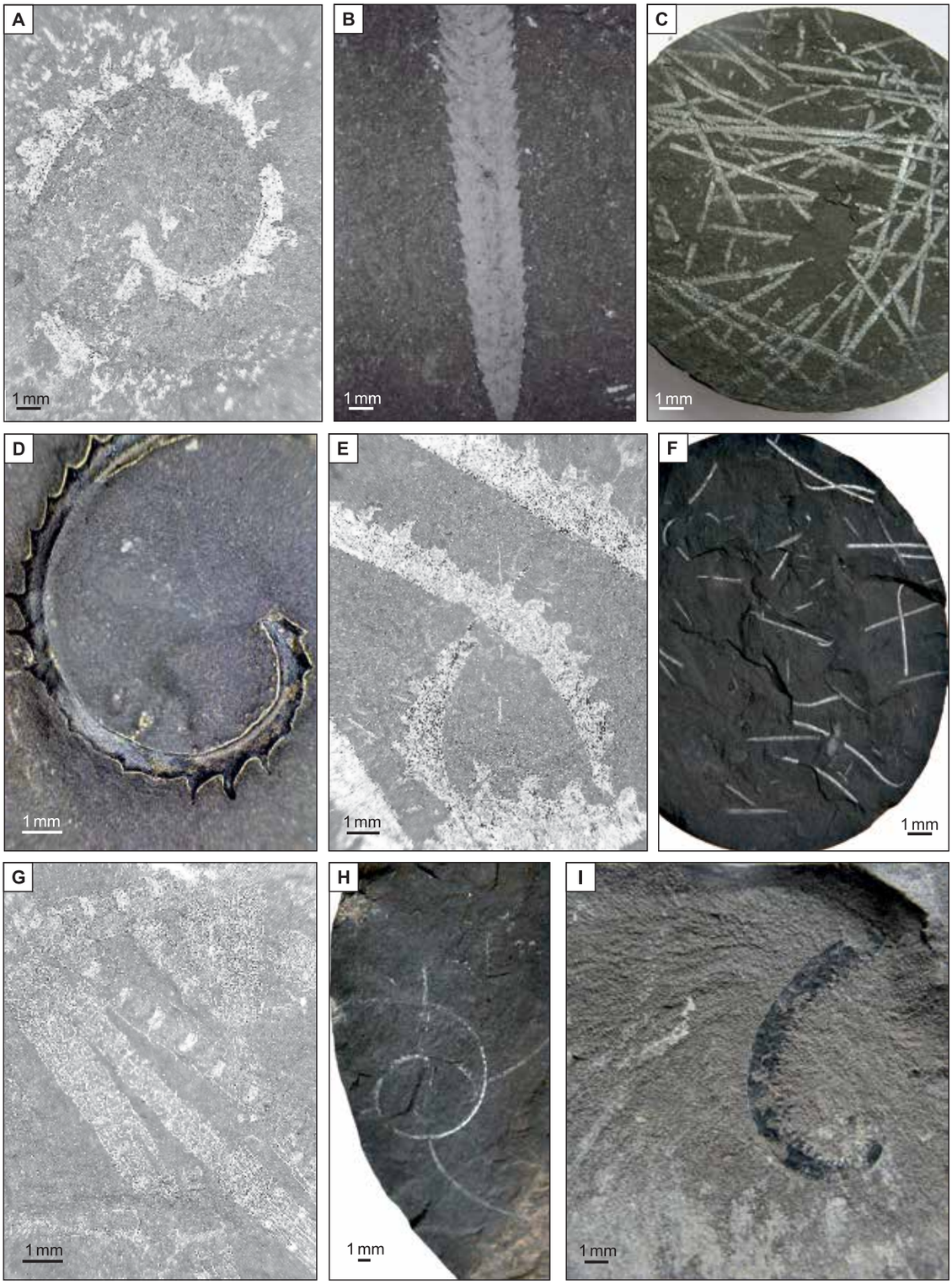


FIG. 16. Przewodnie i charakterystyczne graptolity wenloku formacji z Pelplina:
A – *Cyrtograptus* cf. *murchisoni*, część proksymalna, otwór Syczyn OU-1, głęb. 2750,4 m;
B – *Retiolites geinitzianus*, otwór Opalino 2, głęb. 2817,0 m;
C – *Monograptus riccartonensis*; otwór Borcz 1, głęb. 3620,0 m;
D – *Cyrtograptus* sp., część proksymalna, otwór Opalino 2, głęb. 2819,1 m;
E – *Monograptus flexilis*, otwór Wojcieszków 1, głęb. 2974,3 m;
F – *Mediograptus flexuosus*, otwór Busówno IG 1, głęb. 2867,3 m;
G – *Gothograptus nassa*, otwór Kochanowo 1, głęb. 3003,3 m;
H – *Cyrtograptus lundgreni*, otwór Tłuszcz IG 1, głęb. 1870,5 m;
I – *Testograptus testis*, otwór Borcz 1, głęb. 3529,5 m;
(fot. z: Podhalańska, 2019)

poziomów *Lobograptus progenitor*, *Lobograptus scanicus* oraz *Lobograptus invertus* (fig. 14). Poziomy graptolitowe gorstu zostały udokumentowane na całym obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego w mułowcowych i mułowcowo-pyłowcowych formacjach przykrawędziowej (zachodniej) części kratonu (Słupsk IG 1): w górnej części formacji z Pelplina, niższej części formacji z Kociewia na wyniesieniu Łeby, m.in. w otworach Lębork IG 1, Borcz 1, Lubocino 1, Prabuty IG 1 (Szymański, Modliński, 2003; Podhalańska, 2019) oraz podłoża niecki płocko-warszawskiej (jak w Polik IG 1) i w facjach ilasto-marglistych i węglanowo-marglistych wschodnich obszarów obniżenia bałtyckiego (np. w otworach wiertniczych Bartoszyce IG 1 i Gołdap IG 1 – Tomczyk, 1974), obniżenia podlaskiego (m.in. otwory: Żebrak IG 1, Mielnik IG 1 – Tomczyk, 1975a; Urbanek, Teller, 1997; Podhalańska, 2019) oraz obszaru lubelskiego (np. w otworach Krowie Bagno IG 1, Kaplonosy IG 1, Wojcieszków 1 – Podhalańska, 2019), a także w mułowcach strefy Biłgoraj–Narol (w otworach Narol IG 1 i Narol PIG 2 – Podhalańska, 2015b).

Ludford datują poziomy od *Cucullograptus aversus* (i jego odpowiednik *Saetograptus leintwardinensis*), po strop poziomu *Monograptus (U.) spineus* (fig. 14; Urbanek, Teller, 1997). Dokładne rozpoziomowanie ludfordu i przydolu było możliwe dzięki wysokorozdzielczym badaniom stratygraficznym profilu Mielnik IG 1 odwierconego we wschodniej części obniżenia podlaskiego (Urbanek, 1997). Tomczyk (1968) zidentyfikował w tym interwale graptolity rodzaju *Pristiograptus* i *Monograptus* ex gr. *formosus* (Tomczyk i in., 1977). Obecność poziomów graptolitowych ludfordu jest udokumentowana w formacji z Kociewia na całym obszarze Polski północnej i wschodniej. Charakterystyczna i przewodnia fauna graptolitów niższego ludfordu obejmuje rodzaje *Cucullograptus*, *Saetograptus*, *Bohemograptus* oraz *Neocucullograptus*. Wyższy ludford reprezentują poziomy od *Pseudomonoclimacis latilobus*/*Slovinograptus balticus* do *Monograptus (Uncinatograptus) spineus* (Urbanek, Teller, 1997; fig. 17). Ten ostatni interwał stratygraficzny, czyli wyższy ludford, jest równoznaczny z utworami dokumentowanymi przez zespół *Monograptus* ex gr. *formosus*

wyróżnianym w licznych opracowaniach jako górne warstwy siedleckie (m.in. Tomczyk, 1968; Tomczykowa, Tomczyk, 1979).

W strefie Koszalin–Chojnice udokumentowano obecność poziomu *Bohemograptus bohemicus tenuis* w iłowcach i mułowcach w otworze wiertniczym Nicponie 1; poziom ten wskazuje na ich ludfordski wiek (fig. 5, 14).

W Górach Świętokrzyskich występują poziomy graptolitowe gorstu i dolnego ludfordu: *Neodiversograptus nilssoni*, *Lobograptus scanicus* i *Saetograptus leintwardinensis*, zidentyfikowane w warstwach prągowieckich i łupkach wilkowskich, natomiast w szarogłazach niewachlowskich/formacji z Trzcianki występują graptolity poziomu *Bohemograptus* dolnego/środkowego ludfordu (Tomczyk, 1954, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969).

4.1.4. Przydol

Rewizję zespołu graptolitów najwyższego syluru przeprowadził Teller (1997a, b) w kluczowym dla platformy wschodnioeuropejskiej profilu otworu Chełm IG 1. W porównaniu do wcześniejszych badań (Teller, 1964) wydzielił w przydolu osiem poziomów graptolitowych, opartych głównie na rodzajach *Neocolonograptus* i *Monograptus*. Najniższym poziomem przydolu jest *Neocolonograptus parultimus*, a najwyższym *Istrograptus transgrediens*, powyżej którego występuje międzypoziom *transgrediens–angustidens*, interwał, w którym graptolity nie występują, zastąpione przez dość obfitą faunę bentosową (Korejwo, Teller, 1964). Granicę sylur/dewon określa spąg poziomu *Monograptus angustidens* wyznaczony w miejscu pierwszego pojawienia się *M. angustidens* i wyżej *M. uniformis*, wskaźnikowy dla kolejnego, wyższego poziomu dewonu (Teller, 1997a).

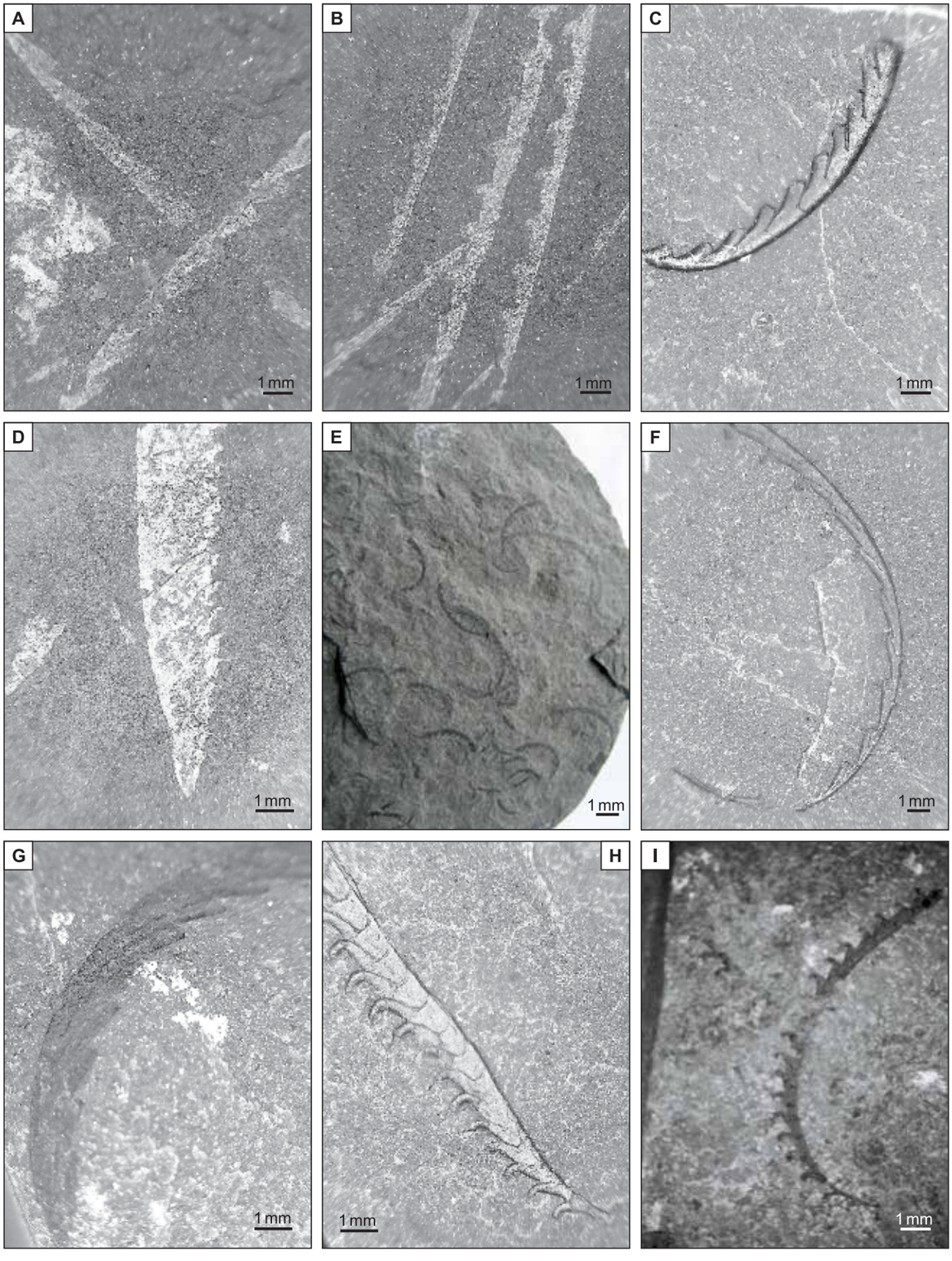


FIG. 17. Przewodnie i charakterystyczne graptolity ludlowu formacji z Kociewia:
A – *Neodiversograptus nilssoni*, część proksymalna; otwór Wysin 1, głęb. 3740,5 m;
B – *Lobograptus scanicus*, otwór Wysin 1, głęb. 3712,0 m;
C – *Bohemograptus praecornutus*, otwór Wojcieszków 1, głęb. 2586,8 m;
D – *Saetograptus chimaera*, otwór Uścimów OU-1, głęb. 3238,9 m;
E – *Bohemograptus cornutus*, otwór Borcz 1, głęb. 3740,0 m;
F – *Neocucullograptus kozlowskii*, otwór Wojcieszków 1, głęb. 2272,9 m;
G – *Polonograptus egregius*, otwór Wojcieszków 1, głęb. 2581,4 m;
H – *Slovinograptus balticus*, otwór Syczyn OU-1, głęb. 3128,2 m;
I – *Formosograptus formosus*, otwór Bytów IG 1, głęb. 1899,0 m;
(fot. z: Podhalańska, 2019)

Chemostratygrafia izotopowa 5

Badania izotopów węgla wykazały obecność w sylurze czterech pozytywnych anomalii $\delta^{13}C$, które są istotnymi chemostratygraficznymi horyzontami korelacyjnymi o ponadregionalnym – globalnym – zasięgu. Anomalie te mają charakter zdarzeń izotopowych związanych z perturbacjami klimatyczno-eustatycznymi i biotycznymi syluru (Trotter i in., 2016 i literatura tam cytowana). Najlepiej udokumentowane zdarzenia izotopowe odnotowano w dolnym szejnwudzie (zdarzenie z Ireviken), górnym wenloku (zdarzenie z Mulde/*lundgreni*), środkowym ludfordzie (zdarzenie z Lau) i na granicy z dewonem (zdarzenie z Klonk); (Cramer i in., 2011). Ich zapis geochemiczny udokumentowano w materiale węglanowym ($\delta^{13}C_{cal}$) i materii organicznej ($\delta^{13}C_{org}$). Ponadto na sylurskiej krzywej izotopowej węgla zarejestrowano niewielkie pozytywne anomalie w dolnym i górnym aeronie, dolnym telichu (zdarzenie z Valgu) i dolnym ludfordzie (Cramer i in., 2011).

W Polsce zdarzenie izotopowe z Ireviken odnotowano w profilach otworów wiertniczych Grabowiec 6 i Zwierzyniec 1 na Lubelszczyźnie. Analizy składu izotopowego węgla materii organicznej w mułowcach landoweru i wenloku wykazały wzrost $\delta^{13}C$ do poziomu –26‰ w Grabowcu i –27‰ w Zwierzyńcu, w interwale obejmującym poziomy graptolitowe *Cyrtograptus murchisoni* i *Monograptus riccartonensis* dolnego szejnwudu (Sullivan i in., 2018).

W przeciwieństwie do zdarzenia z Ireviken, zdarzenie z Mulde na obszarze Polski jest udokumentowane zarówno w materiale węglanowym, jak i materii organicznej. Utożsamiana z nim pozytywna anomalia $\delta^{13}C$ została odnotowana w osadach węglanowych górnego wenloku otworu Widowo IG 1, we wschodniej części obniżenia podlaskiego (Jarochowska, Munnecke, 2015). Pik ten mieści się w poziomie konodontowym *Ozarkodina bohemica longa* górnego homeru i stanowi doskonały horyzont chemostratygraficzny, na podstawie którego profil syluru w Widowie IG 1 skorelowano z sukcesją osadową Podola i Gotlandii. Przesłanki zapisu izotopowego zdarzenia z Mulde w materii organicznej osadów mułowych górnego wenloku są obecne w otworze Bartoszyce IG 1 we wschodniej części basenu bałtyckiego (Porębska i in., 2004) oraz profilu Prągowiec w Górach Świętokrzyskich (Radzevičius i in., 2019). Jednak niewielka liczba próbek, na podstawie których zidentyfikowano w tych obszarach zdarzenie z Mulde, nie daje pełnego obrazu zmian składu izotopowego węgla w tym interwale stratygraficznym i natury samej anomalii.

Wyraźny wzrost wartości $\delta^{13}C$ (ok. –26‰) w materii organicznej mułowców dolnego ludlowu występuje w profilu otworu Grabowiec 6. Został on skorelowany z pozytywną anomalią dolnego ludfordu z Estonii i Podola (Sullivan i in., 2018).

Anomalia izotopowa $\delta^{13}C$ zdarzenia z Lau należy do największych w fanerozoiku, a jej wartość osiąga nawet +11‰. Towarzyszy jej kryzys biotyczny i związane z nim masowe wymieranie konodontów, graptolitów i ramienionogów (Calner, 2008). Najpełniejsza dokumentacja zdarzenia izotopowego z Lau w Polsce pochodzi z łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (profil Rzepin; Kozłowski, Munnecke, 2010) i platformy wschodnioeuropejskiej (otwory: Mielnik IG 1 i Pasłęk IG 1; Kozłowski, Sobień, 2012; Kozłowski, 2020), a utożsamiana z nim dodatnia anomalia $\delta^{13}C$ została stwierdzona w osadach węglanowych środkowego ludfordu. Anomalia ta osiąga wartość prawie 9‰ w profilu Rzepina i ponad 6‰ w otworze wiertniczym Mielnik IG 1 i przypada na interwał pomiędzy poziomem graptolitowym *Neocucullograptus kozlowskii* oraz *Pseudomonoclimacis latilobus*/*Slovinograptus balticus*, stanowiąc horyzont stratygraficzny umożliwiający korelację tych profili z sukcesjami górnego syluru w Bałtoskandii, Wielkiej Brytanii, Czechach czy Podola. Kozłowski i Munnecke (2010) wykazali związek pozytywnej anomalii izotopowej $\delta^{13}C$ z inicjalną transgresją późnego ludlowu, a Kozłowski (2015) przedstawił model rozwoju zdarzenia z Lau w środowisku subtropikalnych platform węglanowych, w którym istotna rola przypadła biochemicznie zintensyfikowanej precypitacji węglanów i frakcjonacji izotopowej węgla ściśle powiązanej z wahaniami klimatu.

Magnetostratygrafia 6

Magnetostratygrafia syluru w Polsce jest rozpoznana fragmentarycznie na podstawie danych z profili Bardo Stawy i Mójcza w Górach Świętokrzyskich oraz otworu wiertniczego Grabowiec 6 na Lubelszczyźnie (Hounslow i in., 2021a,c).

W Bardo Stawach udokumentowano obecność poziomu o polarności normalnej – magnetozona LL1n – obejmującej poziomy graptolitowe *Akidograptus ascensus*/*Parakidograptus acuminatus* i *Cystograptus vesiculosus* piętra rudan (Hounslow i in., 2021a). Granica ordowiku i syluru w tym profilu (pogranicze poziomów *Monograptus persculptus* i *Akidograptus ascensus*) mieści się jeszcze w magnetozonie UO6r – o polarności odwrotnej – która w magnetostratygrafii ordowiku wyznacza strop tego systemu. Polarność odwrotna odnotowano także w stropie piętra rudan – w poziomie graptolitowym *Coronograptus cyphus* – i skorelowano ją z magnetozoną LL1r (Hounslow i in., 2021a).

Badania paleomagnetyczne osadów pogranicza landoweru i wenloku w otworze wiertniczym Grabowiec 6 wskazują na obecność zony o polarności normalnej w interwale stratygraficznym od poziomu graptolitowego *Oktavites spiralis* górnego telichu po *Cyrtograptus murchisoni* dolnego szejnwudu (Hounslow i in., 2021a). Interwał ten w magnetostratygrafii syluru Hounslowa i in. (2021a) mieści się w magnetozonie WE1n, która stanowi dolny fragment większej jednostki o polarności normalnej obejmującej cały wenlok. Jej zapis paleomagnetyczny odpowiadający środkowemu wenlokowi został prawdopodobnie odnotowany też w mułowcach warstw prągowieckich profilu mójczańskiego k. Kielc (Hounslow i in., 2021b).

Ewolucja środowisk depozycji w sylurze na obszarze Polski 7

Sukcesja sylurska polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, bloku łysogórskiego i bloku małopolskiego stanowi wypełnienie kaledońskiego basenu przedgórskiego (fig. 1), który został uformowany w efekcie fleksuralnego ugięcia zachodniego brzegu Bałtyki w czasie kolizji z Awalonią (Poprawa i in., 1999; Narkiewicz, 2002; Kozłowski, 2003, 2008; Nawrocki, Poprawa, 2006; Kozłowski i in., 2014; Mazur i in. 2018). Wypełnianie to jest złożone z osadów ilastych i mułowcowych tworzących perykratoniczny pas łupkowy oraz turbidytów mułowcowo-pyłowcowych w zachodniej części basenu (Jaworowski, 1971, 2000; Porębski i in., 2013; Malec i in., 2016; Dziadzio i in., 2017).

Wczesny etap ewolucji architektury facjalnej sylurskiego basenu przedgórskiego na terenie Polski jest związany z rozwojem osadów ilastych landoweru, które wykazują zróżnicowanie cech litologicznych i sedymentologicznych odzwierciedlające zmienne warunki depozycji i natlenienia kolumny wody. Istotną rolę przy rekonstrukcji sylurskiej ewolucji basenu kaledońskiego odgrywają czarne iłowce i łupki graptolitowe będące regionalnym zapisem deficytu tlenowego (okresowo nawet warunków euksynicznych w kolumnie wody), które sygnalizują globalne zmiany klimatyczno-eustatyczne (Nielsen, 2004; Melchin i in., 2004, 2012). W stratygrafii sekwencji zajmują one położenie w późnej fazie ciągu TST, a nawet w początkowym etapie ciągu HST (Wignall, Maynard, 1993). Czarne bitumiczne mułowce rudanu o podwyższonej zawartości TOC (*total organic carbon*) wyznaczają spąg sukcesji iłowcowej syluru w zachodniej części bałtyckiego i podlaskiego segmentu platformy wschodnioeuropejskiej oraz miejscami w Górach Świętokrzyskich i Podkar-

paciu, gdzie spoczywają w ciągłości sedymentacyjnej na osadach hirnantu albo z luką stratygraficzną obejmującą różne poziomy landoweru (np. Lubelszczyzna, częściowo Podlasie i Góry Świętokrzyskie).

Wczesny etap ewolucji sylurskiego basenu przedpola SW Bałtyki charakteryzował się zwiększoną pojemnością akomodacyjną i niewielką podażą materiału terygenicznego, co było następstwem poglacjalnego wzrostu poziomu morza pod koniec hirnantu i inicjalnej subsydencji fleksuralnej. Zapisem facjalnym tego etapu – niewypełnionego basenu – jest skondensowany interwał czarnych mułowców rudanu (lokalnie także wczesnego aeronu) formacji z Jantaru i Barda, które powstały w warunkach zwiększonej pierwotnej produktywności wód powierzchniowych (Porębski i in., 2013; Trela i in., 2016; Dziadzio i in., 2017; Trela, 2021). Diachronizm ich dolnej granicy i luki stratygraficznej między ordowikiem i sylurem na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (zwłaszcza w strefie podlasko-lubelskiej) i kieleckim segmencie Gór Świętokrzyskich jest przesłanką przemawiającą za związkiem architektury stratygraficzno-facjalnej wczesnego landoweru z tektonicznie ukształtowaną fizjografią basenu. W wielu miejscach (np. Lubelszczyzna) spąg czarnych mułowców rudanu ma charakter transgresywnej powierzchni erozyjnej (Porębski i in., 2013; Porębski, Podhalańska, 2019), a ich zasięg stratygraficzny wskazuje na diachronizm minimum tlenowego i akumulację nieutlenionej materii organicznej w dalekim odbrzeżu rampy węglanowej, być może w częściowo izolowanych strefach śródbasenowych o założeniach tektonicznych (zob. Podhalańska, 2009; Porębski i in., 2013; Dziadzio i in., 2017; Trela, 2021). Obecność progu podmorskiego postulowanego w strefie kieleckiej sprzyjała uruchamianiu prądów wstępujących (zob. Kremer, 2005) przez pasaty SE odpowiedzialne za okresowy wzrost pierwotnej produktywności i masowe wystąpienia radiolarii w dystalnym szelfie strefy kieleckiej (Trela, Salwa, 2007; Trela, 2021). Natomiast w obniżeniu bałtyckim izolowana elewacja podmorska – o stałej tendencji wznoszącej – była w rudanie miejscem depozycji z suspensji zawiesiny węglanowej poniżej sztormowej podstawy falowania, z której powstały wapienie formacji z Barcian, a ich obecny gruzłowy charakter jest efektem wczesnej diagenezy w warunkach freatycznych, a okresowo nawet wadycznych (Jaworowski, Modliński, 1968; Skompski, Paszkowski, 2017).

Wielodyscyplinarne badania geologiczne systemu sylurskiego jednoznacznie wskazują, że klimat w aeronie i telichu podlegał wahaniom wynikającym z aktywności lądolodu gondwańskiego (Diaz-Martinez, Grahn, 2007; Lehnart i in., 2010; Trotter i in., 2016), co znajduje swoje odzwierciedlenie na sylurskiej krzywej zmian poziomu morza (Loydell, 1998; Johnson i in., 1998; Johnson, 2006). W basenie kaledońskim Bałtyki panowały w tym czasie zmienne warunki redoks przy utrzymującej się wciąż depozycji drobnoziarnistych osadów klastycznych, co manifestuje się alternacją zielonoszarych/szarych i czarnych/ciemnoszarych mułowców ilastych, które na platformie wschodnioeuropejskiej przyjmują charakterystyczne „zebrowe" warstwowanie (Feldman-Olszewska, Roszkowska-Remin, 2016; Trela i in., 2016; Dziadzio i in., 2017; Gambacorta i in., 2019). Architektura facjalna aeronu i telichu wykazuje wiele analogii z poordowickim zapisem osadowym wczesnopaleozoicznej epoki glacjalnej (*Early Palaeozoic Icehouse*), trwającej od katu do wczesnego wenloku, charakteryzującej się cyklicznym zapisem zmian glacieustatycznych w postaci przewarstwień czarnych/ciemnych łupków w jasnoszarych mułowcach (Page i in., 2007). W tym kontekście, interwały zielonoszarych i zbioturbowanych iłowców w basenie kaledońskim odpowiadają okresom wentylacji i wzrostowi natlenienia strefy dennej (zob. Trela i in., 2016; Gambacorta i in., 2019; Hounslow i in., 2021b), w następstwie uaktywnienia cyrkulacji termohalinowej w globalnym systemie oceanicznym. Materiał drobnoziarnisty był deponowany z zawiesiny lub przez słabe spływy mułowe, w mniejszym zakresie także przez słabe prądy trakcyjne o genezie sztormowej, które pozostawiły laminy i niewielkie riplemarki pyłowe (Trela i in., 2016; Dziadzio i in., 2017). Natomiast czarne/ciemnoszare łupki są wskaźnikiem zwiększonej produktywności wód powierzchniowych i przydennej anoksji. W ostatniej dekadzie pojawiła się hipoteza łącząca warstwowanie „zebrowe" mułowców telichu w basenie bałtyckim ze zmianami parametrów orbity ziemskiej (Uchman, 2017), które miały wpływ na intensywność wietrzenia i podaż substancji odżywczych, a w konsekwencji fluktuacje pierwotnej produktywności oraz eksport materii organicznej i warunki redoks w strefie przydennej (Gambacorta i in., 2018). W hipotezie tej charakterystyczna alternacja odmiennych kolorystycznie warstw mułowca jest uważana za wynik precesji osi ziemskiej, natomiast dominacja facji czarnych/ciemnych lub zielonych/zielonoszarych mułowców jest skorelowana z długością cykli ekscentryczności orbity (Gambacorta i in., 2018).

W wenloku pojawiły się pierwsze wpływy źródła orogenicznego w zachodniej części obniżenia bałtyckiego w postaci materiału detrytycznego dostarczanego z pryzmy akrecyjnej strefy kolizji Bałtyki i Awalonii, który we wczesnym-środkowym ludlowie utworzył sukcesję turbidytów mułowcowo-pyłowcowych i pyłowcowo--piaskowcowych formacji z Kociewia (fig. 2; Jaworowski, 2000). Zapis depozycji z dystalnych prądów zawiesinowych zaznaczył się już w środkowym landowerze (aeron–telich) strefy Koszalin–Chojnice (Podhalańska, Modliński, 2006). Litosomy turbidytowe na platformie wschodnioeuropejskiej przyjmują postać prograduających w kierunku wschodnim i SE wyklinowań zstępujących rozwiniętych powyżej osadów mułowych wenloku i ludowu (Porębski i in., 2013). Ich zapis facjalny wskazuje na cykliczne spłycania pakietów mułowcowo-pyłowcowo-piaskowcowych i depozycję osadu przy udziale wypływów hiperpyknalnych oraz cyrkulacji falowo-sztormowej w obrębie prodelty szelfowej rozwiniętej przy orogenicznej strefie basenu kaledońskiego (Dziadzio i in., 2017).

We wschodnim i SE segmencie sylurskiego basenu przedpola Bałtyki w wenloku dominowała depozycja drobnoziarnistego osadu klastycznego, a wpływ materiału pochodzenia orogenicznego był znacznie mniejszy lub nie zaznaczył się wcale (fig. 1, 2). Akumulacja osadów litofacji iłowcowej odbywała się z zawiesiny, ale także przy udziale słabych prądów trakcyjnych o genezie sztormowej, które w zapisie osadowym pozostawiły laminy mułowcowo-węglanowe i pyłowe soczewki riplemarkowe, a w dolnym ludlowie cienkie warstwy wapieni marglistych i ziarnistych. Materiał osadowy do tej części basenu był dostarczany z obrzeżenia klastyczno-węglanowego szelfu perykratonicznego (Modliński i in., 2006; Porębski i in., 2013). Udział słabych prądów sztormowych odgrywał istotną rolę w epizodycznej wentylacji przeważnie słabo natlenionej, a okresowo nawet anoksycznej, strefy przydennej. Istotnym komponentem litofacji iłowcowej wenloku i ludlowu są konkrecje węglanowe będące wskaźnikami istotnych zmian systemu depozycyjnego, które sygnalizują przerwy w sedymentacji materiału klastycznego i warunki sprzyjające wczesnodiagenetycznej precypitacji węglanu wapnia na granicy między strefą redukcji siarczanów i metanogenezy, przy okresowym wzroście pierwotnej produktywności (Bojanowski i in., 2019; Trela, Salwa, 2019). Czarne łupki w spągu sukcesji iłowcowej wenloku (dolny szejnwud) dokumentują anoksję przydenną w basenowej części szelfu i okresową euksynię w strefie fotycznej (zob. Smolarek i in., 2016; Gambacorta i in., 2019). Ich pozycja stratygraficzna (poziomy graptolitowe *Cyrtograptus murchisoni–Monograptus riccartonensis*) wskazuje, że łupki te są regionalnym zapisem pulsu transgresywnego związanego ze zdarzeniem z Ireviken (Smolarek i in., 2016; Trela i in., 2016), które w sylurskim basenie Bałtyki posiada czytelną sygnaturę izotopową (zob. podrozdz. 5). Zmiany eustatyczne są dość dobrze zapisane w wenlockiej części formacji z Pelplina, w której zidentyfikowano transgresywno-regresywną cykliczność mułowcowych asocjacji facjalnych z wyraźnymi spłyceniami we wczesnym szejnwudzie i środkowym homerze (Dziadzio i in., 2017).

W homerze miało miejsce jedno z najbardziej dramatycznych wydarzeń w historii graptolitów, którego konsekwencją było prawie całkowite wymarcie zespołów planktonicznych – zdarzenie z *lundgreni*/Mulde (Porębska i in., 2004; Calner, 2008). Obok oportunistycznego graptolita *Pristiograptus dubius* przetrwał jeden przedstawiciel retiolitidów, *Gothograptus nassa*. Po typowym zespole kryzysowym, masowo reprezentowanym przez *P. dubius* i *G. nassa*, obserwowana jest faza odradzania się fauny graptolitowej z *Colonograptus praedeubeli* z bujnie rozwiniętą fauną retiolitową linii ewolucyjnej *Spinograptus* wraz z dwoma nowymi gatunkami przypuszczalnie przodkami linii *Plectograptus* (Kozłowska-Dawidziuk, 1999; Porębska i in., 2004). Zapis zdarzenia z *lundgreni* zaznaczył się także w górnowenlockim zespole akritarchowym Gór Świętokrzyskich (Masiak, 1999, 2010).

Architektura facjalna ludlowu w basenie kaledońskim Bałtyki wskazuje, że w jego świętokrzyskiej części materiał pochodzenia orogenicznego, tworzący warstwy piaskowców i mułowców szarogłazowych, pojawił się dopiero w ludfordzie (fig. 7, 10). Materiał ten był dostarczany ze strefy szwu między bałtyckim segmentem kontynentu Laurosji a łukiem wysp wulkanicznych położonym na zachód i SW i utożsamianym z hipotetycznym łukiem Teisseyre'a, rozwiniętym ponad strefą subdukcji płyty bałtyckiej z awalońską (Kozłowski i in., 2004, 2014). Według cytowanych autorów, depozycja szarogłazów w kieleckim i łysogórskim segmencie Gór Świętokrzyskich odbywała się w częściowo oddalonych od siebie basenach, zasilanych jednak z tego samego źródła, a ich obecna konfiguracja jest efektem niewielkiego (nie większego niż 200 km) posylurskiego lewoskrętnego przesunięcia obu obszarów. Podstawą takiej argumentacji jest skład petrograficzny i wskaźniki geochemiczne szarogłazów w tych regionach, będące przesłanką o większym recyklingu materiału w strefie łysogórskiej.

Strefa pelagiczna szelfu Bałtyki była miejscem biochemicznie indukowanych hipersaturacji węglanowych w postaci precypitatów kalcytowych typu „whitings", które jako laminy i cienkie warstwy węglanowe są komponentem litologicznym towarzyszącym mułowcom górnowenlockiej części formacji z Pelpina (Zenker, Kozłowski, 2017) oraz górnoludlowskiego ogniwa Redy (Kozłowski, 2015). Zdarzenia zwiększonej saturacji kalcytowej miały związek z dostawą materiału eolicznego, o czym świadczy obecność detrytycznego dolomitu i kwarcu frakcji pyłowej, będącego istotnym komponentem

mineralnym lamin węglanowych (Kozłowski, Sobień, 2012). Zwiększona podaż pyłu eolicznego sprzyjała eutrofizacji szelfu bałtyckiego, zakwitom pikocyjanobakterii i wytrącaniu w toni wodnej i strefie powierzchniowej specyficznych kalcytowych „sparoidów" (Kozłowski, 2015). Według tego autora pył kwarcowo-dolomitowy był wywiewany z odsłoniętej i erodowanej brzeżnej strefy platformy węglanowej, a zdaniem Skompskiego i Paszkowskiego (2017) obszarem alimentacyjnym mogła być wysychająca okresowo ordowicko–sylurska sebha/playa, występująca w rejonie Moskwy. Intensyfikacja tych procesów w późnym ludlowie była zbieżna w czasie z regresją morską i tożsama ze zdarzeniem izotopowym z Lau (Kozłowski, 2015).

Pod koniec ludlowu i na początku przydolu nastąpiło wypełnienie i spłycenie basenu kaledońskiego, a zmiana ta manifestuje się w części łysogórskiej Gór Świętokrzyskich obecnością marginalno-morskich facji klastyczno-węglanowych formacji z Winnicy oraz ich lądowego ekwiwalentu reprezentowanego przez formację z Rachtanki (fig. 7; Kozłowski, 2003, 2008). W strefie Koszalin–Chojnice depozycja osadów wyższej części syluru była poprzedzona przez śródsylurskie deformacje tektoniczne związane z wielofazową kolizją Awalonii z Bałtyką, które od późnego ordowiku prograd owały w kierunku przedpola strefy kolizyjnej (Żaba, Poprawa, 2006). W przybrzeżnym środowisku morskim strefy łysogórskiej powstały wapienie ooidowe ogniwa z Jadownik, zastąpione następnie przez osady nadbrzeżnej równi mułowej ogniwa z Bełcza oraz progradującej równi pływowej lub migrującego systemu deltowego ogniwa Słupianki z zapisem spłycających się ku górze cykli depozycyjnych (Kozłowski, 2003, 2008). Zidentyfikowana w tej sukcesji pozytywna anomalia izotopowa węgla zdarzenia z Lau jest związana z powolną inicjalną transgresją, skorelowaną z zapisem facjalnym i geochemicznym górnego syluru w Gotlandii (Kozłowski, Munnecke, 2010). Występujące wyżej piaskowce i łupki ilaste formacji z Bronkowic i ze Zwoli rejestrują pogłębienie środowiska depozycji do głębokości otwartego szelfu w czasie krótkotrwałej transgresji morskiej we wczesnym przydolu (Kozłowski, 2008). Ponowny powrót środowiska lądowego w środkowym (?późnym) przydolu dokumentują czerwone osady terygeniczne warstw klonowskich (formacji z Podchełmia wg Kozłowskiego, 2008). Czarnocki (1937) uznał warstwy klonowskie za oldredową fację kontynentalną, a według szczegółowej analizy sedymentologicznej Kowalczewskiego i in. (1998) reprezentują one środowisko lądowe z cechami typowymi dla stożków aluwialnych i równi roztokowych. Odmienny pogląd na temat genezy warstw klonowskich zaprezentował Malec (2006), który uznał je za osady stożka podmorskiego. Zasięg facji kontynentalnych był ograniczony do obszaru łysogórskiego, gdyż na jego północnym przedpolu – w rejonie Ciepielowa i Warki – odbywała się depozycja osadów ilastych w strefie otwartego szelfu. Pod koniec syluru transgresja morska objęła także obszar łysogórski, o czym świadczy obecność iłowców formacji z Rudek, a spoczywające wyżej mułowce formacji bostowskiej są zapisem postępującej regresji we wczesnym lochkowie (Kozłowski, 2008).

Kaledoński cykl sedymentacyjno-diastroficzny w kieleckiej części Gór Świętokrzyskich kończy zlepieniec miedzianogórski (fig. 10; zob. Szulczewski, 2006 i literatura tam cytowana), który zdaniem Kowalczewskiego i in. (1998) jest ekwiwalentem stratygraficznym warstw klonowskich i reprezentuje grubookruchowe osady delty stożkowej. Natomiast Kozłowski (2008) skorelował go z formacją z Winnicy i formacją z Rachtanki w regionie łysogórskim. Pochodzenie materiału okruchowego tworzącego szkielet ziarnowy tego zlepieńca jest istotnym argumentem wykorzystywanym w rekonstrukcjach późnokaledońskiej ewolucji tektonicznej i paleogeograficznej Gór Świętokrzyskich (zob. Kowalczewski i in., 1998; Malec, 2001; Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008 i literatura tam cytowana). Obecność otoczków piaskowców kwarcytowych ze skamieniałościami środkowokambryjskich trylobitów *Paradoxides tessini* (Czarnocki, 1937) przyjęto za główną przesłankę transportu materiału okruchowego z południa (Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008 i literatura tam cytowana), gdzie występują skały kambryjskie ze skamieniałościami tych trylobitów (Czarnocki, 1919). Należy jednak zwrócić uwagę na wzmiankę Czarnockiego (1950: str. 19) dotyczącą występowania *Paradoxides tessini* w osadach środkowego kambru Gór Pieprzowych, które w schemacie litostratygraficznym Orłowskiego (1975) należą do formacji z Gór Pieprzowych lokowanej obecnie w łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich (Kowalczewski i in., 2006). Za dostawą otoczaków zlepieńca miedzianogórskiego z NW części regionu łysogórskiego ma przemawiać wzrost jego miąższości w tym kierunku oraz skład otoczaków, wśród których są obecne kambryjskie piaskowce kwarcytowe – skały występujące w Paśmie Masłowskim Gór Świętokrzyskich (Czarnocki, 1937; Malec, 1993, 2001; odmienny podgląd ze wskazaniem transportu z południa – zob. Szulczewski, 2006; Kozłowski, 2008). Dodatkowym argumentem za transportem z NW jest obecność w otoczakach żył kwarcowych o składzie chemicznym inkluzji i temperaturze homogenizacji analogicznym do żył z kambru łysogórskiego (zob. Salwa, Jarosiński, 2006). Udział otoczaków kambru łysogórskiego w składzie zlepieńca miedzianogórskiego był jedną z przesłanek koncepcji tektoniczno-paleogeograficznej pogranicza syluru i dewonu w Górach Świętokrzyskich, zakładającej funkcjonowanie w tym czasie dwóch basenów sedymentacyjnych – odpowiednio, klonowskiego na północy i niewachlowsko-miedzianogórskiego na południu – rozdzielonych obszarem wyniesionym w rejonie dzisiejszego tzw. pasma głównego (Kowalczewski i in., 1998). W modelu tym materiał grubookruchowy zlepieńca miedzianogórskiego był deponowany w basenie południowym, a jego obszarem alimentacyjnym było wyniesienie rozdzielające oraz południowa część regionu kieleckiego. W północnym basenie klonowskim był formowany stożek aluwialny z równiami roztokowymi.

Depozycja osadów syluru w Sudetach odbywała się w basenach związanym z armorykańskim zespołem terranowym, rozwiniętym w południowej części oceanu Reik (Aleksandrowski i in., 2000). Sukcesja sylurska jednostki kaczawskiej powstała w basenie o skorupie oceanicznej, który rozwinął się z inicjalnego ryftu kontynentalnego (Furnes i in., 1994). Mułowce i iłowce syluru Gór Bardzkich są fragmentem wczesnokarbońskiej pryzmy akrecyjnej (Wajsprych, 1986; Franke i in., 1993). Zapis sedymentacyjny i wskaźniki geochemiczne tych osadów wskazują, że ich depozycja odbywała się w warunkach zmiennego natlenienia kolumny wody z epizodami znacznej kondensacji stratygraficznej oraz anoksycznego dna i strefy fotycznej (Porębska, Koszowska, 2001).

Magmatyzm

8

Przejawy sylurskiej aktywności magmowej na terenie Polski występują na obszarze bloku małopolskiego oraz w Sudetach. Są to intruzje diabazowe rozpoznane w południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich oraz metabazyty w Sudetach. Ponadto, w sukcesji syluru świętokrzyskiego i kratonu wschodnioeuropejskiego odnotowano liczne K-bentonity.

W świętokrzyskiej części bloku małopolskiego intruzja diabazowa występuje w formie dajki pokładowej o miąższości 20–30 m, w strefie granicznej łupków graptolitowych i szarogłazów warstw niewachlowskich, dolnego i środkowego ludlowu. Jej naturalne odsłonięcia można prześledzić w synklinie bardziańskiej regionu kieleckiego, np. w wąwozie Prągowiec, dolinie bezimiennego potoku w Zalesiu oraz we wsi Widełki (Czarnocki, 1919, 1958). W synklinie bardziańskiej intruzja i towarzyszące jej skały syluru są niezgodnie przykryte przez piaskowce dolnego dewonu (Kowalczewski, Lisik, 1974). Charakterystyka geochemiczna i skład petrograficzny wskazują, że odmiana drobnoziarnista diabazów należy do toleitów oliwinowych, a średnioziarnista odpowiada toleitom kwarcowym, jednak z niską zawartością kwarcu (Krzemiński, 2004). Badania wieku bezwzględnego metodą Ar-Ar plagioklazów wykazały, że intruzja bardziańska powstała w późnym ludlowie, ok. 424 ±6 mln lat temu, i była związana z późnosylurską ekstensją (Nawrocki i in., 2007). Sygnatura geochemiczna sylurskich diabazów z Gór Świętokrzyskich wskazuje, że reprezentują one typ magmatyzmu śródpłytowego związanego z dolnymi partiami skorupy ziemskiej (Krzemiński, 2004).

W Sudetach skały magmowe są reprezentowane przez metabazyty o charakterystyce chemicznej typu MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts* – bazalty grzbietów śródoceanicznych) występujące w Górach Kaczawskich, które towarzyszą czarnym łupkom i czertom syluru. Są zapisem formowania basenu o skorupie oceanicznej, który powstał po przekształceniu basenów ekstensyjnych inicjalnego ryftu kontynentalnego (Furnes i in., 1994; Patočka, Smulikowski, 2000; Mazur i in., 2010). Datowania U-Pb cyrkonów z ofiolitu śródsudeckiego dostarczyły danych wskazujących, że tworzące go skały (serpentynity, metagabra i amfibolity) są produktem wczesnodewońskiego wulkanizmu bazaltowego (ok. 400 mln lat temu, zob. Dubińska i in., 2004), który mógł być zainicjowany już pod koniec syluru (ok. 420–422 mln lat temu, zob. Oliver i in., 1993).

Częstym komponentem litologicznym profili syluru w Polsce są K-bentonity, występujące w formie lamin o grubości kilku milimetrów oraz przewarstwień o miąższości 1–15 cm, chociaż zdarzają się pojedyncze warstwy o grubości nawet 35 cm. Na ogół tworzą charakterystyczne jasnoszare i zielonkawe albo jasnobrunatne przewarstwienia w ciemnych łupkach graptolitowych wenloku i dolnego ludlowu kratonu wschodnioeuropejskiego i Gór Świętokrzyskich, a po-

nadto ich obecność odnotowano także w mułowcach i szarogłazach środkowego i górnego ludlowu (Ryka, Tomczyk, 1959; Langier-Kuźniarowa, 1964, 1967; Langier-Kuźniarowa, Ryka, 1972; Anczkiewicz i in., 2017; Trela i in., 2018). Badania geochemiczne sylurskich K-bentonitów kratonu wschodnioeuropejskiego wskazują na alkaliczno-wapniowy charakter magmatyzmu źródłowego (analizy pierwiastków śladowych), który był związany z częściowym wytapianiem skorupy kontynentalnej (Anczkiewicz i in., 2017). Datowania U-Pb cyrkonów z K-bentonitów wenloku, wykonane przez tych autorów, wskazują, że wiek erupcji wulkanicznej można oszacować na 430 mln lat. Wiek U-Pb epizodów magmowych w Górach Świętokrzyskich (tuf warstw kieleckich) ustalony został na ludlow (414 ±6 mln lat temu; Krzemińska, Krzemiński, 2019). Obszarem źródłowym sylurskich K-bentonitów w estońskim segmencie Bałtyki był zdaniem Kiipli i in. (2013) wulkanizm związany ze strefą kaledonidów skandynawskich, a główną przesłanką tej tezy jest rozkład miąższości występujących tam warstw, które wykazują większą grubość w kierunku zachodnim i NW. Sygnatura geochemiczna K-bentonitów z basenu bałtyckiego (geograficznie bliskiego Estonii) wskazuje na ich związek z pokolizyjnym, wewnątrzpłytowym wulkanizmem, który funkcjonował w strefie kolizji Awalonii z Bałtyką (Anczkiewicz i in., 2017).

Literatura

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000. The Polish Sudetes – Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 90: 127–146.

Anczkiewicz R., Porębski S., Kędzior A., Paszkowski M., 2017. Geochronologia i tektogeneza ordowicko-sylurskich K-bentonitów basenu bałtyckiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 306–319. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 223–257.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1998. Litologia i geneza zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych jednostki Chełmca (Góry Kaczawskie). Geologia Sudetica, 31: 33–59.

Bednarczyk W., Tomczyk H., 1981. Punkt 4: Bardo Stawy. *W*: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 139–143.

Bednarczyk W., Korejwo K., Łobanowski H., Teller L., 1968. Stratigraphy of the Paleozoic sediments from borehole Strożyska 5 (Miechów trough, S Poland). Acta Geologica Polonica, 18: 677–687.

Bodzioch A., Kozłowski W., Popławska A., 2003. A *Cooksonia*-type flora from the Upper Silurian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 48: 653–656.

Bojanowski M., Kędzior A., Porębski S., Radzikowska M., 2019. Origin and significance of early-diagenetic calcite concretions and barite from Silurian black shales in the East European Craton, Poland. Acta Geologica Polonica, 69: 403–430.

Botor D., Golonka J., Zając J., Papiernik B., Guzy P., 2017. Generowanie i ekspulsja węglowodorów w utworach dolnopaleozoicznych w obszarze SW skłonu wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej w NE Polsce: implikacje dla poszukiwań złóż niekonwencjonalnych. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 423–451. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Calner M., 2008. Silurian global events–at the tipping point of climate change. *W*: Mass extinction (red. A.M.T. Elewa): 21–58. Springer, Heidelberg.

Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Kwartalnik Geologiczny, 25: 243–264.

Cocks R.M., Torsvik T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to Mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. Earth-Science Reviews, 27: 39–66.

Cramer B.D., Brett C.E., Melchin M.J., Männik P., Kleffner M.A., McLaughlin P.I., Loydell D.K., Munnecke A., Jeppsson L., Corradini C., Brunton F.R., Saltzman M.R., 2011. Revised correlation of Silurian Provincial Series of North America with global and regional chronostratigraphic units and $\delta^{13}C_{carb}$ chemostratigraphy. Lethaia, 44: 185–202.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 28.

Czarnocki J., 1937. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 8: 129–200.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelazistych w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Czarnocki J., 1958. Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 21: 5–232.

Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin-Chojnice. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–302.

Dadlez R., 1982. W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. Przegląd Geologiczny, 30: 273–276.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków, północna część Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 13: 14–24.

De Vos W., Feldrappe H., Pharaoh T., Smith N., Vejbak O., Verniers J., Nawrocki J., Poprawa P., Bełka Z., 2010. Pre-Devonian. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 59–69. EAGE Publications b.v., Houten.

Diaz-Marinez E., Grahn Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Boliwia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 245: 62–81.

Dowgiałło W.D., 1974. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Opatów (854). Wydaw. Geol., Warszawa.

Dubińska E., Bylina P., Kozłowski A., Dörr W., Nejbert K., Schastok J., Kulicki C., 2004. U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). Chemical Geology, 203: 183–203.

Dziadzio P., Porębski S.J., Kędzior A., Liana B., Lis P., Paszkowski M., Podhalańska T., Ząbek G., 2017. Architektura facjalna syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 232–277. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Eisenack A., 1972. Chitinozoen and andere Mikrofossilien aus der Bohrung Łeba, Pommern. Palaeontographica, A, 139.

Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., 2016. Litofacje formacji perspektywicznych dla gazu i ropy w łupkach w utworach ordowiku i syluru na obszarze bałtyckim i podlasko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 64: 968–975.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajsprych B., 1993. Saxothuringian Zone in Germany and Poland: differences and common features. Geologische Rundschau, 82: 583–599.

Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. Journal of the Geological Society, 151: 91–109.

Gambacorta G., Menichetti E., Trincianti E., Torricelli S., 2018. Orbital control on cyclical primary productivity and benthic anoxia: Astronomical tuning of the Telychian Stage (Early Silurian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 495: 152–162.

Gambacorta G., Menichetti E., Trincianti E., Torricelli S., 2019. The Silurian climatic transition recorded in the epicontinental Baltica Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 517: 16–29.

Golonka J., Bębenek S. (red.), 2017. Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Grotek I., 2016. Rozpoznanie petrologiczne i dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach kambru, ordowiku i syluru na obszarze bałtyckim i podlasko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 64: 1000–1004.

Habryn R., Krzemińska E., Krzemiński L., Markowiak M., Zieliński G., 2020. Detrital zircon age data from the conglomerates in the Upper Silesian and Małopolska blocks, and their implications for the pre-Variscan tectonic evolution (S Poland). Geological Quarterly, 64: 321–341.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 275–284.

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Woodcock N.H., Ratcliffe K.T., Montgomery P., 2021a. Geomagentic polartity during the early Silurian: the first magnetostratigraphy of the Llandovery. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110245.

Hounslow M.W., Ratcliffe K.T., Harris S.E., Nawrocki J., Wójcik K., Montgomery P., Woodcock N.H., 2021b. The Telychian (early Silurian) oxygenation event in the northern Europe: A geochemical and magnetic perspective. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110277.

Literatura

Hounslow M.W., Harris S.E., Wójcik K., Nawrocki J., Ratcliffe K.T., Woodcock N.H., Montgomery P., 2021c. A geomagnetic polarity stratigraphy for the Middle and Upper Ordovician. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 567, 110225.

Jachowicz-Zdanowska M., 2010. Palinologia kambru dolnego bloku górnośląskiego w regionie krakowskim. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 1–31.

Jarochowska E., Munnecke A., 2015. Late Wenlock carbon isotope excursions and associated conodont fauna in the Podlasie Depression, eastern Poland: a not-so-big crisis? Geological Journal, 51: 683–703.

Jaworowski K., 1971. Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. Acta Geologica Polonica, 21: 519–571.

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–315.

Jaworowski K., Modliński Z., 1968. Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 12: 493–506.

Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–38.

Johnson M.E., 2006. Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. GFF, 128: 115–121.

Johnson M.E., Rong J., Kershaw S., 1998. Calibrating Silurian eustasy against the erosion and burial of coastal paleotopography. New York State Museum Bulletin, 491: 3–13.

Jurkiewicz H. (red.), 1976. Jaronowice IG-1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1991. Książ Wielki IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 71.

Karcz P., Janas M., 2016. Materia organiczna łupków kambru, ordowiku i syluru w basenie bałtycko-podlasko-lubelskim Polski. Przegląd Geologiczny, 64: 995–999.

Kiipli T., Soesoo A., Kallaste T., 2013. Geochemical evolution of Caledonian volcanism recorded in the sedimentary rocks of the eastern Baltic region. Geological Society Special Publications, 390: 177–192.

Korejwo K., Teller L., 1964. Upper Silurian non-graptolite fauna from the Chełm borehole, eastern Poland. Acta Geologica Polonica, 14: 233–301.

Koreń T., Lenz A.C., Loydel D.K., Melchin M.J., Štorch P., Teller L., 1996. Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. Lethaia, 29: 59–60.

Kosakowski P., Kotarba M.J., Piestrzyński A., Shogenova A., Więcław D., 2017. Petroleum source rock evaluation of the Alum and Dictyonema Shales (Upper Cambrian-Lower Ordovician) in the Baltic basin and Podlasie depression (eastern Poland). International Journal of Earth Sciences, 106: 743–761.

Kotarba M.J., 2010. Origin of hydrocarbon gases accumulationin the Middle Cambrian reservoirs in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 197–204.

Kowalczewski Z., Jaworowski K., Kuleta M., 1998. Klonów Beds (uppermost Silurian-?lowermost Devonian) and the problem of Caledonian deformations in the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 42: 341–378.

Kowalczewski Z., Lisik R., 1974. Nowe dane o diabazach i budowie geologicznej okolic Prągowca w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 113–158.

Kowalczewski Z., Tomczyk H., 1981. Wąwóz Prągowiec koło Barda. *W*: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 143–151.

Kowalczewski Z., Turnau E., 1997. Nowe dane o skałach paleozoicznych z okolic Klonowa i Bostowa w Górach Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 53: 116–118.

Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 14–27.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów–Biszcza. Nafta, 56: 158–178.

Kozłowska-Dawidziuk A., 1999. Wydarzenie *Cyrtograptus lundgreni* a rozwój retiolitów (Graptolithina) na platformie wschodnioeuropejskiej. Przegląd Geologiczny, 47: 354–358.

Kozłowski W., 2003. Age, sedimentary environment and palaeogeographical position of the Late Silurian oolitic beds in the Holy Cross Mountains (Central Poland). Acta Geologica Polonica, 53: 341–357.

Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significane of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.

Kozłowski W., 2015. Eolian dust influx and massive whitings during the kozlowskii/Lau Event: carbonate hypersaturation as a possible driver of the mid-Ludfordian Carbon Isotope Excursion. Bulletin of Geosciences, 90: 807–840.

Kozłowski W., 2020. Marine snow and epipelagic suspensoids in the Reda carbonates and a pronounced mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). Acta Geologica Polonica, 70: 529–567.

Kozłowski W., Munnecke A., 2010. Stable carbon isotope development and sea-level changes during the Late Ludlow (Silurian) of the Łysogóry region (Rzepin section, Holy Cross Mountains, Poland). Facies, 56: 615–633.

Kozłowski W., Sobień K., 2012. Mid-Ludfordian coeval carbon isotope, natural gamma ray and magnetic susceptibility excursions in the Mielnik IG-1 borehole (Eastern Poland) – dustiness as a possible link between global climate and the Silurian carbon isotope record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 339: 74–97.

Kozłowski W., Tomczykowa E., 1999. A new occurrence of benthic fauna in the Niewachlów Greywackes (Upper Silurian) from Zalesie near Lagów in the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 43: 129–136.

Kozłowski W., Domańska J., Nawrocki J., Pecskay Z., 2004. The provenance of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (Central Poland). Mineralogical Society of Poland Special Papers, 24: 251–254.

Kozłowski W., Domańska-Siuda J., Nawrocki J., 2014. Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ). Geological Quarterly, 58: 311–336.

Kremer B., 2005. Mazuelloids: product of post-mortem phosphatization of acanthomorphic acritarchs. Palaios, 20: 27–36.

Kremer B., Kaźmierczak J., 2005. Cyanobacterial mats from Silurian black radiolarian cherts: phototrophic life at the edge of darkness? Journal of Sedimentary Research, 75: 897–906.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 117–140.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland – a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.

Krzemiński L., 2004. Geochemical constraints on the origin of the mid-Palaeozoic diabases from the Holy Cross Mts. and Upper Silesia, southeastern Poland. Geological Quarterly, 48: 147–158.

Krzemiński L., Poprawa P., 2006. Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin–Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 123–147.

Kuberska M., Sikorska-Jaworowska M., Kozłowska M., Podhalańska T., 2021. Petrographic characteristics of the Ordovician and Silurian deposits in the Baltic Basin (N Poland) and their relevance for unconventional hydrocarbon accumulations. Geological Quarterly, 65: 44.

Langier-Kuźniarowa A., 1964. Bentonity sylurskie na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 8: 397–398.

Langier-Kuźniarowa A., 1967. Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polski. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 197: 115–328.

Langier-Kuźniarowa A., Ryka W., 1972. Bentonity sylurskie Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 261: 7–30.

Lazauskiene J., Stephenson R., Sliaupa S., van Wees J.D., 2003. 3-D flexural modelling of the Silurian Baltic basin. Tectonophysics, 346: 115–135.

Lehnart O., Männik P., Joachimski M.M., Calner M., Frýda J., 2010. Palaeoclimate perturbations before the Sheinwoodian glaciation: A trigger for extinctions during the 'Ireviken Event'. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296: 320–331.

Lis P., 2010. Analiza sedymentologiczna drobnoziarnistych osadów ordowicko-sylurskich basenu podlasko-lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 58: 259–262.

Lis P., Bohacs K.M., 2012. Parasequences in mudstone strata. *W*: GeoShale 2012: 237–251.

Loydell D., 1998. Early Silurian sea-level changes. Geological Magazine, 135: 447–471.

Łabędzki J., 1976. Wyniki badań petrograficznych (Jaronowice IG 1). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34: 58–89.

Maksym A., Śmist P., Pietrusiak M., Staryszak G., Liszka B., 2003. Nowe dane o rozwoju utworów dolnopaleozoicznych w rejonie Sędziszów Małopolski – Rzeszów w świetle wyników wiercenia Hermanowa 1. Przegląd Geologiczny, 51: 412–418.

Malec J., 1993. Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 37: 501–536.

Malec J., 2001. Sedimentology of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 45: 397–415.

Malec J., 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 36–50.

Malec J., 2014. Pozycja stratygraficzna formacji łupków z Widełek w synklinie bardziańskiej (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 62: 748– 54.

Malec J., Kuleta M., Migaszewski Z.M., 2016. Lithologic-petrographic characterization of Silurian rocks in the Niestachów profile (Holy Cross Mountains). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 85–110.

Malinowska L., 1955. Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 95: 5–81.

Männik P., Małkowski K., 1998. Silurian conodonts from the Gołdap core, Poland. Palaeontologia Polonica, 58: 141–151.

Masiak M., 1999. Zapis zdarzenia *Cyrtograptus lundgreni* w górnowenlockim zespole acritarchowym w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 359–360.

Masiak M., 2010. Stop 9. Bardo Prągowiec – Wenlock–lower Ludlow shales. *W*: CIMP Joint Meeting Spores/Pollen and Acritarch Subcomissions, Guidebook of the Holy Cross Mountains field trip : 51–54.

Masiak M., Podhalańska T., Stempień-Sałek M., 2003. Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) – new data on fossil assemblages and sedimentary succession. Geological Quarterly, 47: 311–329.

Masiak M., Stempień-Sałek M., Podhalańska T., 2020. Microphytoplancton from middle palaeolatitudes of southern hemisphere – a record from climate change strata of Baltica's O/S boundary. Geological Quarterly, 64: 86–103.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

Literatura

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 58: 133–145.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of a foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

Melchin M.J., Cooper R.A., Sadler P.M., 2004. The Silurian Period. *W*: A Geologic Time Scale 2004 (red. F.M. Gradstein i in.): 188–201. Cambridge University Press.

Melchin M.J., Sadler P.M., Cramer B.D., 2012. The Silurian Period. *W*: A Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 525–558. Elsevier.

Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Štorch P., 2013. Environmental changes in the Late Ordovician–early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. GSA Bulletin, 125: 1635–1670.

Melchin M.J., Sadler P.M., Cramer B.D., 2020. The Silurian Period. *W*: Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 695–732. Elsevier, Amsterdam.

Migaszewski Z., 1998. Wstępne badania petrograficzne szarogłazów paleozoicznych z Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 21–39.

Miłaczewski L., 1981. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 101.

Miłaczewski J., 2008. Dewon. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 123: 141–145.

Modliński Z., 2007. Sylur. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 118: 107–108.

Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Modliński Z., Podhalańska T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 109–121.

Modliński Z., Szymański B., 2001. The Silurian of the Nida, Holy Cross Mts. and Radom areas, Poland – a review. Geological Quarterly, 45: 435–454.

Modliński Z., Szymański B., Teller L., 2006. Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). Przegląd Geologiczny, 54: 787–796.

Modliński Z., Nõlvak J., Szymański B., 2007. Stratygrafia osadów pogranicza ordowiku i syluru północno-wschodniej Polski i ich korelacja ze stratotypowymi profilami Estonii. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 427: 61–78.

Moryc W., Nehring-Lefeld M., 1997. Ordovician between Pilzno and Busko in the Carpathian Foreland (Southern Poland). Geological Quarterly, 41: 139–150.

Mustafa K.A., Sephton M.A., Watson J.S., Spathopoulos F., Krzywiec P., 2015. Organic geochemical characteristics of black shales across the Ordovician-Silurian boundary in the Holy Cross Mountains, central Poland. Marine and Petroleum Geology, 66: 1042–1055.

Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T., 2010, Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296: 389–413.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constrains from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., 2011. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. Prace Państowowego Instytutu Geologicznego, 196: 53–146.

Nawrocki J., 2000. Late Silurian paleomagnetic pole from the Holy Cross Mountains: constraints for the post-Caledonian tectonic activity of the Trans-European Suture Zone. Earth and Planetary Science Letters, 179: 325–334.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Żylińska A., Fanning M., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. Journal of the Geological Society, 164: 405–423.

Nehring-Lefeld M., 1985. Konodonty z poziomu *amorphognatoides* (sylur) wschodniej części obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 29: 625–652.

Nehring-Lefeld M., 1988. Biostratygrafia piętra podlaskiego (górny sylur) w polskim akwenie Bałtyku na podstawie małżoraczków. Kwartalnik Geologiczny, 32: 577–604.

Nehring-Lefeld M., Szymański B., 1998. Ordovician stratigraphy in the Żarki-Mysłów area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). Geological Quarterly, 42: 29–40.

Nehring-Lefeld M., Modliński Z., Siewniak-Madej A., 1992. Biostratigraphy of the Old Paleozoic carbonates in the Zawiercie area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). Geological Quarterly, 36: 171–198.

Nielsen A.T., 2004. Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. *W*: The Great Ordovician Biodiversification Event (red. B.D Webby i in.): 84–93. Columbia University Press, New York.

Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E. 1993. U–Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, 150: 355–369.

Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 25: 431–448.

Page A.A., Zalasiewicz J.A., William M., Popo L.E., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic icehouse? The Micropalaeontological Society Special Publications, 2: 123–156.

Papiernik B., Bator D., Golonka J., Porębski S.J., 2019. Unconventional hydrocarbon prospects in Ordovician and Silurian mudrocks of the East European Craton (Poland): insight from three-dimensional modeling of total organic carbon and thermal maturity. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 511–53.

Patočka F., Smulikowski W., 2000. The Early Palaeozoic intracontinental rifting and incipient oceanic lithosphere development in the central West Sudetes (NE Bohemian Massif): the geochemistry of metabasites of the Krknoše (Karkonosze) Complex. Geologia Sudetica, 33: 1–15.

Podhalańska T., 2003. Granica ordowik/sylur – poziomy graptolitowe a chronostratygrafia: problemy i nowe koncepcje. Przegląd Geologiczny, 51: 942–946.

Podhalańska T., 2009. Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 193.

Podhalańska T., 2011. Sylur. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 132: 59–61.

Podhalańska T., 2013. Graptolity – narzędzie stratygraficzne w rozpoznaniu stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów. Przegląd Geologiczny, 61: 460–467.

Podhalańska T., 2015a. Sylur. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 121–125.

Podhalańska T., 2015b. Sylur. Stratygrafia, uwagi o litologii, zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 145: 74–78.

Podhalańska T., 2017. Biostratygrafia ordowiku i syluru zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. *W:* Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 116–143. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Podhalańska T., 2018. Sylur. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 150: 55–57.

Podhalańska, T., 2019. Graptolite biostratigraphy and dating of the Ordovician–Silurian shale succession of the SW slope of the East European Craton. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 429–452.

Podhalańska T., 2025. Utwory syluru proksymalnej części basenu bałtyckiego na obszarze obniżenia podlaskiego (wschodnia Polska). Przegląd Geologiczny, 73: 424–430.

Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnio-europejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–63.

Podhalańska T., Roszkowska-Remin J., 2015. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 35–41; 58–64.

Podhalańska T., Trela W., 2007. Stratigraphy and sedimentary record of the Lower Silurian succession in the southern Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Sinica, 46: 397–401.

Podhalańska T., Modliński Z., Szymański B., 2010. Nowelizacja stratygrafii syluru brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (obszar Lubelszczyzny i Podlasia). CAG, Warszawa [nr inw. 139/2020].

Podhalańska T., Adamczak-Biały T., Becker A., Dyrka I., Feldman-Olszewska A., Głuszyński A., Grotek I., Janas M., Jarmołowicz-Szulc K., Jachowicz M., Karcz P., Klimuszko E., Kozłowska A., Krzyżak E., Kuberska A., Nowak G., Pachytel R., Pacześna J., Roman M., Sikorska-Jaworowska M., Skowroński L., Sobień K., Trela W., Trzepierczyńska A., Waksmundzka M.I., Wołkowicz K., Wójcicki A., 2018. Rozpoznanie stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce, stałe zadanie psg, etap I. Opracowanie końcowe. CAG, Warszawa [nr inw. 4878/2016].

Podhalańska T., Feldman-Olszewska A., Roszkowska-Remin J., Janas M., Pachytel R., Głuszyński A., Roman M., 2020. Prospective zones of unconventional hydrocarbon reservoirs in the Cambrian, Ordovician and Silurian shale formations of the East European Craton marginal zone in Poland. Geological Quarterly, 64: 342–376.

Poprawa P., 2006. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

Poprawa P., 2010. Potencjał występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim. Przegląd Geologiczny, 58: 226–249.

Poprawa P., 2020. Lower Paleozoic oil and gas shale in the Baltic-Podlasie-Lublin Basin (Central and Eastern Poland) – a rewiev. Geological Quarterly, 64: 515–566.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskiene J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Poprawa P., Paszkowski M., Fenning M.C., Pecskay Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006. Charakterystyka geochronologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów a NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin-Chojnice; datowania detrytycznych łyszczyków (K/Ar)

Literatura

i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 149–163.

Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from Ždanów section, Bardo Mts. (Sudetes). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 69–209.

Porębska E., 2003. Gromada Graptolithina Bronn, 1846. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 1b/1. Dewon (red. M. Pajchlowa): 519–530. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Porębska E., Koszowska E., 2001. Mazuelloidy – apatytowe glony z dolnego paleozoiku Gór Bardzkich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 49: 1050–1060.

Porębska E., Kozłowska-Dawidziuk A., Masiak M., 2004. The *lundgreni* event in the Silurian of the East European Platform, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 213: 271–294.

Porębski S.J., Podhalańska T., 2017. Litostratygrafia ordowiku i syluru. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 144–149. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Porębski S.J., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 95–104.

Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze. Przegląd Geologiczny, 61: 468–477.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski, P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Przybyłowicz T., Stupnicka E., 1989. Charakterystyka petrograficzna skał górnosylurskich z Niestachowa (Góry Świętokrzyskie). Archiwum Mineralogiczne, 44: 129– 50.

Radzevičius S., 2006. Late Wenlock biostratigraphy and the *Pristiograptus virbalensis* group (Graptolithina) in Lithuania and the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 50: 333–344.

Radzevičius S., Raczyński P., Užomeckas M., Norkus A., Spiridonov A., 2019. Graptolite turnover and $\delta^{13}C_{org}$ excursion in the upper Wenlock shales (Silurian) of the Holy Cross Mountains (Poland). Geologica Carpathica, 70: 209–221.

Radzevičius S., Raczyński P., Whittingham M., 2020. Lower Homerian (Silurian) *Pristiograptus* from the Zdanów section, Bardo Mountains (Sudetes, Poland) and their palaeobiogeographical implications. Bulletin of Geosciences, 95: 231–242.

Romanek A., Rup M., 1989. Szarogłazy z Jurkowic na tle górnosylurskiej serii szarogłazowej południowej części Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 362: 41–61.

Ryka W., Tomczyk H., 1959. Bentonity w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 3: 689–710.

Ryszka J., 1982. Wyniki mineralogiczno-petrologicznych badań utworów syluru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 55: 35–42.

Salwa S., Jarosiński M., 2006. Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich – zarys problematyki. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 78–81.

Samsonowicz J., 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 1: 53–71.

Scotese C.R., 2014. Atlas of Silurian and Middle-Late Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 73–80, Volume 5, The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS.

Sikorska-Jaworowska M., Kuberska M., Kozłowska M., 2016. Petrografia i mineralogia łupków miższego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego oraz piaskowców karbonu podłoża monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 64: 963–967.

Skompski S., Paszkowski M., 2017. Węglany ordowiku i syluru pomorsko-lubelskiego obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej jako stratygraficzny zapis wahań eustatycznych. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 191–226. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Smolarek J., Trela W., Bond D.P.G., Marynowski L., 2016. Lower Wenlock black shales in the northern Holy Cross Mountains, Poland: sedimentary and geochemical controls on the Ireviken Event in a deep marine setting. Geological Magazine, 154: 247–264.

Stempień M., 1999. Ordovician and Silurian acritarchs of the Niestachów Sandstone Formation (Góry Świętokrzyskie Mountains). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 59–74.

Štorch P., Loydell D.K., Melchin M.J., Goldman D., 2026. Graptolites in biostratigraphy: the primary tool for subdivision and correlation of Ordovician, Silurian, and Lower Devonian offshore marine successions. Newsletters on Stratigraphy, 59 (1/2): 39–75.

Stupnicka E., Przybyłowicz T., Żbikowska B., 1991. Wiek szarogłazów niewachlowskich i łupków z Widełek k. Barda (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 39: 389–393.

Sullivan N.B., Loydell D.K., Montgomery P., Molyneux S.G., Zalasiewicz J., Ratcliffe K.T., Lewis G., 2018. A record of Late Ordovician to Silurian oceanographic events on the margin of Baltica based on new carbon isotope data, elemental geochemistry, and biostratigraphy from two boreholes in central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 490: 95–106.

Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich – komunikat wstępny. Przegląd Geologiczny, 52: 895–898.

Szulczewski M., 2006. Ewolucja środowisk depozycyjnych w dewonie świętokrzyskim i jej uwarunkowania. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 56–62.

Szymański B., Modliński Z., 2003. Nowelizacja stratygrafii syluru w wybranych profilach wiertniczych obniżenia bałtyckiego (Polska północna). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 405: 109–138.

Teller L., 1964. Graptolite fauna and stratigraphy of the Ludlovian deposits of the Chełm borehole – Eastern Poland. Studia Geologica Polonica, 13: 7–88.

Teller L., 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. Acta Geologica Polonica, 19: 393–501.

Teller L., 1974. The Silurian of the margin of the East European platform in the region of Miastko-Chojnice (NW Poland). Acta Geologica Polonica, 24: 563–580.

Teller L., 1976. Morphology of some Upper Wenlockian Cyrtograptinae from Zawada 1 profile (NE Polska). Acta Geologica Polonica, 26: 469–484.

Teller L., 1987. Pridolian graptolites and their use in correlation. Bulletin Geological Society of Denmark, 35: 217–222.

Teller L., 1997a. Graptolites and stratigraphy of the Pridoli Series in the East European Platform. Palaeontologia Polonica, 56: 59–70.

Teller L., 1997b. Revision of certain Pridoli monograptids from the Chełm keysection (EEP). Palaeontologia Polonica, 56: 71–85.

Teller L., Korejwo K., 1968. Dolny sylur z wiercenia Lutom 1 w rejonie Chojnic (północno-zachodnia Polska). Acta Geologica Polonica, 18: 293–302.

Tomczyk H., 1954. Stratygrafia gotlandu niecki międzygórskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 93: 5–66.

Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Prace Instytutu Geologicznego, 35.

Tomczyk H., 1968. Sylur. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 237–312. Wydaw. Geol., Warszawa.

Tomczyk H., 1974. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 14: 122–138.

Tomczyk H., 1975a. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 29: 55–63.

Tomczyk H.,1975b. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 28: 78–109.

Tomczyk H., 1975c. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 27: 69–76.

Tomczyk H., 1976. Rozwój litofacjalny syluru w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270: 109–130.

Tomczyk H., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji – Sylur. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 12–16.

Tomczyk H., 1989. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 68: 77–85.

Tomczyk H., 1990. Sylur. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1a. Paleozoik starszy (z proterozoikiem górnym) (red. M. Pajchlowa): 271–279. Wydaw. Geol., Warszawa.

Tomczyk H., Podhalańska T., 2011. Sylur. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 132: 20–23.

Tomczyk H., Tomczykowa E., 1983. Morski profil pogranicza syluru i dewonu z obszaru środkowej Wisły na południe od Warszawy. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 344: 9–22.

Tomczyk H., Tomczykowa E., 1989. Szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny. Sylur. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Polik IG 1: 51–65. CAG, Warszawa [nr inw. 3604/ 2014].

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. Acta Geologica Polonica, 17: 1–46.

Tomczyk H., Pajchlowa M., Tomczykowa E., 1977. Poland. *W*: The Silurian–Devonian boundary (red. A. Martinnson). IUGS, Series A, 5: 65–83.

Tomczykowa E., 1962. O rodzaju *Scotiella Delo* z warstw rzepińskich Gór Świętokrzyskich. *W*: Księga pamiątkowa ku czci prof. J. Samsonowicza: 187–205.

Tomczykowa E., 1968. Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 54.

Tomczykowa E., 1971. Upper Silurian trilobites in Poland and their stratigraphical importance. Memoire du BRGM, 73: 431–436.

Tomczykowa E., 1988. Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeoecology in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 359: 21–41.

Tomczykowa E., 1990. Sylur. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1a. Paleozoik starszy (z proterozoikiem górnym) (red. M. Pajchlowa): 330–352. Wydaw. Geol., Warszawa.

Tomczykowa E., 1991. Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 134.

Tomczykowa E., 1993. Upper Ludlow trilobites from the southern part of the Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 37: 359–384.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 1979. Middle Silurian in the Podlasie Depression (Eastern Poland). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 318: 59–103.

Literatura

Tomczykowa E., Tomczyk H., 1981. Rozwój badań syluru i najniższego dewonu w Górach Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 42–57.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 2000. Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – potwierdzenie budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393: 167–198.

Tomczykowa E., Witwicka E., 1972. Z badań stratygraficznych górnego syluru na obszarze nadbałtyckim Polski. Kwartalnik Geologiczny, 16: 1006–1008.

Tomczykowa E., Witwicka E., 1974. Stratigraphic correlation of the Podlasian deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peribaltic area of Poland (Upper Silurian). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 276: 55–86.

Trela W. (red.), 2015. Wilków 1, Daromin IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 147.

Trela W., 2021. Eustatic and local tectonic impact on the Late Ordovician – early Silurian facies evolution at SW margin of peri-Baltica (the southern Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 158: 1472–1486.

Trela W., Salwa S., 2007. Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich): związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. Przegląd Geologiczny, 55: 971–978.

Trela W., Salwa S., 2019. Calcified tephra beds and carbonate concretions in Silurian mudstones; the Holy Cross Mountains (Poland). *W*: 34th IAS International Meeting of Sedimentology, Abstract Book. Session 11.E – 1030 [wydanie elektroniczne].

Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016. Llandovery green/grey and black mudrock facies of the northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. Sedimentary Geology, 342: 66–77.

Trela W., Bąk E., Pańczyk M., 2018. Upper Ordovician and Silurian ash beds in the Holy Cross Mountains, Poland: preservation in mudrock facies and relation to atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. Journal of the Geological Society, 175: 352–360.

Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C., Männik P., Simpson A., 2016. New conodont $\delta^{18}O$ records of Silurian climate change: Implications for environmental and biological events. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 443: 34–48.

Uchman A., 2017. Paleośrodowisko mułowcow sylurskich z basenu lubelskiego i bałtyckiego w świetle analizy ichnologicznej. *W*: Opracowanie map zasięgu, biostratygrafia utworów dolnego paleozoiku oraz analiza ewolucji tektonicznej przykrawędziowej strefy platformy wschodnioeuropejskiej dla oceny rozmieszczenia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów (red. J. Golonka, S. Bębenek): 278–296. Wydaw. Arka, Cieszyn.

Urbanek A., 1997. Late Ludfordian and early Pridoli monograptids from the Polish Lowland. Palaeontologia Polonica, 56: 87–232.

Urbanek A., Teller L., 1997. Graptolites and stratigraphy of the Wenlok and Ludlow Series in the East Europea Platform. Palaeontologia Polonica, 56: 23–58.

Verniers J., Maletz J., Kříž J., Žigaitė, Paris F., Schönlaub, P., Wrona R., 2008. Silurian. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 1: 249–302. The Geological Society, London.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa

Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian–Carboniferous continental margin Sudetes. *W*: IAS 7th Regional Meeting, Excursion Guidebook: 141–162.

Więcław D., Kotarba M.J., Kosakowski P., Kowalski A., Grotek I., 2010. Habitat and hydrocarbon potential of the lower Paleozoic source rocks in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 159–182.

Wignall P., Maynard J.R., 1993. The sequence stratigraphy of the transgressive black shales. AAPG Studies in Geology, 37: 35–47.

Witwicka E., 1967. Małżoraczki z górnego syluru Polski. Kwartalnik Geologiczny, 11: 39–56.

Wójcicki A., Dyrka I., Kiersnowski H., Adamczak-Biały T., Becker A., Głuszyński A., Janas M., Karcz P., Kozłowska A., Kuberska M., Pacześna J., Podhalańska T., Skowroński L., Waksmundzka M.I., 2017. Prognostyczne zasoby gazu ziemnego i ropy naftowej w skałach łupkowych dolnego paleozoiku w basenie bałtycko-podlasko-lubelskim i w strefie Biłgoraj–Narol w Polsce. *W*: Szacowanie zasobów złóż węglowodorów – zadanie ciągłe psg, I etap (red. A. Wójcicki i in.). Opracowanie końcowe. CAG, Warszawa [nr inw. 9046/2019].

Wrona R., 1980. Upper Silurian-Lower Devonian Chitinozoa from subsurface of southeastern Poland. Palaeontologia Polonica, 41: 103–165.

Wyżga B., 1987. Sedymentacja dolnego paleozoiku Gór Bardzkich. Geologia Sudetica, 22: 119–145.

Zenkner L.J., Kozłowski W., 2017. Anomalous massive water-column carbonate precipitation (whitings) as another factor linking Silurian oceanic events. GFF, 139: 184–194.

Żaba J., Poprawa P., 2006. Historia deformacji strefy Koszalin-Chojnice (pomorski segment szwu transeuropejskiego) na podstawie analizy strukturalnej utworów paleozoicznych i mezozoicznych w otworach Polskie Łąki PIG 1 i Toruń 1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 225–252.

Żbikowska B., 1973. Małżoraczki górnosylurskie z wyniesienia Łeby (NE Polska). Acta Geologica Polonica, 23: 607–638.

Żbikowska B., 1974. Upper Silurian Ostracod Zones in the Chojnice Area (NW Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 45–48.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN. Wrocław.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 237–280. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.237-280

DEWON

Marek Narkiewicz, Katarzyna Narkiewicz

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
			358,86 ±0,19
DEWON	górny	famen	
			372,15 ±0,46
		fran	
			382,31 ±1,36
	środkowy	żywet	
			387,95 ±1,04
		eifel	
			393,47 ±0,99
	dolny	ems	
			410,62 ±1,95
		prag	
			413,02 ±1,91
		lochkow	
			419,62 ±1,36

Wstęp

Roderic I. Murchison, wkrótce po ustanowieniu wraz z A. Sedgwickiem systemu dewońskiego w 1840 r., zaliczył do dewonu część wapieni świętokrzyskich. Potwierdzają to obserwacje terenowe poczynione przez tego brytyjskiego geologa w kamieniołomie na Kadzielni w Kielcach w czerwcu 1843 r. (Murchison i in., 1845; Narkiewicz i in., 2012). Tamtejsze utwory należały do skał szczegółowo opisanych wcześniej przez Puscha (1833–1836) jako „wapień przechodowy" (*Übergangskalk*). Jeszcze dawniejsze są obserwacje sudeckiego odsłonięcia dewonu górnego na Górze Wapnicy w Dzikowcu (niem. *Ebersdorf*) wzmiankowanego przez Leopolda von Bucha już w 1797 r. (Muszer, Haydukiewicz, 2011). Von Buch (1839) opisał stamtąd pierwsze z obszaru obecnej Polski głowonogi wieku, jak teraz wiemy, dewońskiego. Najstarszą znaną próbę korelacji dewonu z obszaru dzisiejszej Polski przedstawia tabela w pracy Güricha (1903: str. 163).

Historię badań nad polskim dewonem do połowy lat 60. ub. w. podsumowano głównie w odniesieniu do Gór Świętokrzyskich, regionu śląsko-krakowskiego i Sudetów (Pajchlowa i in., 1968). Pojawiły się tam już pierwsze wzmianki o wierceniach zapoczątkowanych w latach 50. XX w. w Karpatach, na Pomorzu i Lubelszczyźnie. Szerszy przegląd tych prac, sięgający 1978 r., zawiera artykuł Pajchlowej i in. (1980).

Od połowy lat 70. XX w. nowy rozdział w badaniach stratygraficznych krajowego dewonu zapoczątkowało skodyfikowanie zasad polskiej stratygrafii (Alexandrowicz i in., 1975). Otworzyło to pole do definiowania różnej rangi wydzieleń litostratygraficznych tworzących wyjściowy szkielet stratygrafii regionalnej. Pajchlowa i Miłaczewski (2003) przedstawili korelację bio-chronostratygraficzną podziałów litostratygraficznych dewonu dla obszaru pozasudeckiego według stanu na koniec ubiegłego wieku. Nowsze wyniki badań uwzględniono w tabeli stratygraficznej pod redakcją Wagnera (2008).

Zastosowanie konodontów do datowania skał dało w latach 60. ub. w. nowy impuls do precyzyjnej chronostratygrafii dewonu w facjach morskich (Wolska, 1967; Szulczewski, 1971). Szczególnie ważne okazały się znaleziska w słabo zmetamorfizowanych skałach Sudetów (Haydukiewicz, 1974; Chorowska, Sawicki, 1975; Urbanek, 1975). Oprócz danych konodontowych, duże znaczenie miały tam też wyniki badań graptolitów dolnodewońskich i wybranej makrofauny. Doprowadziły one do radykalnej rewizji wieku jednostek uważanych dotychczas za staropaleozoiczne, a w konsekwencji potwierdzenia waryscyjskiego wieku orogenu sudeckiego (Mazur i in., 2006). Dzięki badaniom konodontowym precyzyjnie skorelowano sukcesje osadowe przedpola orogenu (Szulczewski, 1971; Narkiewicz, 1978a; Racki, 1993; Matyja, 1993). Ich ważnym uzupełnieniem były analizy palinostratygraficzne, zwłaszcza osadów terygenicznych (Turnau, 1974; Turnau i in., 2005; Filipiak, 2014), a także badania graptolitów z facji głębszego szelfu. Mniejsze znaczenie dla biostratygrafii miała makrofauna, w tym: głowonogi, stromatopory, ramienionogi i koralowce.

Badania polskiego dewonu zaczęto również prowadzić w ramach nowych gałęzi stratygrafii (Racki, Narkiewicz, 2006), takich jak stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia (Narkiewicz, 1988; Racki, 1993), stratygrafia zdarzeń (Szulczewski, 1986; Narkiewicz, 1987), sejsmostratygrafia (Krzywiec, Narkiewicz, 1998) i chemostratygrafia (Pisarzowska i in., 2006). Pojawiła się tendencja do integrowania różnych metod w celu uzyskania największej precyzji korelacji stratygraficznej (np. Racki i in., 2002). Rozwój metod geochronologii izotopowej umożliwił dokładniejsze ustalenia wieku skał magmowych i piroklastycznych (np. Kryza, Pin, 2010). Poczynając od początku lat 90. XX w. badania stratygraficzne coraz szerzej nawiązywały do regionalizacji opartej na definiowaniu basenów sedymentacyjnych (fig. 1; Narkiewicz, 1991; Narkiewicz i in., 2023).

Regionalne badania dewonu prowadzono w ramach poszukiwania surowców mineralnych przez przemysł wydobywczy i Państwowy Instytut Geologiczny. Dotyczyły one głównie węglowodorów (m.in. Kicuła, Żakowa, 1972; Żelichowski, 1972; Jurkiewicz, 1975; Dadlez, 1978; Miłaczewski, 1981; Baran i in., 1997), ale też węgla kamiennego (Konior, Tokarski, 1959) oraz złóż Zn-Pb (Ekiert, 1971).

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

1

Polski dewon jest związany z dwiema dużymi domenami paleotektonicznymi: orogenem waryscyjskim i jego przedpolem (fig. 1; Belka, Narkiewicz, 2008; Narkiewicz, 2020). Wewnętrzna część orogenu, odsłonięta w Sudetach, stanowi mozaikę terranów armorykańskich, oderwanych od północnego obrzeża Gondwany (Mazur i in., 2006). W trakcie dryfu ku północy terrany kolejno łączyły się, zamykając dzielące je baseny, by wreszcie, we wczesnym karbonie, zadokować u obrzeży Euramerykі. Orogen utworzony w trakcie procesów kolizji Gondwany z Eurameryką ulegał dalszej deformacji w obrębie megakontynentu Pangei, aż po późny karbon i wczesny perm. Terrany sudeckie (fig. 2) charakteryzują się odrębnymi scenariuszami rozwoju basenów dewońskich oraz specyficznym charakterem deformacji tektonicznej i metamorfizmu. Zatarciu i silnemu zaburzeniu uległy pierwotne cechy osadów i pierwotne następstwo stratygraficzne. Kontrastuje to ze znacznie słabiej zmienionymi utworami przedpola orogenu, co – wraz z biegunowo odmiennym zaawansowaniem rozpoznania i interpretacji paleogeograficzno-facjalnych – uzasadnia osobne omówienie obu wymienionych domen (patrz podrozdz. 2 i 3).

1

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

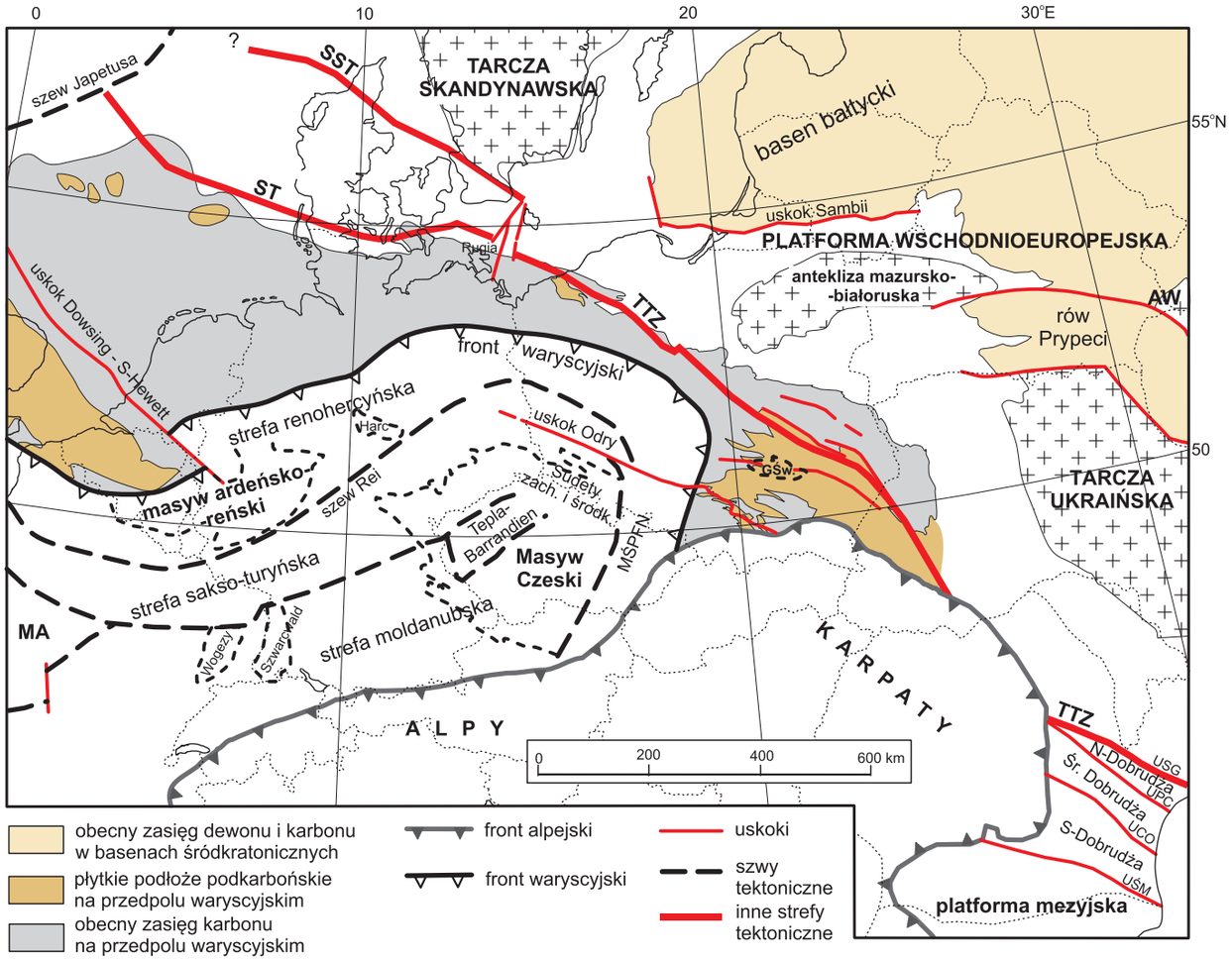


FIG. 1. Utwory dewonu w Polsce na tle budowy geologicznej Europy Środkowej (wg Narkiewicza, 2020): AW – antekliza woroneska, GŚw. – Góry Świętokrzyskie, MA – masyw armorykański, MŚPFN – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, UCO – uskok Capidava-Ovidiu, UPC – uskok Peceneaga-Camena, USG – uskok Sfântu Gheorghe, UŚM – uskok śródmezyjski, SST – strefa Sorgenfreia-Tornquista, ST – szew Thora, TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

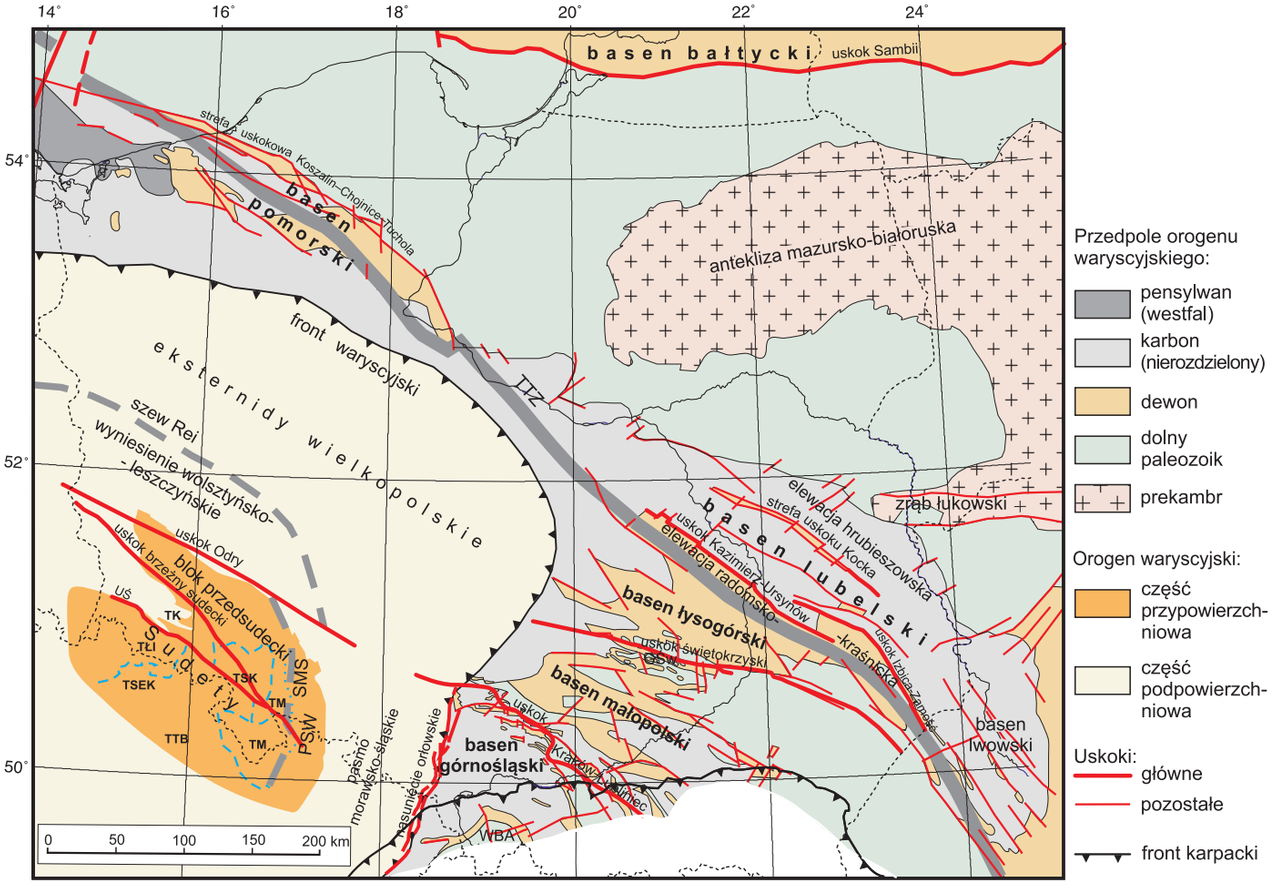


FIG. 2. Położenie terranów sudeckich i basenów dewońskich przedpola orogenu waryscyjskiego na tle mapy podpermskiej (częściowo na podstawie Pożaryskiego, Dembowskiego, 1984). Terrany sudeckie wg Aleksandrowskiego, Mazura (2002): TK – terran kaczawski; TŁI – terran łużycko-izerski; TM – terran moldanubski; TSEK – terran SE Karkonoszy; TSK – terran sowiogórsko-kłodzki; TTB – terran Teplej-Barrandienu. Inne skróty: GŚw – Góry Świętokrzyskie; PSW – pasmo Sudetów Wschodnich; SMS – szew morawsko-śląski; UŚ – uskok śródsudecki; WBA – wyniesienie Bielska–Andrychowa; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

Wewnętrzna część orogenu, zaliczana na ogół do strefy sakso-turyńskiej[1] (Belka, Narkiewicz, 2008), jest oddzielona szwem tektonicznym Rei od części zewnętrznej – morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasunięciowego i eksternidów wielkopolskich. W obu tych regionach, ograniczonych od północy i wschodu frontem waryscyjskim, dewon jest w większości znany jedynie z niewielkich wystąpień w Sudetach Wschodnich. Przed frontem waryscyjskim występują baseny przedpola z wychodniami dewonu, tworzącymi erozyjne pozostałości ciągłej niegdyś pokrywy osadowej. Ich pas, ograniczony od wschodu wyniesieniami platformy wschodnioeuropejskiej, ma szerokość 100–150 km w rejonie Pomorza, zwęża się do ok. 50 km w środkowej Polsce, a następnie rozszerza do ok. 400 km w SE części kraju (fig. 3). Na tym ostatnim obszarze dewon występuje częściowo na powierzchni (Góry Świętokrzyskie, obszar krakowsko-częstochowski) lub względnie płytko (Lubelszczyzna). Stąd też stopień jego rozpoznania jest największy w basenach: górnośląskim, małopolskim, części łysogórskiego i lubelskim[2].

Baseny przedpola orogenu tworzyły zróżnicowany wzór paleogeograficzny na obrzeżeniu Euramerykі (Belka, Narkiewicz, 2008; Narkiewicz, 2020). Basen pomorski i, po części, lubelski można zaliczyć do szelfu wewnętrznego, o facjach w większości płytkomorskich i lądowych oraz o znacznym udziale etapów erozji w trakcie dewonu. Baseny łysogórski, małopolski i górnośląski były położone w zewnętrznej strefie szelfu, z większym udziałem facji otwartego morza i erozją ograniczoną do niewielkich wyniesień śródszelfowych. Basen górnośląski znajdował się najbliżej obrzeża kontynentalnego; w karbonie jego obszar został wciągnięty w obręb deformacji przedgórskich pod nasuwającą się od wschodu wschodniosudecką pryzmę orogeniczną. Ulokowany najdalej na północy basen bałtycki zalicza się do zbiorników wewnątrzkratonicznych, o przewadze niegrubych osadów lądowych i płytkowodnych odciętego morza.

W trakcie dewonu południowy brzeg Euramerykі wraz z polskimi basenami przedpola waryscyjskiego rozciągał się na południowej półkuli, w klimacie monsunowym strefy tropikalnej. Przez większość okresu przeważał klimat szklarniowy, o niewielkich gradientach równoleżnikowych, przy braku dużych lądolodów w strefach biegunowych. Sprzyjało to rozwojowi rozległych platform węglanowych i kompleksów rafowych w dewonie środkowym i franie. Sedymentacja, zwłaszcza na stabilnych kratonach, rozwijała się pod wpływem zmian eustatycznych i zdarzeń biotycznych (Johnson i in., 1985; House,

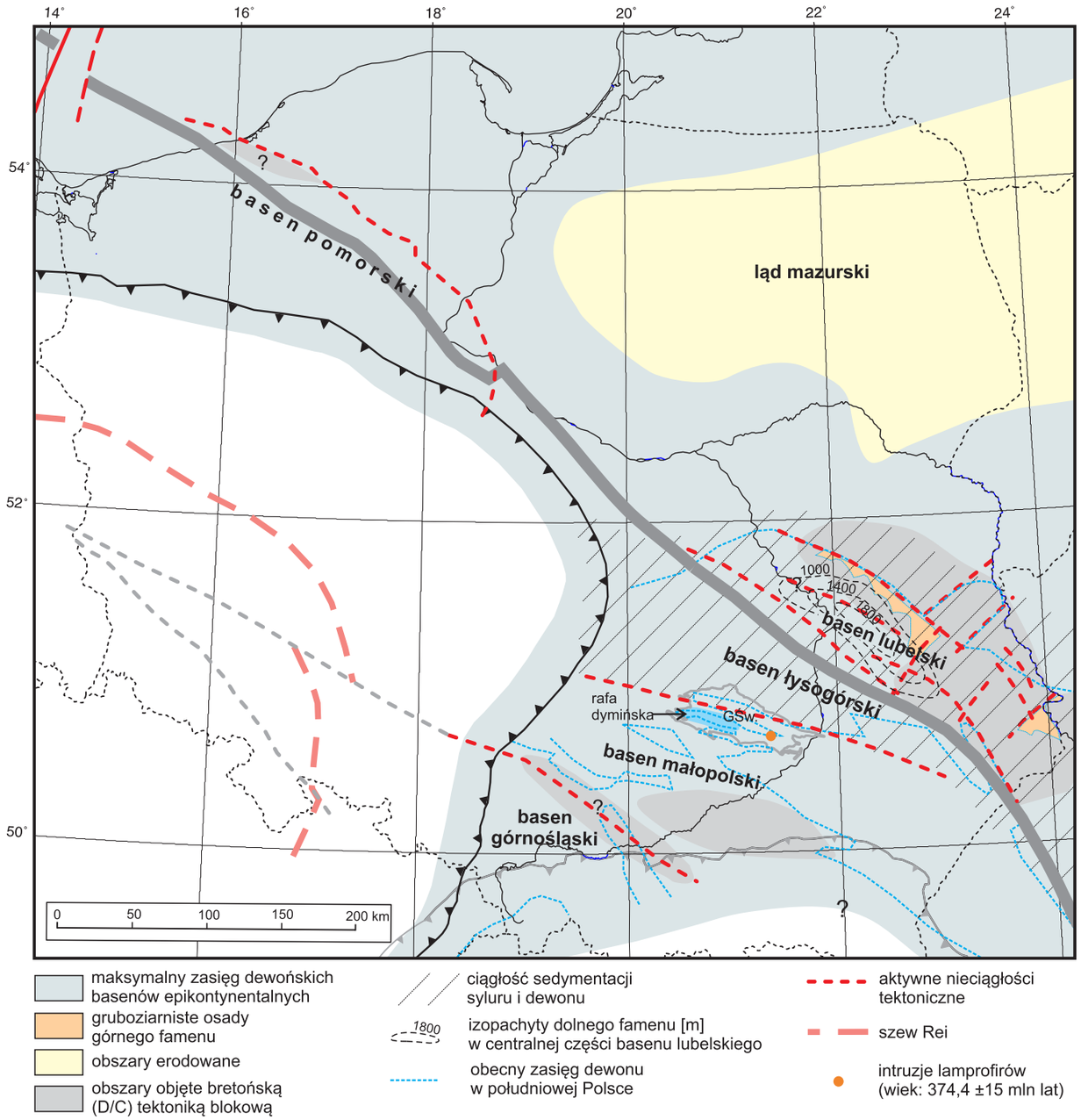


FIG. 3. Paleogeografia i paleotektonika Polski w dewonie (wg Narkiewicza, 2020): GŚw – Góry Świętokrzyskie. Elementy tektoniczne objaśniono na figurze 2

[1] W celu ujednolicenia terminologii i stosowania poprawnego przymiotnika (od Turyngii) w niniejszym tomie redakcja zmieniła termin „sakso-turyngijski" używany przez Autorów na „sakso-turyński" [red.].

[2] Znacznie szerszy zasięg orogenu waryscyjskiego i jego odmienny podział na podrzędne jednostki przedstawili Aleksandrowski i Mazur (*w*: Nawrocki, Becker, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017). Ta kontrowersyjna koncepcja budzi jednak wiele zastrzeżeń metodologicznych i faktograficznych (Narkiewicz, 2020).

2002). Na stopniowe przejście od warunków szklarniowych do chłodniowych w famenie nakładały się globalne epizody niskotlenowe – poziomy czarnych łupków (Sandberg i in., 2002). Najsilniejszy, zdarzenie z Hangenberg[3] w pobliżu granicy dewon/karbon, wiązał się, podobnie jak zdarzenie z Kellwasser na granicy fran/famen, z jednym z największych wymierań fanerozoicznych (np. Kaiser i in., 2011).

2 Orogen waryscyjski

Badania stratygraficzne dewonu sudeckiego mają kluczowe znaczenie dla wyjaśnienia głównych problemów geologii regionu. W latach 70. ub. w. znaleziono tu konodonty dewońskie w osadach zaliczanych wcześniej do starszego paleozoiku. Konodonty oznaczono w skałach niezmetamorfizowanych lub słabo przeobrażonych, które uległy podewońskim deformacjom syn- i postorogenicznym, m.in. jako bloki allochtoniczne w karbońskich melanżach tektonicznych (Haydukiewicz, 1974; Chorowska, Sawicki, 1975; Urbanek, 1975). Nieco później rewizja taksonomii i pozycji stratygraficznej korali w metamorfiku kłodzkim pozwoliła na zawężenie procesów metamorfizmu – uważanego dawniej za kaledoński – do środkowego żywetu–wczesnego franu (Hladil i in., 1999a). Brak zakładanej wcześniej przez wielu badaczy niezgodności kaledońskiej w spągu osadów dewońskich w znacznej mierze przesądził o porzuceniu koncepcji orogenezy kaledońskiej w Sudetach na rzecz powszechnie obecnie akceptowanej – waryscyjskiej (Aleksandrowski i in., 2000; Mazur i in., 2006).

Regionalizację wystąpień dewonu w obrębie orogenu sudeckiego (internidów sudeckich) i jego przedpola (eksternidów morawsko-śląsko-wielkopolskich) przyjęto za pracami Mazura i in. (2006, 2010; fig. 4). Omówione w dalszej części rozdziału baseny dewońskie są z reguły związane z blokami skorupowymi tworzącymi mozaikę terranów sudeckich (Cymerman i in., 1997; Mazur i in., 2006; por. Narkiewicz i in., 2023). Rekonstrukcję pierwotnego wypełnienia osadowego tych basenów komplikują deformacje tektoniczne i metamorfizm, a lokalnie również występowanie skał dewońskich w formie olistolitów. Utrudnia to przeprowadzenie podziału litostratygraficznego tych osadów, a także rygorystyczne oddzielenie różnych elementów lito-, chrono- i tektonostratygrafii. Stąd też w części poświęconej orogenowi sudeckiemu zdecydowano się na łączne omawianie tych odrębnych aspektów, starając się jedynie rozdzielać je w ramach opisów poszczególnych jednostek regionalnych.

2.1. BASEN BARDZKI

Niewielka pod względem obszaru struktura bardzka zajmuje wyjątkowe miejsce w badaniach stratygraficznych dewonu sudeckiego. Długa historia badań, rozpoczęta jeszcze w XVIII w. przez von Bucha, i duża różnorodność dewonu bardzkiego przekłada się na znaczny stopień komplikacji zmieniających się podziałów litostratygraficznych. Bogactwo skamieniałości, takich jak graptolity, głowonogi i konodonty, umożliwia natomiast precyzyjną korelację chronostratygraficzną.

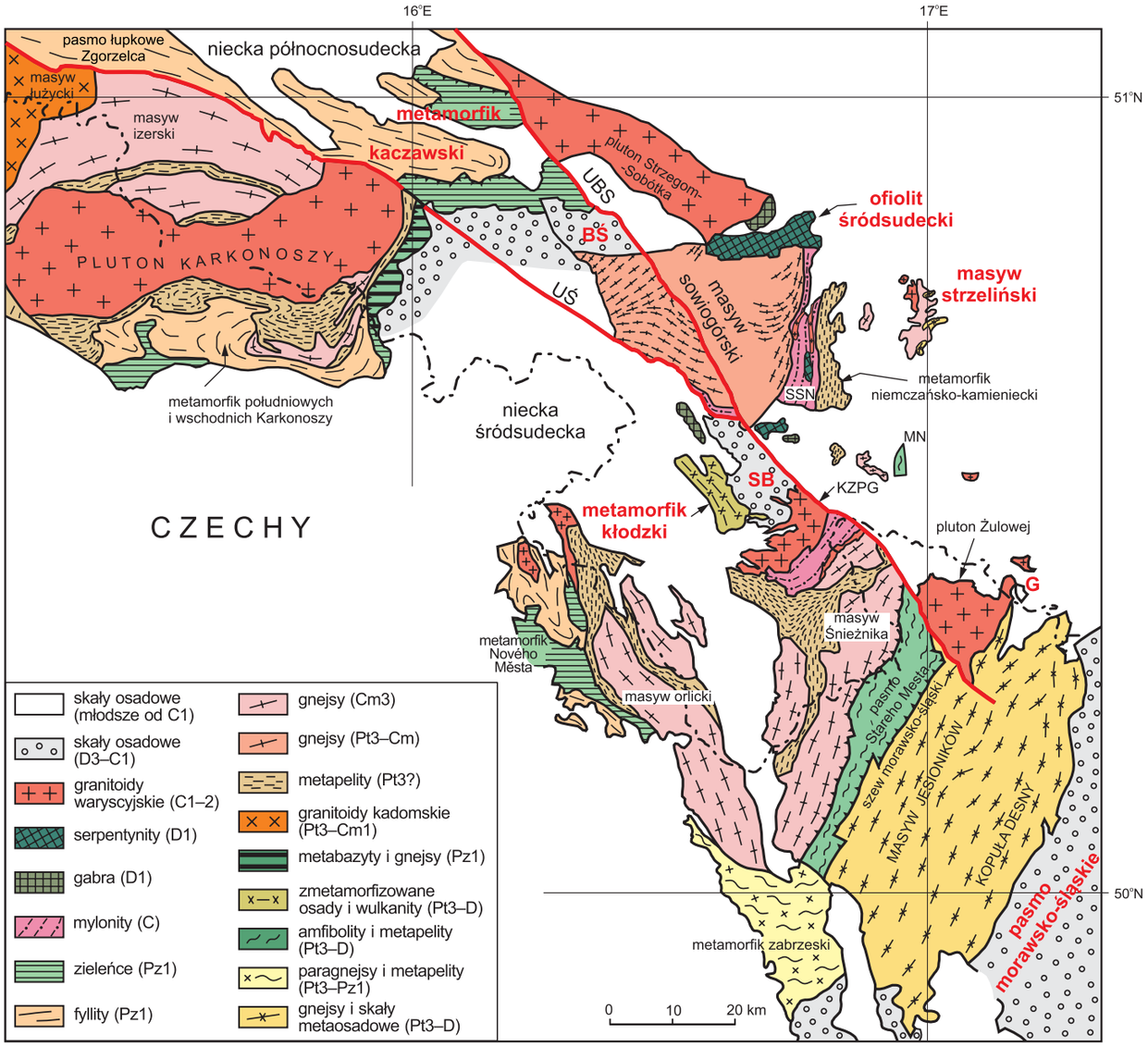


FIG. 4. Szkic tektoniczny Sudetów z zaznaczonymi (czerwone nazwy) jednostkami, w których występują utwory dewońskie opisane w tym rozdziale (na podstawie Mazura i in., 2010: ryc. 3): BŚ – basen świebodzicki, G – rejon Głuchołazów, KZPG – pluton Kłodzka–Złotego Stoku, MN – masyw Niedźwiedzia, SB – struktura bardzka, SSN – strefa ścinania Niemczy, UBS – uskok brzeżny sudecki, UŚ – uskok śródsudecki. Symbole w legendzie: C1 – karbon dolny, C2 – karbon górny, D – dewon, D1 – dewon dolny, D3 – dewon górny, Cm – kambr, Cm1 – kambr dolny, Cm3 – kambr górny, Pz1 – proterozoik dolny, Pt3 – proterozoik górny

[3] Zdaniem autorów w nazwach zdarzeń (epizodów, kryzysów, wymierań itd.) nie należy stosować przyimka „z", zatem właściwy termin to „zdarzenie Hagenberg". Jednak w celu ujednolicenia zapisu w publikacji redakcja przyimek ten stosuje w przypadku zdarzeń, których nazwa nie wywodzi się od nazwisk [red.].

Dewon bardzki był dawniej utożsamiany z etapem schyłkowym rozwoju geosynkliny wczesnopaleozoicznej (Oberc, 1987, 1998). Obecnie jest on zaliczany do odmiennych „pięter lito-tektono-stratygraficznych" (Wajsprych, 2008): (1) sukcesji Wapnica–Paprotnia (WP) najwyższego dewonu–górnego wizenu i (2) sukcesji Srebrna Góra–Jarota (SGJ) najwyższego wizenu. Uznawana za autochtoniczną sukcesja WP tworzy niewielkie wychodnie wzdłuż zachodniej granicy Gór Bardzkich. Dominująca w obrazie kartograficznym regionu sukcesja SGJ składa się natomiast z olistostrom i fliszu z melanżem sedymentacyjnym. Obejmuje ona subkompleks (allochton) Zdanów–Bardo–Dębowina (ZBD) z olistolitami skał ordowiku górnego do środkowego wizenu. Podłoże, sfałdowane i zmetamorfizowane przed schyłkiem dewonu, tworzą gnejsy sowiogórskie, metamorfik kłodzki oraz ofiolit Nowej Rudy (Chorowska i in., 1992; Racki i in., 2022a).

Według Wajsprycha (2008) obie sukcesje reprezentują dwie krańcowo odmienne domeny paleotektoniczne i paleogeograficzne, wiązane przez Rackiego i in. (2022a) z oceanem sakso-turyńskim (fig. 5). Sukcesja WP, zdominowana przez osady zlepieńcowe i fliszopodobne, może być przypisywana etapowi ekshumacji i erozji orogenu. Sukcesja SGJ składa się z osadów nasuniętych prawdopodobnie z egzotycznej domeny północnej, tworzącej aktywne obrzeże kontynentalne z górnooordowicką-dewońską (i dolnokarbońską?) pryzmą akrecyjną i przypuszczalnymi kompleksami wulkaniczno-sedymentacyjnymi typu przed- i załukowego (Wajsprych, 1986). Inną, płaszczowinową koncepcję budowy geologicznej Gór Bardzkich przedstawił Oberc (1998).

2.1.1. Dewon sukcesji Wapnica–Paprotnia

U podstawy sukcesji WP, bezpośrednio na podłożu skał metamorficznych i magmowych, leżą osady przeważnie węglanowe o miąższości ok. 60 m (Wajsprych, 1995), zaliczane do dewonu górnego i niższego karbonu dolnego. Serię tę, odsłoniętą w kamieniołomie w Dzikowcu, określa się jako sekwencję Góry Wapnicy (Wajsprych, 1986), „formację" wapieni kłodzkich (Oberc, 1987) lub „formację" z Wapnicy (Chorowska, Wajsprych, 1995; Wajsprych, 1995). „Formacja" z Wapnicy jest na ogół uważana za jednostkę autochtoniczną, rozwiniętą na podłożu oceanicznym (Wajsprych, 1986; Dopieralska i in., 2006).

Długa, datująca się od schyłku XVIII w., historia badań dewonu z Dzikowca została podsumowana przez Haydukiewicz (1990), Berkowskiego (2002) oraz Muszer i Haydukiewicz (2011). Obecny podział litostratygraficzny (fig. 6) z niewielkimi modyfikacjami przetrwał od czasu prac Güricha (1902) i Bederkego (1924). U podstawy sukcesji występuje brekcja gabrowo-wapienna z blokami i okruchami gabra o rozmiarach do 2 m (Wajsprych, 1986) oraz klastami wapieni i plagiogranitu. Zespół organiczny obejmuje glony, ramienionogi, otwornice, korale i masywne stromatoporoidy porastające bloki gabra (Berkowski, 2002). Wyżej leżący szary wapień podstawowy zawiera okruchy gabra, granitoidów i serpentynitów (Wajsprych, 1986) oraz liczne fragmenty glonów i stromatoporoidów, korale, ramienionogi i liliowce (Bederke, 1929; Wajsprych, 1995). Cienkoławicowy wapień główny ma charakter biodetrytyczny, w stropie gruzłowy, z cienkimi przeławiceniami marglistego pyłowca z zespołem organicznym, m.in. ramienionogów, małżoraczków, ślimaków, glonów, stromatoporoidów, liliowców i korali (Tietze, 1870; Berkowski, 2001; Streel i in., 2004). Wyżej, z luką stratygraficzną, leży wapień klimeniowy (woklumeriowy) – biomikryt gruzłowy do cienkoławicowego z głowonogami, małżami (*Guerichia*, *Buchiola*), ramienionogami, trylobitami i liliowcami oraz rzadkimi koralami (Dopieralska i in., 2006). Zaliczany już do karbonu wapień gattendorfiowy (Freyer, 1968; Chorowska, 1979) oddziela od wapienia klimeniowego nieciągła warstewka czarnego ilastego łupku rejestrującego wydarzenie z Hangenberg o miąższości 5–20 cm (fig. 7), z luką stratygraficzną w stropie, obejmującą pogranicze famenu i turneju (Berkowski, 2002; Matyja i in., 2021).

Najniższą część profilu Dzikowca włączano dawniej do franu bez jednoznacznych podstaw biostratygraficznych (Gürich, 1902; Bederke, 1929). Frański wiek mogą potwierdzać niedawne badania atrypidów z odpowiedników tych osadów z rejonu Kłodzka (Halamski, 2013). W profilu otworu Zdanów IG 1 spąg „sekwencji Wapnicy" zaliczono na podstawie konodontów do górnego famenu (Chorowska i in., 1992). Dane konodontowe z górnej części wapienia głównego wskazują na poziomy od *quadrantinodosa* do *styriacus* środkowego i górnego famenu (Freyer, 1968; Chorowska, 1979; por. fig. 36). Wyniki badań otwornic sugerują jeszcze młodszy wiek późnofameński (Berkowski, 2002; Streel i in., 2004).

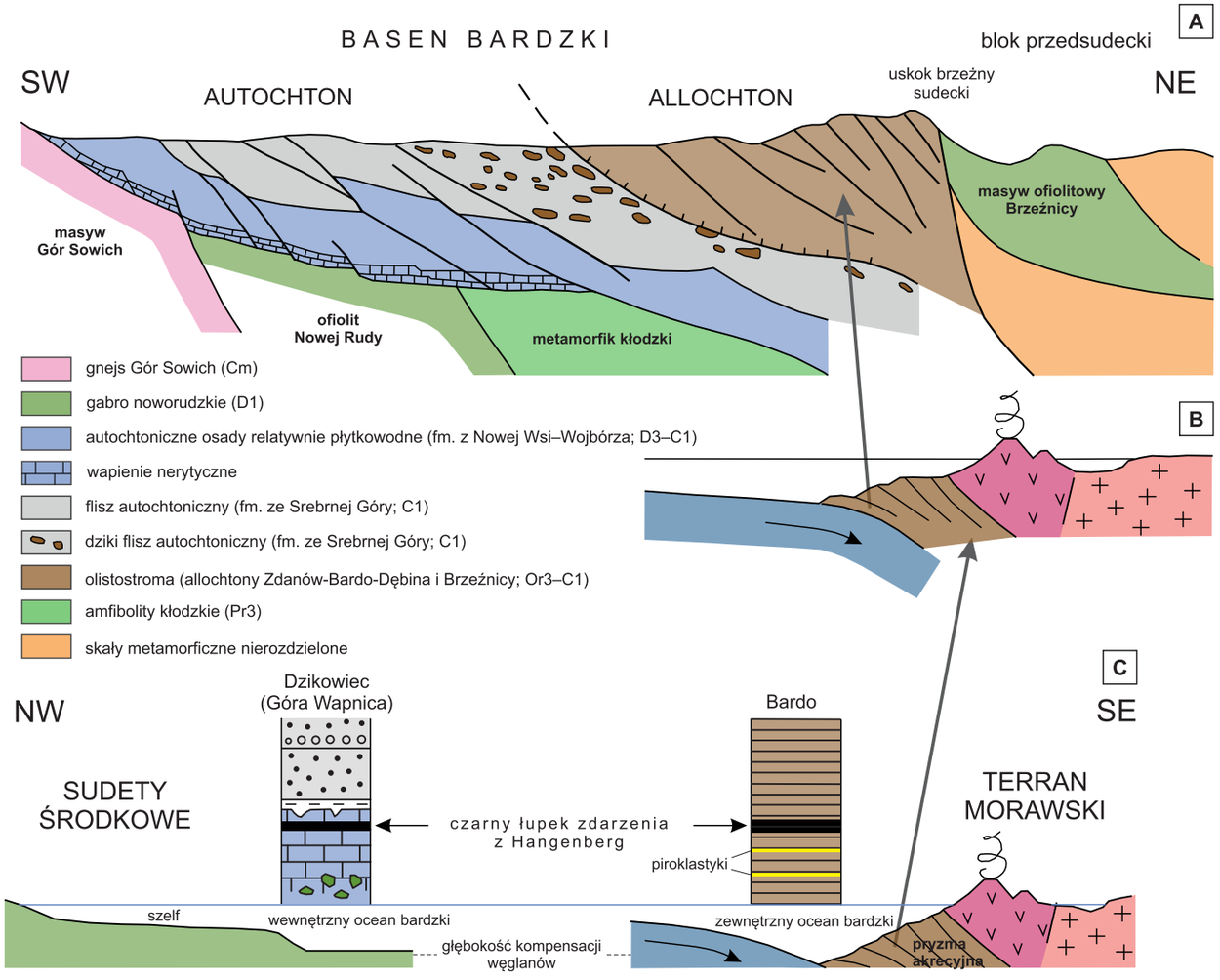


FIG. 5. A – syntetyczny model tektonosedymentacyjny basenu bardzkiego (wg Rackiego i in., 2022a). „Autochton" na górnym przekroju odpowiada ogólnie (ale bez najwyższej części) sukcesji Wapnica–Paprotnia, „allochton" (wraz z autochtonicznym dzikim fliszem) – sukcesji Srebrna Góra–Jarota; **B** – interpretacja paleotektoniczna basenu bardzkiego; **C** – schematyczne profile granicy dewon/karbon w dwóch domenach basenu

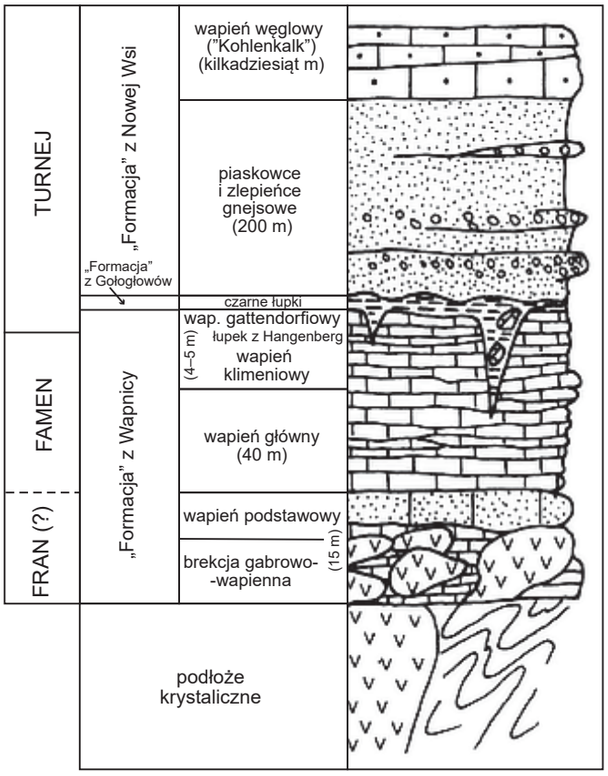


FIG. 6. Profil kamieniołomu w Dzikowcu wg Haydukiewicz (1990: fig. 2 zmieniona przez Muszer, Haydukiewicz, 2011)

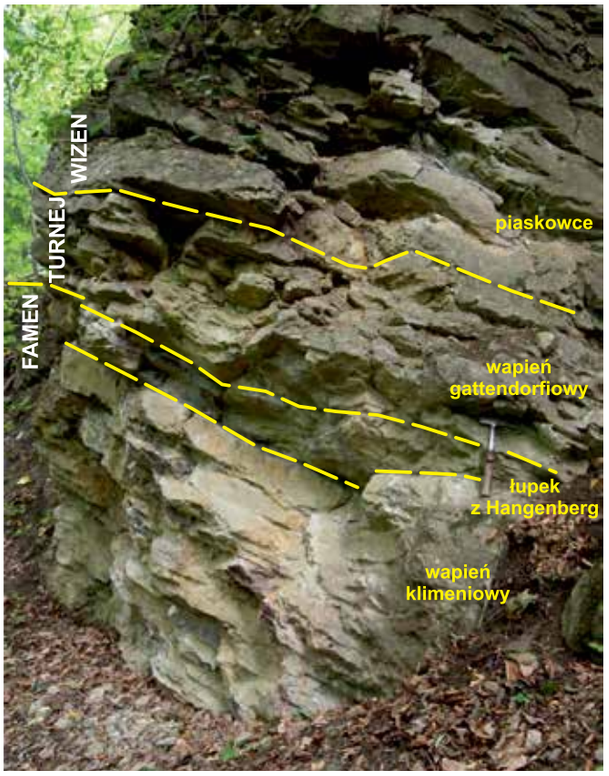


FIG. 7. Granica dewonu z karbonem w kamieniołomie w Dzikowcu. Stratygrafia na podstawie Matyi i in. (2021). Fotografia z 2022 r.

Wapień klimeniowy zawiera głowonogi najwyższego famenu (Schindewolf, 1937; Lewowicki, 1959; Weyer, 1965; Korn, 1993; Dzik, 1997). Badania konodontowe potwierdzają ten wiek (Freyer, 1968; Chorowska, 1979), dodatkowo zawężając go do przedziału *expansa*–wczesna *praesulcata* (Bełka, Haydukiewicz *w:* Streel i in., 2004; Dopieralska i in., 2006; Matyja i in., 2021).

Profile dewonu podobne do sukcesji Dzikowca, ale słabiej zbadane pod względem biostratygraficznym, znane są również z izolowanych wystąpień wzdłuż granicy między metamorfikiem kłodzkim a jednostką bardzką, na południe od Wapnicy (Chorowska, 1979; Łapot, 1988; Kryza i in., 1999).

2.1.2. Dewon sukcesji Srebrna Góra–Jarota

Pelagiczne osady ilaste, krzemionkowe i mułowcowe sukcesji SGJ, obecnie interpretowane jako duża olistostroma (Wajsprych, 1995), określane były przez geologów niemieckich mianem *Herzogswalder Schichten* (Dathe, 1904; Bederke, 1924; Dahlgrün, Finckh, 1924; Finckh, 1932; Jaeger, 1963, 1964). Po wojnie opisywano je jako warstwy ze Zdanowa (Oberc, 1957, 1966; Malinowska, 1955) lub warstwy zdanowskie (Teller, 1959, 1960; Kuchciński, 1964). Oberc (1957) dzielił warstwy ze Zdanowa na łupki zdanowskie, łupki mikołajowskie, warstwy wojciechowickie, warstwy z Wilczy i warstwy brzeźnickie. W kolejnych publikacjach podział ten zmodyfikowano z uwzględnieniem wyników badań konodontowych Haydukiewicz (1979), a także przez nadanie kolejnym jednostkom rangi „formacji" (Oberc, 1987, 1998).

Haydukiewicz (1979) w spągu opisywanej sukcesji wyróżniła ilaste i ilasto-krzemionkowe łupki zdanowskie (= łupki graptolitowe Haydukiewicz, 1990). Według Porębskiej (1982) łupki graptolitowe (górne łupki graptolitowe wg Porębskiej i Sawłowicza, 1997), o miąższości 14 m, są wykształcone jako czarne łupki ilasto-krzemionkowe z przewarstwieniami jasnych łupków krzemionkowo-ilastych i tufitów, zawierające graptolity, rzadkie konodonty i tentakulity. Wyżej występują warstwy ze Zdanowa (*sensu* Dathe, 1904) – 15 m zielonych i żółtych łupków ilastych oraz szarych mułowców z nielicznymi przewarstwieniami drobnych piaskowców i rzadkimi konodontami i tentakulitami. Na nich leżą warstwy z Wilczy („formacja" Wilczy wg Oberca, 1987 – 100 m miąższości) – skały ilaste i ilasto-mułowcowe z wkładkami szarogłazów, szczątkami psylofitów (Kuchciński, 1964), konkrecjami Mn (Oberc, 1987) i diabazami wylewnymi (Oberc, 1998). W kolejnej jednostce, łupkach mikołajowskich, występują szarozielone skały ilasto-krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami mułowców oraz iłowce o zmiennym udziale krzemionki, a powyżej nich – skały głównie krzemionkowe zaliczane do warstw brzeźnickich.

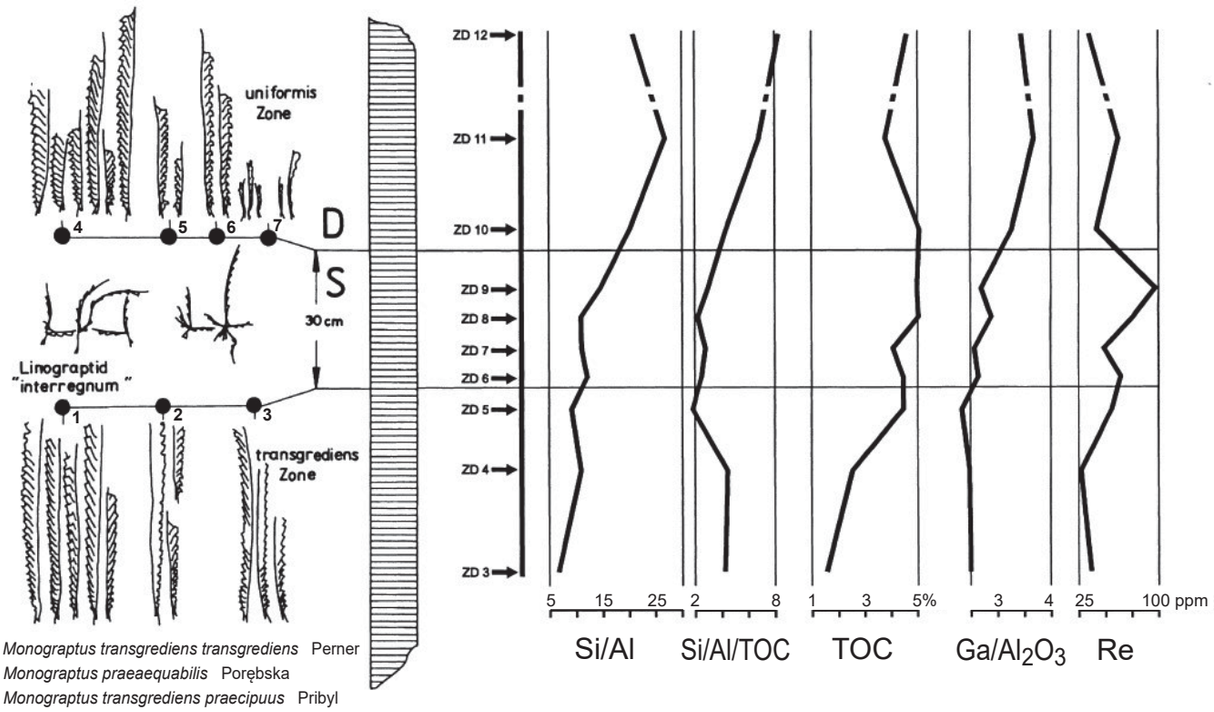
Wiek łupków zdanowskich na podstawie graptolitów datuje się na dewon dolny (Kurałowicz, 1976), a dokładniej poziomy *uniformis, hercynicus, falcarius* (lochkow) oraz *fanicus* i *craigensis* (prag dolny i środkowy; por. fig. 30) (Porębska, 1982[4]). W profilu Zdanowa granica sylur/dewon została wyznaczona z dokładnością do jednej warstwy między poziomami *transgrediens* (najwyższy sylur) i *uniformis*, w obrębie jednorodnych czarnych łupków. Umożliwia to dokładną korelację z profilem basenu praskiego, gdzie ustanowiono GSSP granicy systemów. Według Porębskiej i Sawłowicza (1997) granica ta występuje w obrębie górnych łupków graptolitowych, w których stwierdzono poziom *transgrediens* (miąższość 1,8 m), oddzielony od poziomu *uniformis* (3,2 m) interwałem „interregnum" linograptidowego (fig. 8) ze specyficznym zespołem rozgałęzionych kolonii graptolitowych. Konodonty z warstw z Wilczy wskazują na poziom *kockelianus* górnego eiflu, a przesłanki pośrednie – na występowanie również żywetu (Haydukiewicz, 1979). W niższej części łupków mikołajowskich stwierdzono obecność górnofrańskiego poziomu konodontowego dolny *gigas* oraz fameńskich poziomów środkowy *crepida* i *rhomboidea* (por. fig. 36). W części górnej wyróżniono środkowofameński poziom *marginifera* oraz nieokreślone poziomy młodsze (Haydukiewicz, 1979; tab. 16). W warstwach brzeźnickich stwierdzono górnofameński poziom *styriacus* oraz poziomy niższe (Haydukiewicz, 1979). Według Haydukiewicz (1998) najmłodsze osady należą do poziomów *postera*–wczesny *expansa*.

W węziej rozumianej serii zdanowskiej (Haydukiewicz, 1990) znaleziono konodonty wyższego eiflu–górnego dewonu (Haydukiewicz, 1974, 1979, 1980, 1981; Chorowska, Oberc, 1980), poziomy: *kockelianus,* dolny *gigas,* ?środkowy *crepida,* dolny *rhomboidea, marginifera* i *postera*. Górna część pragu, ems oraz większość żywetu ciągle pozostają bez dokumentacji konodontowej.

2.1.3. Rejon Barda Śląskiego

Haydukiewicz (1998) zbadała konodonty ze skał krzemionkowych z jednego z olistolitów we fliszu dolnokarbońskim formacji ze Srebrnej Góry (Wajsprych, 1986, 1995) w profilu Barda, reprezentujących przypuszczalnie warstwy brzeźnickie (Racki i in., 2022a). Występowanie środkowego–późnego poziomu *expansa* i nierozdzielonego *preasulcata* najwyższego famenu sugeruje

[4] Porębska (1982) kontynuowała wcześniejsze badania Jaegera (1959) oraz Tellera (1960, 1969). Teller (1969) postulował występowanie warstw przejściowych sylur/dewon w facji graptolitowej.



1 - *Monograptus transgrediens transgrediens* Perner
2 - *Monograptus praeaequabilis* Porębska
3 - *Monograptus transgrediens praecipuus* Pribyl
4 - *Monograptus uniformis* Pribyl
5 - *Monograptus aequabilis* (Pribyl)
6 - *Monograptus sudeticus* Porębska
7 - *Monograptus microdon* Reinh. Richter

FIG. 8. Sukcesja graptolitów i zapis geochemiczny na granicy sylur/dewon w czarnych laminowanych łupkach ilasto-krzemionkowych profilu Zdanowa (Porębska, Sawłowicz, 1997: fig. 4)

obecność pełnego profilu dewonu górnego oraz ciągłego przejścia do karbonu. Badania Rackiego i in. (2022a) udokumentowały występowanie w warstwach z Brzeźnicy konodontów środkowego famenu oraz nierozdzielonego przedziału środkowego famenu (poziom *gracilis*) do najniższego turneju (poziom *kockeli*). W jednym z profili stwierdzono obecność spor ?*Retispora lepidophyta* najwyższego famenu oraz występowanie czarnego łupku interpretowanego jako łupek z Hangenberg (fig. 5C). Datowania $^{206}Pb/^{238}U$ na cyrkonach wskazały wiek ok. 360,7–362,7 mln lat (najpóźniejszy famen; por. fig. 36).

2.2. BASEN BOŻKOWSKI

Basen bożkowski należy do jednostki metamorfiku kłodzkiego zbudowanej z kilku nasuniętych jednostek tektonostratygraficznych (Mazur, 2003; Mazur i in., 2006, 2010). Dewon występuje w jednostce Małego Bożkowa („formacji" z Bożkowa – Kryza i in., 1999), składającej się z monotonnej sukcesji mułowców przeobrażonych w fyllity serycytowe, przechodzącej ku górze w metazlepieńce, metapiaskowce i metamułowce o łącznej miąższości ≥600 m (fig. 9). Występują w nich soczewki wapieni krystalicznych, w których znaleziono bogatą faunę korali i stromatoporoidów, w tym tabulaty *Caliapora battersbyi* indeksowe dla żywetu (fig. 10; Hladil i in., 1999a). Charakterystyka morfologiczna korali, a także obecność niektórych form stromatopor i korali Rugosa sugeruje wiek wczesnożywecki. Datowanie korali z Małego Bożkowa (wcześniej zaliczanych do syluru – Gunia, Wojciechowska, 1971) przesądza kwestię braku niezgodności kaledońskiej w jednostce kłodzkiej (Hladil i in., 1999a).

2.3. REJON GŁUCHOŁAZÓW (GÓRY OPAWSKIE)

W planie regionalnym rejon należy do pasma Sudetów Wschodnich wchodzących w skład eksternidów morawsko-śląskich (fig. 4). Znajduje się w bezpośrednim pobliżu szwu morawsko-śląskiego oddzielającego eksternidy od internidów sudeckich. Osady dewońskie, objęte silną deformacją tektoniczną i metamorfizmem niskiego i średniego stopnia, tworzą niewielkie wychodnie w Górach Opawskich, w pobliżu granicy z Czechami. Główna część wychodni znajduje się po drugiej stronie granicy, gdzie też rozwijały się koncepcje tektoniczne i stratygraficzne dotyczące dewonu. Omawiane utwory są tam tradycyjnie wyróżniane jako grupa Vrbna (warstwy vrbneńskie – Sawicki, 1968), należące do masywu Jesioników i kopuły Desny (m.in. Mišař i in., 1963; Hladil, 1988; Janoušek i in., 2014). Według Żaby i in. (2005) w Górach Opawskich występuje seria (grupa) Vrbna, o całkowitej miąższości ok. 3 km, leżąca na krystalicznym podłożu brunowistulikum, a przykryta osadami karbońskimi. Seria składa się z kwarcytów, łupków kwarcytowych i łyszczykowych dewonu dolnego oraz z fyllitów, łupków grafitowych, wapieni krystalicznych i metabazytów dewonu środkowego.

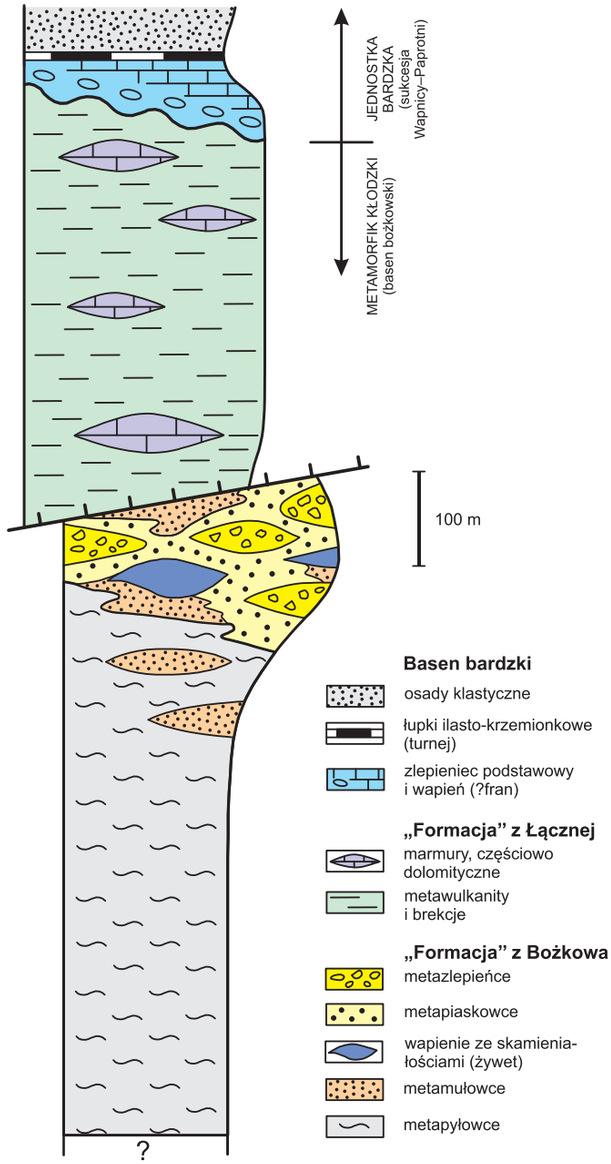


FIG. 9. Uproszczony profil litologiczny obrazujący „formację" z Bożkowa i nasunięte skały metamorfiku kłodzkiego oraz osady basenu bardzkiego (Kryza i in., 1999; częściowo wg Hladila i in., 1999a)

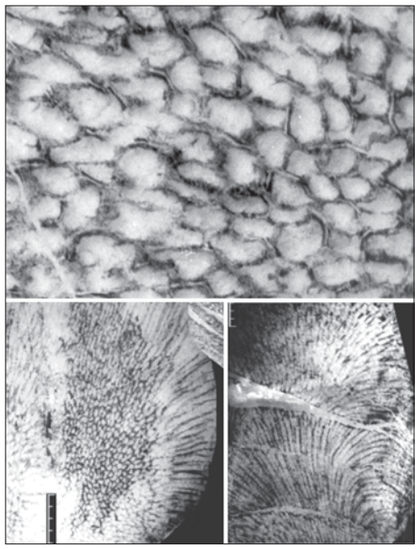


FIG. 10. Koral (Tabulata) *Caliapora battersbyi* (Milne-Edwards, Haime, 1851). Obrazy płytek cienkich w świetle przechodzącym; dolne zdjęcia przedstawiają ogólną strukturę korali (podziałka skali = 1 mm), zdjęcie górne – szczegóły koralitów (wysokość fotografii = 5 mm). Okazy z kamieniołomu w Bożkowie Małym zilustrowane w pracy Hladila i in. (1999a). Fotografie zreprodukowane dzięki uprzejmości Jindřicha Hladila

Geolodzy czescy na podstawie słabo zachowanych skamieniałości zaliczają fyllity i kwarcyty dolnej części grupy Vrbna (ok. 150 m) do ?lochkowu–pragu w facjach płytkomorskich, szelfowych (Hladil i in., 1999b). Wyżej leżące metasedymenty i wulkanity o miąższości przekraczającej 1 km są zaliczane do emsu–famenu. Osady klastyczne dewonu środkowego są obecnie reprezentowane przez fyllity, metakwarcyty i zieleńce. Podrzędnie występują węglany, a wśród nich mikryty ze skamieniałościami, spikulity, małe budowle organiczne, laminity glonowe i osady klastyczno-węglanowe z sieczką roślinną (Hladil, 1994). Do franu są zaliczane silnie przeobrażone węglany z malejącą ku górze domieszką wulkanoklastyczną.

2.4. BASEN KACZAWSKI

Osady basenu są zaliczane do jednostki metamorfiku kaczawskiego (fig. 4) złożonej z nasuniętych ku NW płaszczowin pryzmy akrecyjnej (Mazur i in., 2010). Skały ?kambryjsko-dolnokarbońskiego kompleksu kaczawskiego (Haydukiewicz, 1977, 1987) stanowią pozostałość basenów morskich zamkniętych podczas kolizji waryscyjskiej (Mazur i in., 2010). Litostratygrafia tych, ogólnie drobnoziarnistych utworów (fig. 11), jest trudna do ustalenia z powodu monotonnej pierwotnej litologii silnie zatartej przez tektonizację i metamorfizm w facji zieleńcowej (Urbanek, 1978; Baranowski i in., 1990). Sytuację dodatkowo komplikuje występowanie wczesnokarbońskich melanżów sedymentacyjnych z allochtonicznymi blokami skał różnego wieku (Haydukiewicz, 1987: str. 106–112).

Najniższa część dewonu, znana z zachodniej części basenu, jest reprezentowana przez łupki krzemionkowe i ilaste z graptolitami lochkowu (Jaeger, 1964). Chorowska i in. (1981), powołując się na Jaegera (1964), wymienia z rejonu Lubania „łupki ałunowe i krzemionkowe z graptolitami" należące głównie do wenloku, ludlowu i ogniwa odpowiadającego dolnodewońskim łupkom graptolitowym Turyngii.

Haydukiewicz (1977, 1987) podzielił kompleks kaczawski SE części obszaru na nieformalne zespoły litostratygraficzne w randze formacji. Powyżej zespołu łupków grafitowych i lidytów z graptolitami landoweru–ludlowu wyróżnił zawierający faunę dewońską (Urbanek, 1975a, 1978) zespół łupków ilastych i ilasto-krzemionkowych (ŁIIK) zalegających zgodnie na sylurze (Chorowska i in., 1981; Baranowski i in., 1990). Ich na ogół monotonne, ilasto-pylaste wykształcenie, połączone z obecnością powtórzeń tektonicznych, komplikuje próby odtworzenia pierwotnego następstwa warstw. W tej sytuacji, dalszy podział zespołu ŁIIK (tab. 1; Haydukiewicz, 1977) został dokonany za pomocą datowań konodontowych (Urbanek, 1978: str. 21).

Baranowski i in. (1990), przytaczając wyniki wcześniejszych prac Haydukiewicza i Urbanek, podsumowali nowe dane o młodszych osadach z jednostki Rzeszówka-Jakuszowej, dawniej zaliczanych do ordowiku górnego. Datowania konodontowe sugerują obecność niemal kompletnej sukcesji od emsu do famenu, o miąższości ok. 100 m, obejmującej jasno- i ciemnoszare, podrzędnie czarne metaczerty oraz łupki krzemionkowe i ilaste (Urbanek i in., 1975; Urbanek, 1975, 1978). Podobne skały górnodewońskie występują w zachodniej części Gór Kaczawskich koło Bolkowa i Lubania (Haydukiewicz, Urbanek, 1986).

Utwory ilasto-łupkowe zawierają liczne radiolarie i konodonty otwartego i (lub) głębokiego morza. Ich środowisko sedymentacji jest interpretowane jako pelagiczne – odległy od brzegu basen morski, przypuszczalnie oceaniczny. Melanże wczesnego karbonu z dewońskim materiałem allochtonicznym tworzyły się w rowie oceanicznym lub na jego skłonie (Baranowski i in., 1990).

Na północ od Lwówka Śląskiego Chorowska i Sawicki (1975) zaliczyli do dewonu wapienie z Rząsin o miąższości 25 m, w spągu bulaste i zawierające przewarstwienia metałupkowe, leżące na szarych fyllitach o miąższości 20–40 m, a także, hipotetycznie, niższą „pstrą serię" metałupków ilastych i piaszczystych. Do ?famenu zaliczono zmetamorfizowane wapienie z Ubocza tworzące soczewy o maksymalnej długości 300 m i grubości do kilkudziesięciu metrów w obrębie monotonnej serii ciemnoszarych i zielonkawych łupków z przeławiceniami metapiaskowców subarkozowych (Chorowska, 1982 [niepubl.] *fide* Baranowski i in., 1990).

Bio-chronostratygrafia opisywanych skał opiera się głównie na konodontach, z wyjątkiem części najniższej, w której występują graptolity (Jaeger, 1964). Wstępne datowania konodontowe jasnych łupków serycytowych i krzemionkowych jednostki Rzeszówka–Jakuszowej wskazywały na ?ems i eifel górny (Urbanek i in., 1975). Urbanek (1978) wyróżniła w dewonie dolnym emską faunę *Icriodus*

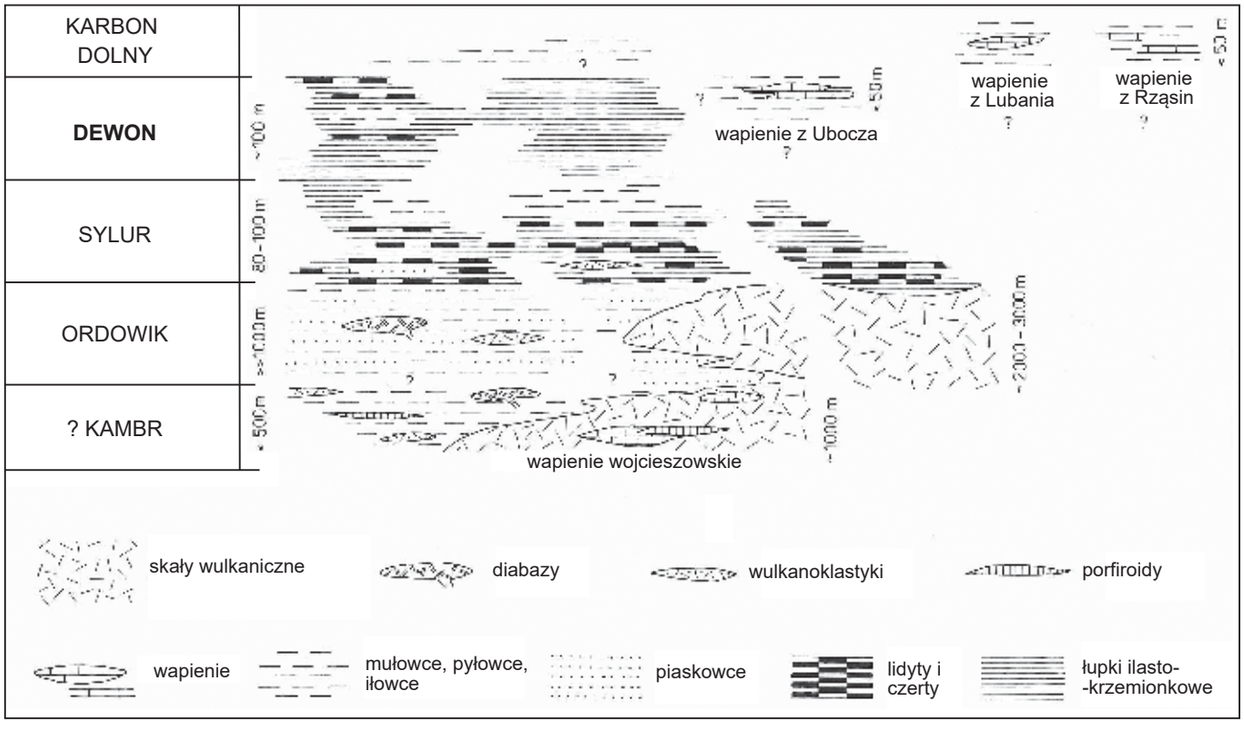


FIG. 11. Schemat stratygraficzny kompleksu kaczawskiego (wg Baranowskiego i in., 1990: fig. 3)

TAB. 1. Nieformalny podział zespołu łupków ilastych i ilasto-krzemionkowych dewonu SE części basenu kaczawskiego (na podstawie Haydukiewicza, 1977, 1987)

Wiek	Symbol (Haydukiewicz, 1977)	Nazwa (Haydukiewicz, 1987)
Ems	?D	zielonkawe łupki ilaste
Eifel	?D-1	wyraźnie warstwowane, jasnoszare (podrzędnie ciemnoszare i czarne) metaczerty z cienkimi przewarstwieniami pstrych krzemionkowych i ilastych łupków
?Żywet	D-2	ciemne, uławicone łupki serycytowo-kwarcowe i czarne łupki grafitowe ze strukturą „gruzłową"
?Żywet–?fran	D-2	ciemnoszare łupki ilaste z konkrecjami syderytowymi
Fran	?D-3	jasnoszare łupki krzemionkowe i ilaste z cienkimi przewarstwieniami szarych, podrzędnie czarnych, metaczertów
Famen	D-3	jasnoszare, rzadziej ciemnoszare, łupki ilaste i krzemionkowe; w najwyższej udokumentowanej partii famenu (poz. *expansa*) ciemnoszare i czarne cienkoławicowe metaczerty

bilatericrescens bilatericrescens–Spathognathodus steinhornensis steinhornensis–Polygnathus. W dewonie środkowym poziom *Polygnathus* [=*Tortodus*] *kockelianus* (górny eifel – por. fig. 33) został ustalony na podstawie obecności gatunku nominalnego i *Po. trigonicus*. Można domniemywać, że datowanie to dotyczy osadów zaliczanych do ?D-1 w podziale Haydukiewicza (1977; tab. 1). W obrębie dewonu górnego Urbanek (1978) zidentyfikowała poziomy franu: *triangularis* do górnego *gigas* i górny–najwyższy *gigas*, oraz famenu: górny *triangularis* do środkowego *crepida*, dolny *rhomboidea* do dolnego *marginifera*, dolny *marginifera* do środkowego *velifer*, górny *crepida* do górnego *velifer,* a ponadto, w najwyższym famenie przedział od górnego *styriacus* po dolny *costatus* (por. fig. 36).

Ponadto, wg Haydukiewicza (1987: str. 106–112), w melanżu z Różanej występują bloki skał krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych z konodontami późnego famenu–wczesnego turneju, skały krzemionkowe famenu (Urbanek, 1978) oraz łupki z *Polygnathus* (prag–wczesny wizen). Chorowska i Sawicki (1975) określili wiek wapieni z Rząsin na famen do turneju, natomiast w łupkach z graptolitami badanych w rejonie Lubania przez Jaegera (1964) znaleziono konodonty *Neoprioniodus* i *Plectospathodus* (wyższy ludlow dolny–dewon dolny) (Chorowska i in., 1981).

2.5. BASEN STRZELIŃSKI

Utwory dewońskie o podobnej pozycji w waryscyjskim planie regionalnym jak osady z rejonu Głuchołazów (podrozdz. 2.3), tworzą izolowane wychodnie głównie w rejonie masywu strzelińskiego (fig. 4). Są to silnie zdeformowane tektonicznie skały klastyczno-węglanowe, objęte metamorfizmem niskiego stopnia – kwarcyty, metazlepieńce, łupki kwarcowo-silimanitowo-biotytowe i wapienie krystaliczne (Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007). Określane są nieformalnie jako warstwy z Jegłowej, o miąższości szacowanej na ok. 600 m (fig. 12).

Przy braku danych biostratygraficznych, warstwy z Jegłowej są zaliczane do dewonu dolnego i środkowego, przez analogię do wcześniej opisanych utworów grupy Vrbna z basenu głuchołaskiego (Sawicki, 1968; Hladil i in., 1999b; Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007).

2.6. BASEN ŚWIEBODZICKI

Wypełnienie osadowe basenu, rozwinięte przypuszczalnie na krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego (fig. 4), było do niedawna zaliczane do dewonu górnego i karbonu dolnego (Porębski, 1981, 1990). Na podstawie badań makrofauny do dewonu górnego–?turneju miały należeć uznawane za najstarsze, klastyczne osady formacji z Pogorzały i Pełcznicy (Gunia, 1968, tamże historia wcześniejszych badań; Porębski, 1990). Zgodnie jednak z nowym modelem tektonostratygraficznym basenu obie te formacje reprezentują najmłodsze ogniwa osadowe (Wojewoda, 2016). Ponadto ostatnie wyniki badań palinostratygraficznych formacji z Pogorzały (Pluta, Górecka-Nowak, 2018) wskazują na wiek wczesnokarboński (późny wizen–serpuchow), potwierdzony ostatnio przez oznaczenia skamieniałości śladowych missisipu (Muszer, 2020). Makrofauna dewońska, opisywana we wcześniejszych pracach m.in. z klastów, jest uznawana za redeponowaną (Pluta, Górecka, 2018).

Halamski (2013) opisał atrypidy późnofrańskie z odsłonięć formacji z Pogorzały k. Mokrzeszowa (fig. 13). W innych odsłonięciach analogiczna fauna występowała w redeponowanych klastach, co może sugerować allochtoniczne pochodzenie także wapieni dewońskich z rejonu Mokrzeszowa, transportowanych np. przez spływy grawitacyjne (por. Pluta, Górecka, 2018). Podobną genezę mają zapewne inne wystąpienia skał wapiennych w basenie świebodzickim, w tym wapienie z klimeniami z formacji Pełcznicy, znane od czasów Güricha (1909). Procesy redepozycji świadczyłyby o istnieniu w rejonie basenu świebodzickiego płytkowodnych platform węglanowych franu i nieco głębszych osadów szelfu węglanowego famenu. Dewońskie facje węglanowe obrzeża basenu ulegały erozji wczesnokarbońskiej i mogą być obecnie odtworzone wyłącznie na podstawie materiału allochtonicznego. Taka interpretacja zgadza się z modelem sedymentologicznym zakładającym grawitacyjny transport osadów od aktywnych tektonicznie brzegów basenu za pośrednictwem kompleksu stożków – delty typu stokowego (Porębski, 1990).

2.7. BLOK PRZEDSUDECKI

Według Urbanek i in. (1995) na obszarze bloku przedsudeckiego nawiercono skały dewońskie, na ogół słabo zmetamorfizowane sukcesje ilasto-piaszczyste i ilasto-diabazowe z żyweckimi i frańskimi sporomorfami (Jerzmański, 1970). Nieznacznie zmetamorfizowane łupki ilasto-krzemionkowe z przewarstwieniami mułowców, węglanów i tufitów mają potwierdzony wiek frański i fameński (Chorowska, 1982).

Haydukiewicz i in. (1999) wzmiankowali silnie przeobrażone (CAI 5–6) frańskie konodonty w fyllitach z otworu Zbąszyń 6, opisanych jako zbrekcjowane i słabo zmetamorfizowane łupki ilasto-krzemionkowe. Stwierdzono dwa zespoły zaliczone do przedziałów wczesny *rhenana–linguiformis* i wczesny *hassi–linguiformis* środkowego–górnego franu.



FIG. 12. Odsłonięcie warstw z Jegłowej w tzw. skałce Goethego na południe od kamieniołomu w Jegłowej. Fotografia z 2022 r.



FIG. 13. Przypuszczalne bloki allochtoniczne wapieni górnodewońskich w obrębie klastyków formacji z Pogorzały w odsłonięciach Jeziorka Daisy k. Mokrzeszowa. Fotografia z 2022 r.

2
Orogen waryscyjski

2.8. MAGMATYZM

Magmatyzm dewoński Sudetów ma na ogół charakter synsedymentacyjny, podmorski. Według Oberca (1998) sedymentacji w zbiorniku bardzkim towarzyszyły słabo rozwinięte wulkanity, do środkowego dewonu zasadowe, później kwaśne. Na obecność tych ostatnich zwrócili uwagę Chorowska i in. (1987). Poziomy piroklastyczne z warstw z Brzeźnicy w rejonie Barda datowano metodą U-Pb na cyrkonach na górny famen (Racki i in., 2022a; patrz podrozdz. 2.1.3).

Zaliczane do ofiolitu śródsudeckiego gabra z Dzikowca (podrozdz. 2.1) są wieku późnosylurskiego-wczesnodewońskiego (Franke, Żelaźniewicz, 2000). Według Kryzy i Pina (2010) ofiolit śródsudecki obejmuje fragmenty skorupy oceanicznej Reiku, których pozycja strukturalna pokrywa się z głównymi waryscyjskimi szwami tektonicznymi, wyznaczając granice domen mozaiki tektonicznej w obrębie waryscyjskiej strefy akrecyjnej. Podane w tej pracy wyniki datowania SHRIMP cyrkonów ofiolitu Ślęży (ok. 400 mln lat; środkowy ems) są zgodne z poprzednimi oznaczeniami metodą U-Pb na cyrkonach. Z kolei Awdankiewicz i in. (2021) datowali gabro ze Ślęży na 404,8 ±0,3 do 402,6 ±0,2 mln lat metodą U-Pb na cyrkonach.

W serii Vrbna (por. podrozdz. 2.3) powszechnie występują skały amfibolowo-kwarcowe z granatami, będące najprawdopodobniej przeobrażonymi tufami. Natomiast występujące w zwietrzelinie amfibolity są przypuszczalnie fragmentami tektonicznie zdeformowanych silli lub dajek w obrębie łupków łyszczykowych (Żaba i in., 2005). W żywecie przeważał wulkanizm zasadowy, trachitowy związany z ryftowaniem kontynentalnym (Hladil, 1992; Hladil i in., 1999b). Fameńskie skały wulkaniczne są interpretowane jako asocjacja typu łuku magmowego i basenu załukowego (Janoušek i in., 2014).

3 Baseny przedpola orogenu

3.1. LITOSTRATYGRAFIA

Niżej przedstawiono jednostki litostratygraficzne wyróżniane w ramach poszczególnych basenów (fig. 2). Definicje podano w wersji aktualnej, uwzględniającej obecną koncepcję i współczesną terminologię opisową. W przypadku, gdy terminy formalne, takie jak formacja lub ogniwo, zostały przypisane jednostkom ustanowionym niezgodnie z polskimi zasadami stratygrafii (Alexandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006), pozostawiono określenie pierwotne w cudzysłowie (np. „formacja" z Człuchowa – Matyja, 1993).

3.1.1. Basen górnośląski

Spośród rejonów, dla których opracowano schematy litostratygraficzne (fig. 14), okolice Dębnika mają najbogatszą, sięgającą XIX w. historię badań (Römer, 1863; Zaręczny, 1888, 1889; Gürich, 1903; podsumowanie – Narkiewicz, Racki, 1984). Podłoże Karpat Zachodnich było badane głębokimi wierceniami od lat 50. XX w. w związku z rozpoznaniem południowej granicy Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) (Konior, Tokarski, 1959), a następnie w ramach poszukiwań naftowych. W rejonie Siewierza–Zawiercia węglany środkowodewońskie znano od dawna z odsłonięć koło Siewierza i Kluczy (Römer, 1866b; Gürich, 1896), a ich późniejsze badania odbywały się w ramach poszukiwań złóż Zn-Pb (Ekiert, 1971; Narkiewicz, 1978a).

Dewon basenu górnośląskiego leży niezgodnie na różnorodnych skałach ediakarskich i dolnopaleozoicznych, a w części podkarpackiej – na krystalicznym podłożu proterozoicznym. **Dewon dolny** tworzą klastyki zaliczane w podłożu Karpat do formacji żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa o miąższości 4–127 m (Narkiewicz, 2005), a w pozostałych rejonach – do warstw z Zabierzowa (do 135 m) (Roszek, Siedlecki, 1963; Łapot, 1982). Jednostkę tę Łapot (1982) podzielił na zespół zlepieńców (ok. 60 m) i zespół piaskowców pstrych (ok. 75 m).

W **dewonie środkowym** wyróżniono jednostki dolomitowe, głównie dolomikrytowe, margliste, o przeważnie niewielkiej frekwencji szczątków organicznych i miąższości 149–260 m (formacja lachowicka; Narkiewicz, 2005) oraz >260 m (dolomity ze Zbrzy; Zaręczny, 1888, 1889; Narkiewicz, Racki, 1984). Ich części dolne lub osady niżej leżące mogą zawierać, odpowiednio, zespoły morskich skamieniałości śladowych (ogniwo Uszwicy; Narkiewicz, 2005) i szkieletowych (kompleks węglanowo-terygeniczny; Łapot, 1982). Nietypowe wykształcenie ma ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa (7–40 m), tj. pakiet wapieni marglistych, dolosparytów biostromalnych oraz piaskowców i żwirowców (Narkiewicz, 2005). W okolicach Siewierza Römer (1866b) wyróżnił wapień z Dziewek – wapienie stromatoporoidowo-koralowe o miąższości >240 m z przewarstwieniami gruzłowymi (Racki i in., 1993). W rejonie Dębnika i Siewierza–Zawiercia **na pograniczu dewonu środkowego i górnego** występują opisane jeszcze przez Römera (1863) czarne wapienie dębnickie o miąższości osiągającej w różnych profilach 35 m do ponad 57 m (Narkiewicz, Racki, 1984). Z ich najniższej części znane są od czasów Zaręcznego (1888) ciemne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z Siedlca (Gürich, 1903; Narkiewicz, Racki, 1984).

Dolna, chociaż nie najniższa, część **dewonu górnego** podłoża Karpat Zachodnich jest zaliczana do formacji wapieni i dolomitów z Roztropic (Narkiewicz, 2005), o miąższości 285–380 m, złożonej z wapieni częściowo (dół) zdolomityzowanych, o często znacznym udziale szkieletów organicznych. W jej części górnej wydzielono ogniwo wapieni z Czechowic – pakiet jasnych madstonów i wakstonów przeławiconych zlepieńcami i brekcjami wapiennymi (o zmiennej miąższości – od 20 m do ponad 28 m) (Narkiewicz, 2005). W rejonie Dębnika i Siewierza–Zawiercia dolnej części formacji odpowiadają wapienie dębnickie i wapienie gruzłowe (do 51 m) (Narkiewicz, 1978a; Narkiewicz, Racki, 1984).

Wapienie ziarniste w rejonie Dębnika tworzy u dołu jednostka kalkarenitów (26 m), z przewarstwieniami gruzłowymi, a u góry jednostka kalcyrudytów (>8 m), z licznymi poziomami zlepieńców śródformacyjnych oraz redeponowanych szkieletów korali, stromatoporoidów, liliowców i ramienionogów (fig. 14; Narkiewicz, Racki, 1984). Odpowiednikiem tych jednostek w rejonie Siewierza–Zawiercia jest zespół wapieni i łupków styliolinowych (42–46 m) oraz wyżej leżące „ogniwo" kalcyrudytów (35–60 m) (Narkiewicz, 1978a). Wyżej w rejonie Dębnika występuje jednostka ciemnych, ubogich w faunę wapieni płytowych (>70 m) (Narkiewicz, Racki, 1984), a w rejonie Siewierza–Zawiercia – „ogniwo" wapieni laminowanowanych i kalcyrudytów (ok. 100 m) (Narkiewicz, 1978a).

W górnej części dewonu górnego podłoża Karpat wyróżniono czarne margle i wapienie margliste (15 m), jednostkę piaszczysto-węglanową złożoną z piaskowców, wapieni i dolosparytów (35 m), jasne dolosparyty i wapienie ziarniste (67 m) oraz laminowane wapienie ziarniste (58 m) (Narkiewicz, 2005). W rejonie Dębnika nad wapieniami płytowymi zdefiniowano jednostkę wapieni mikrytowych i ziarnistych z materiałem onkoidowym i organodetrytycznym (Narkiewicz, Racki, 1984). Do jednostki tej należą utwory „skałki stromatoporowej" opisywane od czasów Güricha (1904) i zaliczane początkowo do karbonu. W rejonie Siewierza–Zawiercia występują ciemne łupki ilaste o miąższości powyżej 12 m, zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (ok. 170 m) oraz zespół czarnych łupków i wapieni (drobnoziarnistych kalkarenitów) (>24,4 m) (Narkiewicz, 1978a).

3.1.2. Basen małopolski

Kluczowe znaczenie dla badań ma świętokrzyska część basenu (region kielecki), miejsce pierwszego ustalenia obecności dewonu na ziemach polskich przez Murchisona w 1843 r. (Narkiewicz i in., 2012). Poprzedziły je pionierskie badania Puscha (1833–1836), kontynuowane, w całym obszarze świętokrzyskim, przez kolejnych badaczy, m.in. Römera (1866a), Güricha (1896), Sobolewa (1909) i Czarnockiego (1950). Dzięki tym i kolejnym pracom schemat litostratygrafii jest już obecnie w znacznej mierze ustalony, a wiele jednostek ma charakter formalny. Dotyczy to zwłaszcza zachodniej części regionu kieleckiego wraz ze specyficzną strefą kostomłocką na NW, w mniejszym stopniu części wschodniej. Rejon pozaświętokrzyski basenu obejmuje podłoże Niecki Nidziańskiej wraz z obszarem przykarpackim, jednak dewon, stwierdzony w licznych profilach otworów wiertniczych, nie ma tam spójnego opracowania litostratygrafii.

Klastyki **dewonu dolnego** regionu kieleckiego były dawniej rozdzielane na „piaskowiec plakodermowy" i „piaskowiec spiriferowy" (Gürich, 1896; Sobolew, 1909; por. Kowalczewski, 1971; Szulczewski, 1995a). Aktualny schemat litostratygraficzny opiera się na badaniach Tarnowskiej (1976, 1981), przy czym podział na „formacje" (fig. 15) nie został opublikowany, zatem nie spełnia wymagań formalnych (Tarnowska, 1983).

W niniejszej pracy przyjęto późnosylurski wiek uznawanego dawniej za wczesnodewoński zlepieńca miedzianogórskiego

(Czarnocki, 1936; por. też Szulczewski *w:* Narkiewicz i in., 2006) i niezgodny charakter jego górnej granicy z wyżej leżącymi zlepieńcami z Gruchawki, zaliczanymi do pragu (Malec, 2001a). Tworzą one kilkucentymetrową warstwę drobnoziarnistego piaskowca z odciskami fragmentów ryb i z klastami piaskowców kwarcytowych (Malec, 1993b, 2001a). Wyżej leżące warstwy barczańskie znane są głównie z regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3). W regionie kieleckim występują w południowym skrzydle synkliny miedzianogórskiej, tworząc przeławicenia pyłowców pstrych i piaskowców drobnoziarnistych ze szczątkami psylofitów i ryb, o miąższości <31 m (Malec, 1993b).

W przeważającej części regionu niezgodnie na podłożu staropaleozoicznym leży seria klastyczna o zmiennej miąższości, lokalnie do ok. 300 m. W jej spągu wydzielono „formację" z Haliszki (<90 m) (Tarnowska, 1983), odpowiednik dolnego kompleksu pstrego mułowcowego z wulkanitami Tarnowskiej (1976), z detrytem roślinnym i rzadkimi małżami (Tarnowska, 1981). Kolejna „formacja" z Winnej (kilka do ok. 200 m) (Tarnowska, 1983) obejmuje klastyki ze szczątkami ryb, małży i roślin, a także piroklastyki oraz podrzędne dolomity z fauną morską w partiach stropowych. Dzieli się na kompleksy: dolny piaskowcowy (0–50 m), mułowcowy z wulkanitami (20–50 m) i górny piaskowcowy (5–15 m) z lokalnym poziomem kilkumetrowego zlepieńca bielińskiego w spągu (Kowalczewski, 1971; Tarnowska, 1976, 1981).

Na pograniczu dewonu dolnego i środkowego występują nad „formacją" z Winnej urozmaicone utwory zaliczane wcześniej do poziomu dąbrowskiego, a określane obecnie (Wójcik, 2015) jako formacja dolomitów i wapieni z Baraniej Góry o miąższości 7–130 m. Składa się ona głównie z bogatych w skamieniałości lub zbioturbowanych węglanów, podzielonych na 6 ogniw (fig. 16A).

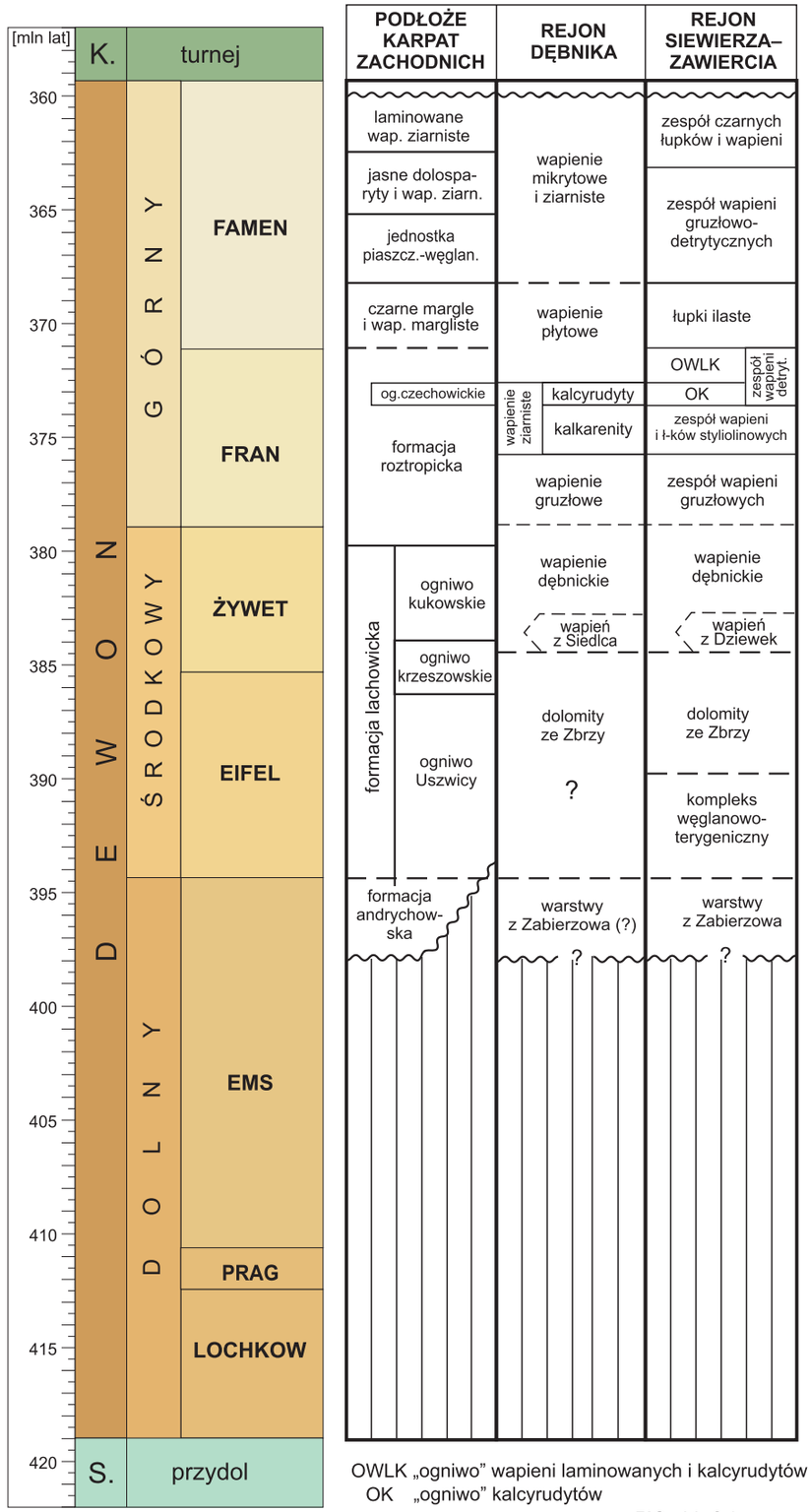
Ogniwo iłowców z Porzecza (5–30 m), dawna seria rudonośna rejonu Dąbrowy (Czarnocki, 1951) to pirytonośne iłowce i mułowce z konkrecjami syderytowymi i fauną m.in. liliowców, mszywiołów, ramienionogów i tentakulitów. Ogniwo dolomitów z Dębskiej Woli (16–28 m) składa się z dolomitów z licznymi lokalnie koralowcami. Ogniwo wapieni z Dąbrowy, znane również z regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3), zostało opisane przez Malca (2005) jako biomikryty ciemnoszare do czarnych (9–35 m), z fauną ramienionogów, natomiast przez Wójcika (2015) – jako wapienie mikrytowe oraz bogate w skamieniałości wapienie ziarniste i faliste, margle i łupki margliste z podrzędnymi dolomitami (13–>28 m). Ogniwo dolomitów z Brzezin (od 15 do ok. 50 m) wyróżnia się obecnością poziomów zbioturbowanych i cienkimi przeławiceniami ziarnistymi (Wójcik, 2015). Na wschodzie regionu kieleckiego (fig. 16B) wydzielono cyklicznie warstwowane ogniwo dolomitów z Janczyc (37 m), obejmujące dolomikryty ziarniste, bezstrukturalne, faliście laminowane i fenestralne oraz biolityty z *Thamnopora*. Ogniwo dolomitów z Jurkowic (28–90 m) wyróżnia się strukturą gruzłową, przewarstwieniami z obfitymi skamieniałościami i poziomami bioturbacji (Wójcik, 2015).

W dolnej części **dewonu środkowego** dominuje formacja dolomitów z Wojciechowic (40–80 m), przedłużająca się do regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3), gdzie osiąga 200–325 m miąższości (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Cechami diagnostycznymi są: przewaga dolomikrytów, znaczny udział domieszki ilastej, laminacja i niemal całkowity brak skamieniałości. W dolnej części Wójcik (2015) wyróżnił ogniwo dolomitów z Wszachowa (7–10 m), złożone z ciemnych dolomitów bez skamieniałości, a wyżej – ogniwo dolomitów z Nowego Stawu (70 m) – cyklicznie warstwowane dolomity oolitowo-intraklastowe i inne odmiany dolomitów.

Wyższa część **dewonu środkowego z przejściem do dewonu górnego** jest reprezentowana przez formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (330–800 m) (Narkiewicz i in., 1990). W części dolnej wyróżniono jednostkę I (75–90 m), cykliczne następstwo ciemnych dolosparytów z reliktami fauny, jasnych dolomikrytów laminowanych, brekcji śródformacyjnych i iłowców dolomitycznych z reliktami siarczanów (Narkiewicz, 1991). Wyżej leżące warstwy stringocefalowe (ok. 230 m) charakteryzują się występowaniem szarych kalcylutytów z rzadkimi poziomami stromatoporoidowymi i muszlowcowymi, a także biostrom stromatoporoidowo-koralowcowych (Kaźmierczak, 1971; Narkiewicz i in., 1990). W środkowej części formacji zdefiniowano ogniwo wapienia mikrytowego z Jaźwicy (0,3–13,1 m) – cienkoławicowe madstony-wakstony i grubiej uławicone kalkarenity z bogatą fauną m.in. ramienionogów, szkarłupni, mszywiołów i tentakulitów (Narkiewicz i in., 1990).

Na pograniczu dewonu środkowego i górnego w SW części regionu kieleckiego występują warstwy chęcińskie (ok. 80–100 m), z niewielkim udziałem korali i stromatoporoidów, przy dominacji szarych wapieni mikrytowych i drobnoziarnistych, nierzadko o pokroju gruzłowym ze szczątkami ramienionogów, ślimaków i liliowców (Gürich, 1896; Narkiewicz i in., 1990). Przechodzą one obocznie w dolne warstwy z Sitkówki (200–500 m) złożone ze dolomityzowanych w dolnych partiach grubych kompleksów amfiporowo-laminitowych oraz biostrom i biorudytów stromatoporowych (Kaźmierczak, 1971; Narkiewicz i in., 1990; Narkiewicz, 1991). Górne warstwy z Sitkówki wyróżniają się jaśniejszymi barwami, większym udziałem biorudytów z dużymi szkieletami masywnymi i obecnością struktur *Renalcis* (Narkiewicz i in., 1990).

Jedynie w strefie kostomłockiej występują warstwy z Laskowej Góry (0–>6,5 m), częściowo zdolomityzowane wapienie z biostromami/biohermami koralowymi i z licznymi przeławiceniami marglistymi (fig. 17; Racki i in., 1985). Warstwy szydłóweckie (Stinkkalke von Szydłówek Güricha, 1896; wapień szydłówecki Sobolewa, 1909) tworzą kompleks bitumicznych osadów wapienno-marglistych o miąższości >30 m, ze styliolinami, ramienionogami, głowonogami i gałązkowymi stromatoporoidami (Szulczewski, 1981c; Racki i in., 1985).



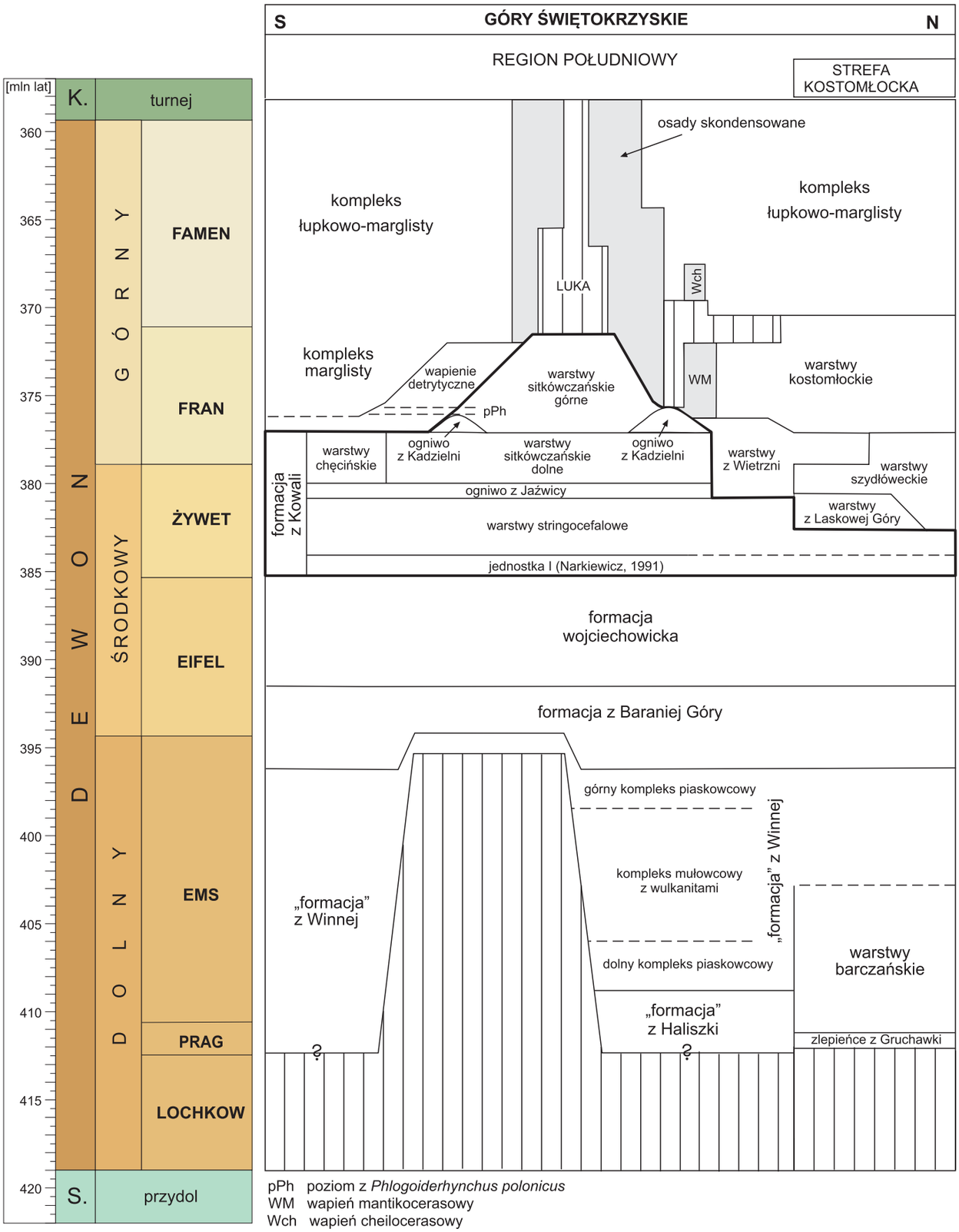
OWLK „ogniwo" wapieni laminowanych i kalcyrudytów
OK „ogniwo" kalcyrudytów

FIG. 14. Schemat litostratygraficzny dla dewonu basenu górnośląskiego. Podział dla rejonu podkarpackiego wg Narkiewicza (2005), dla rejonu Dębnika wg Narkiewicza, Rackiego (1984), dla rejonu Siewierza–Zawiercia wg Narkiewicza (1978); Rackiego, Turnau (2000); Narkiewicza (2005). Skala chronostratygraficzna (tu i na pozostałych figurach) wg Beckera i in. (2020)

Również z NW części regionu kieleckiego opisano słabo rozpoznane warstwy z Wietrzni (Übergangsschichten von Wietrznia Güricha, 1896; Racki, Bultynck, 1993), gruboławicowe wapienie organodetrytyczne częściowo zazębiające się z warstwami sitkówczańskimi. Ich odpowiednikiem litofacjalnym są wapienie detrytyczne w południowej części regionu (fig. 15).

Formacja z Kowali oraz warstwy z Laskowej Góry i z Wietrzni, pierwotnie wykształcone głównie jako różne odmiany wapieni, częściowo uległy zastąpieniu, zwłaszcza w partiach dolnych, przez dolomity krystaliczne. Proces ascenzyjnej dolomityzacji, zachodzący w warunkach pogrzebania w karbonie, najsilniej rozwinął się wzdłuż północnej strefy regionu kieleckiego i sięgnął do utworów frańskich (fig. 18). W pasie południowym zdolomityzowane są jedynie najniższe partie formacji z Kowali, głównie jednostka I (Narkiewicz, 1991, 2009).

Do **dewonu górnego** należą górne warstwy sitkówczańskie (por. wyżej) oraz ogniwo wapienia masywnego z Kadzielni (Narkiewicz i in., 1990; Korallenkalk des Kanzelberges – Römer, 1866a). Biohermy kadzielniańskie (od 4 do ok. 50 m) zbudowane są głównie z licznych stromatopor blaszkowych i tabulatów w mikrytowym tle skalnym (fig. 18; Narkiewicz i in., 1990). W zachodniej części regionu



pPh poziom z *Phlogoiderhynchus polonicus*
WM wapień mantikocerasowy
Wch wapień cheilocerasowy

FIG. 15. Schemat litostratygrafii dewonu w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich (głównie część zachodnia)

w dolnym franie występuje poziom marglisty z indeksowymi rynchonellidami *Phlogoiderhynchus* (Biernat, Szulczewski, 1975; Racki, 1993). W strefie kostomłockiej i basenie łysogórskim (podrozdz. 3.1.3) występują warstwy kostomłockie (>30 m), różnorodne wapienie z rogowcami, koralami i ramienionogami (Czarnocki, 1950; Szulczewski, 1981c; Racki i in., 1985). Dla najwyższej części profilu dewonu stosowany jest ogólny termin „kompleks łupkowo-marglisty" (Szulczewski, 1981a) lub podobne określenia.

Dewon środkowy i górny wschodniej części regionu kieleckiego ma częściowo odmienny schemat litostratygrafii (fig. 19). Wyjściowy podział na jednostki 1–8 na podstawie otworu Janczyce I (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983) uzupełniono w dolomitowej części jednostki 3 (Narkiewicz, 1991), a także uwzględniono podział formacji z Kowali (Narkiewicz i in., 1990) oraz korekty nazewnictwa i chronostratygrafii jednostek 4–8 (Matyja, Narkiewicz, 1995) i formalizację jednostek 1–2 (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Wójcik, 2015). Jednostkę wapieni detrytycznych (35,6 m) tworzą jasne kalkarenity i kalcyrudyty z detrytusem korali i stromatoporoidów, natomiast w jednostce wapieni gruzłowych (44,9 m) elementy szkieletowe występują podrzędnie (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983).

W górnej części profilu dominuje jednostka marglistych wapieni laminowanych (ok. 200 m), z masowo występującymi w dolnej części styliolinami, nielicznymi ramienionogami i trochitami (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983). Zespół kilku wkładek z głowonogami wyróżniono jako wapienie głowonogowe z Janczyc (Matyja, Narkiewicz, 1995). Wapienie faliste (17,6 m) z trochitami, głowonogami i ramienionogami zwieńczone są powierzchnią nieciągłości i luką stratygraficzną. Opisane wydzielenia odpowiadają koncepcji warstw łagowskich, natomiast jednostka czarnych łupków i wapieni (>33,4 m) z lokalnymi nagromadzeniami małży i ramienionogów może odpowiadać łupkowi klimeniowemu (Sobolew, 1912).

W regionie kieleckim powszechnie występują górnodewońskie, na ogół skondensowane stratygraficznie wapienie liliowcowe i głowonogowe (Szulczewski, 1989, 1995a). Te ostatnie (Cephalopodenschichten Güricha, 1896) są jednorodne, lokalnie faliste z przejściem do gruzłowych lub zlepieńców śródformacyjnych. Część występuje w postaci kilkudziesięciocentymetrowych–kilkumetrowych nieciągłych ławic lub soczewek powyżej formacji z Kowali. Należą tu wapienie mantikocerasowe i cheilocerasowe opisane z kamieniołomu Kadzielnia (patrz fig. 39) i okolicznych wzgórz w Kielcach (Szulczewski, 1971), a także warstwy skondensowane famenu w części SW regionu (Szulczewski, 1978; Żakowa i in., 1983; Szulczewski i in. 1996) oraz na Wietrzni (Szulczewski, 1989). Wapienie głowonogowe stwierdzono w obrębie górnodewońskich utworów marglistych w rejonie Łagowa (Sobolew, 1912; Wolska, 1967; Makowski, 1971; Matyja, Narkiewicz, 1995).

Utwory dewońskie są częścią dewońsko-karbońskiego kompleksu skał węglanowych rozpoznanego w przeszło 200 wierceniach na południe od regionu kieleckiego (Buła i in., 2008; Buła, Habryn, 2010), w szczególności w podłożu basenu przedkarpackiego (Jawor, 1970; Zając, 1981, 1984; Moryc, 1996) oraz niecki Nidy (Jaworowski i in., 1967; Kicuła, Żakowa, 1972; Jurkiewicz, 1975). W dotychczasowych opracowaniach dane litologiczne są rozproszone w opisach profili wiertniczych i nie zostały ujęte w ogólniejsze schematy litostratygraficzne. Podział przedstawiony w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008) dla „niecki Nidy i masywu małopolskiego" jest nieudokumentowany i o problematycznej użyteczności dla dalszych badań. Ogólnie sukcesja litofacjalna wydaje się podobna jak w regionach przyległych. Nad zaliczanym do dewonu dolnego kompleksem klastyków występują różnorodne skały węglanowe, z przewagą przypisywanych do eiflu dolomitów w części spągowej. Wyżej leżą zaliczane do żywetu wapienie, nierzadko organogeniczne i częściowo zdolomityzowane, a do dewonu górnego włączane są różnorodne wapienie i wapienie dolomityczne, po części margliste, uznawane – zwłaszcza w części stropowej – za fameńskie (Buła i in., 2008).

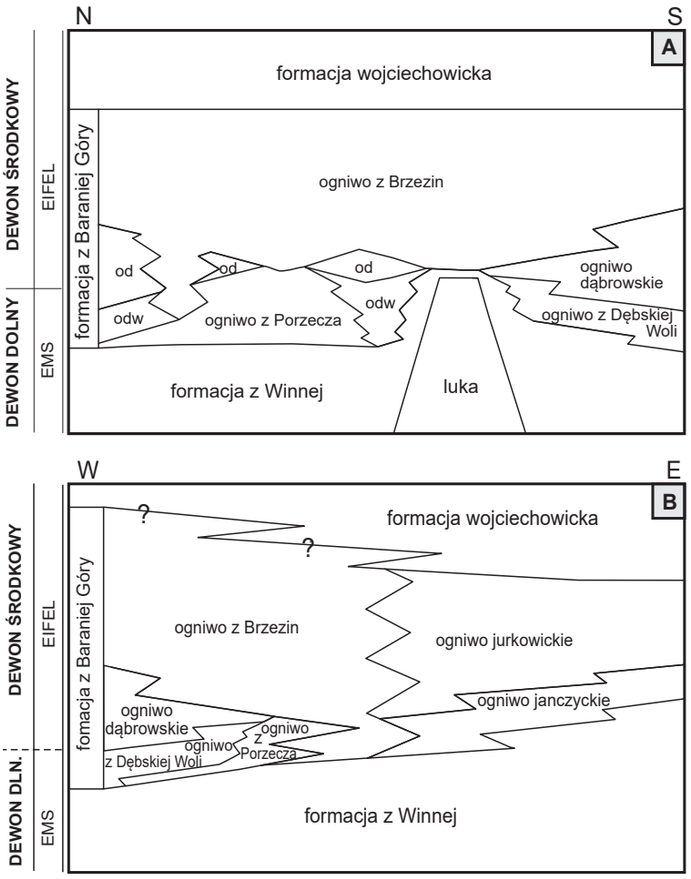


FIG. 16. Schemat litostratygrafii pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich w przekroju poprzecznym do regionalnej rozciągłości warstw przez część zachodnią (**A**) i podłużnym (**B**), wg Wójcika (2015): od – ogniwo dąbrowskie, odw – ogniwo z Dębskiej Woli



FIG. 17. Warstwy z Laskowej Góry w kamieniołomie Laskowa Góra (fotografia dzięki uprzejmości G. Rackiego)



FIG. 18. Wapień kadzielniański w kamieniołomie w Karwowie k. Opatowa: ciemniejsze soczewki i laminy – strefy zdolomityzowane (por. Narkiewicz, 1991)

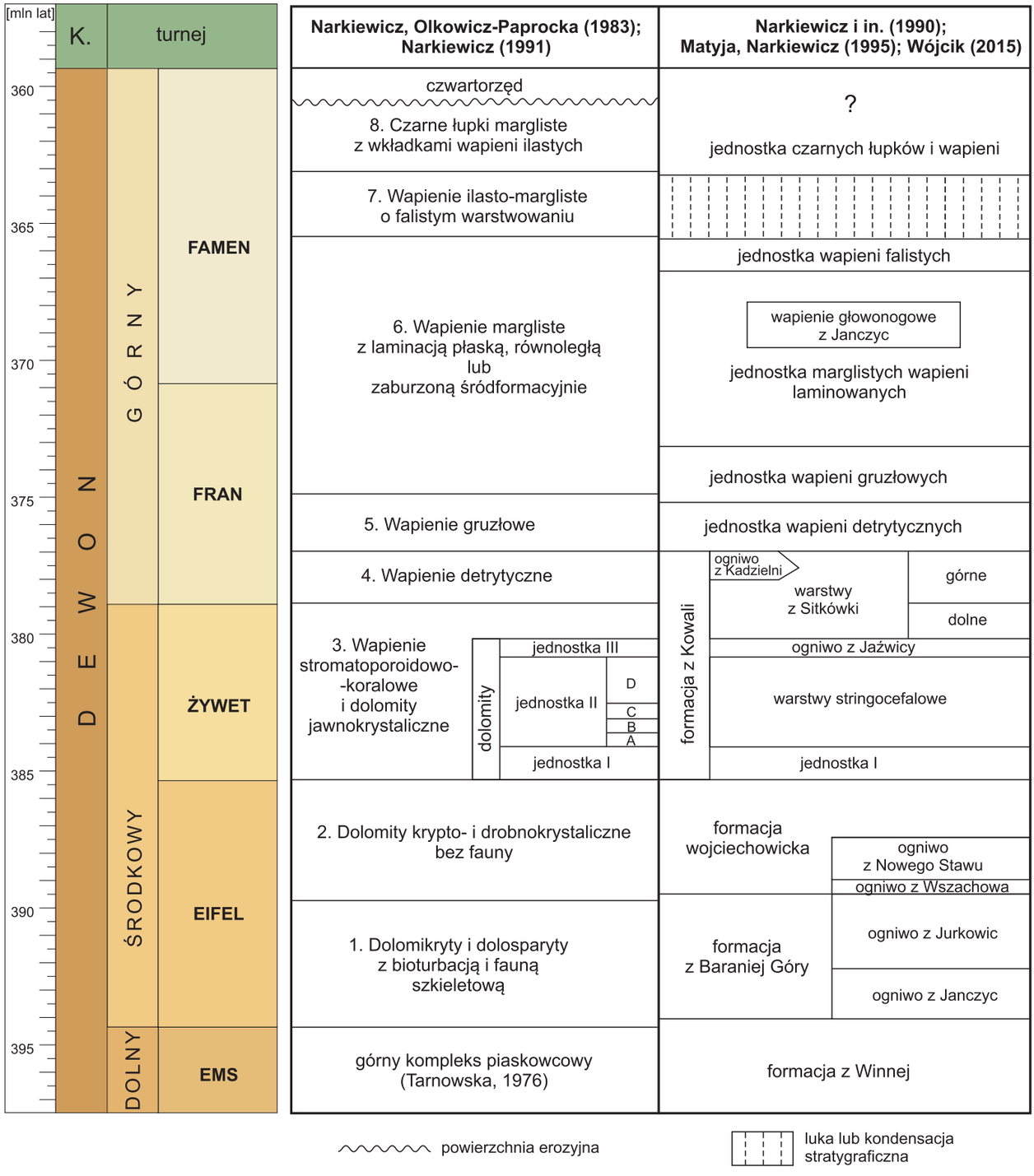


FIG. 19. Litostratygrafia dewonu środkowego i górnego we wschodniej części regionu kieleckiego

3.1.3. Basen łysogórski

Odsłonięcia dewońskie w badanej od XIX w. części świętokrzyskiej są udokumentowane bardziej szczegółowo niż w rozpoznanym pojedynczymi wierceniami regionie radomskim (Narkiewicz, 2011a), a podziały litostratygraficzne obu regionów są odmienne i trudne do korelacji (fig. 20). O ile dokładnie zbadano rozwinięty w ciągłości z sylurem dewon dolny oraz środkowy, o tyle dewon górny, zwłaszcza famen, rozpoznano niedostatecznie.

W niższym **dewonie dolnym** regionu łysogórskiego wydzielono morskie osady grupy z Nowej Słupi (Kozłowski, 2008), w dolnej części górnosylurskie, natomiast w górnej – lochkowskie. Wyróżniana tu formacja łupków ilastych z Rudek (ok. 350 m), składa się z łupków ilastych z przewarstwieniami wapieni i drobnoziarnistych piaskowców, z małżami, łodzikami, liliowcami, rzadkimi ramienionogami i graptolitami. Formacja mułowców z Bostowa (ok. 250 m) to głównie mułowce i drobnoziarniste piaskowce z fauną ramienionogów, trylobitów, małży i tentakuloidów (Kozłowski, 2008).

Łobanowski (1981) wyróżnił w rejonie Pasma Klonowskiego „grupę" goździańską (ok. 600 m) obejmującą „formacje": klonowską, barczańską, zagórzańską, z Bukowej Góry i kapkazką. Utwory przypisywane do problematycznej „formacji" klonowskiej należą do górnego syluru (Kozłowski, 2008), a status pozostałych jednostek, z wyjątkiem „formacji" zagórzańskiej, uległ rewizji. Warstwy z Barczy (150–160 m), dawniej określane jako seria plakodermowa (Czarnocki, 1936; por. Kowalczewski, 1971), to jasne, miejscami pstre piaskowce z plakodermami i małżami, łupki z odciskami flory i tufity (Czarnocki, 1950; patrz fig. 47). U podstawy jednostki lokalnie występują odpowiedniki zlepieńców z Gruchawki (podrozdz. 3.1.2; Malec, 2001a). „Formacja" zagórzańska (ok. 200–300 m; Łobanowski, 1981) odpowiadająca serii spiriferowej i piaskowcowi skolitusowemu Czarnockiego (1936, 1950) jest cykliczną sukcesją laminowanych piaskowców, lokalnie zlepieńcowych, i rytmicznie warstwowanych heterolitów piaszczysto-mułowcowych, z muszlowcami i poziomami ichnofauny (Szulczewski, Porębski, 2008).

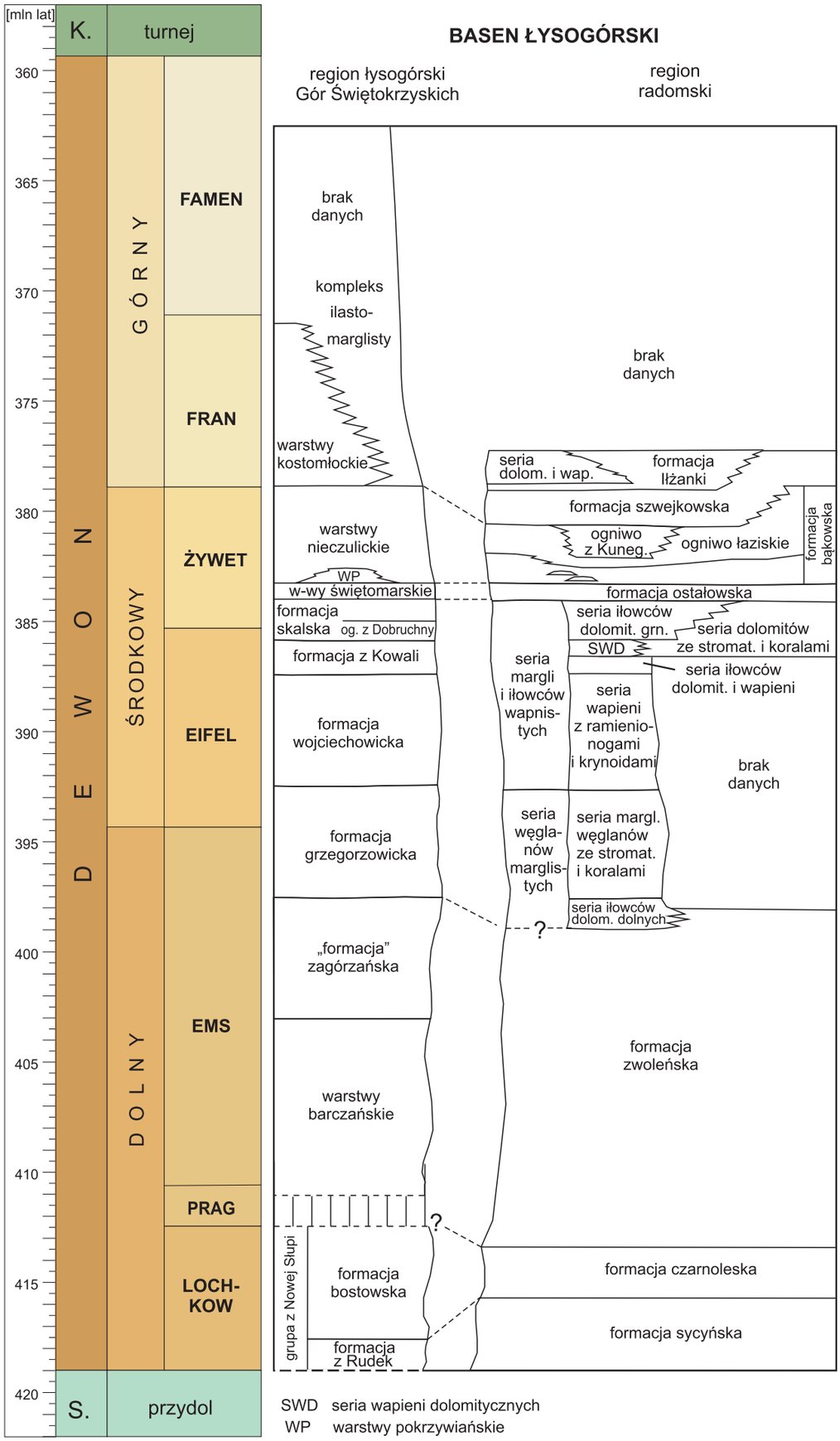


FIG. 20. Schemat litostratygrafii dewonu w basenie łysogórskim (wg Narkiewicza i in., 2011, zmieniono)

W regionie radomskim w dewonie dolnym wyróżniono formacje: sycyńską, czarnoleską i zwoleńską, znane z basenu lubelskiego (Miłaczewski, 1981; por. podrozdz. 3.1.4).

W regionie łysogórskim na **pograniczu dewonu dolnego i środkowego** Malec (2005) zdefiniował formację grzegorzowicką (od 95 do ok. 150–160 m), przybliżony odpowiednik warstw grzegorzowickich Sobolewa (1909), podzieloną na osiem ogniw (fig. 21; Malec, 2005). Ogniwo iłowców z Bukowej Góry (od 13 do ok. 40 m) obejmuje ciemne iłowce i cienkie warstwy wapieni, z liczną fauną, w tym koralowców i stromatopor. Jednostka obocznie przechodzi w ogniwo dolomitów z Warszówka (13 m), złożone z dolomitów piaszczystych i marglistych z licznymi skamieniałościami, oraz ogniwo margli z Godowa (19 m) – osady wapienno-margliste z liczną makrofauną, m.in. koralowców i stromatoporoidów.

Ogniwo wapieni z Wydryszowa (35–40 m) tworzą bogate w skamieniałości czarne biomikryty i margle. Ogniwo piaskowców z Kapkazów (20–34 m) obejmuje jasne piaskowce z cienkimi przeławiceniami mułowcowymi, przechodzące obocznie w ogniwo dolomitów z Rzepina (20–26 m), reprezentowane przez dolomity piaszczyste lub margliste z liliowcami, ramienionogami i koralami. Ogniwo mułowców i piaskowców z Zachełmia (ok. 50–70 m) tworzą ciemne mułowce i iłowce lokalnie przechodzące ku górze w pstre mułowce i piaskowce z ramienionogami bezzawiasowymi i małżoraczkami. Ogniwo wapieni z Dąbrowy, o ograniczonym zasięgu w stropie formacji, opisano wyżej (podrozdz. 3.1.2).

Przybliżone odpowiedniki formacji grzegorzowickiej w regionie radomskim należą do serii węglanów marglistych o miąższości niespełna 200 m (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011a), składającej się z ciemnych osadów z bioturbacją i szczątkami głównie ramienionogów i liliowców, a także roślin. Odpowiednikiem jej dolnej części jest seria iłowców dolomitycznych dolnych (ok. 90 m) (Żakowa i in., 1986; Narkiewicz, 2011a), ciemna, z ubogą makrofauną głównie korali, liliowców i ramienionogów. Kolejna seria marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami (109,5 m) (Narkiewicz, 2011a) to głównie dolomity o większej frekwencji stromatopor, korali, Chaetetida, mszywiołów, liliowców i ramienionogów (Żakowa i in., 1986).

Dwie najniższe, należące całkowicie do **dewonu środkowego** jednostki regionu łysogórskiego, formacje wojciechowicka (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010) oraz z Kowali (Narkiewicz i in., 1990), mają swoje odpowiedniki w regionie kieleckim (podrozdz. 3.1.2). Wyżej występuje formacja łupkowo-wapienna ze Skał (250–280 m; fig. 22) charakteryzująca się przewagą osadów marglisto-ilastych przeławiconych wapieniami, m.in. liliowcowymi i biohermalnymi (Racki i in., 2022b). Ogniwo łupku ramienionogowego z Dobruchny (8–20 m) tworzą łupki margliste z licznymi, unikalnie zachowanymi ramienionogami, przeławicone szarymi marglami z przewarstwieniami tufitów (Racki i in., 2022b).

Warstwy świętomarskie (łupek świętomarski Sobolewa, 1909; seria świętomarzska Czarnockiego, 1950; fig. 23), o zmiennej miąższości (do 100 m), składają się głównie z oliwkowo-czerwonawych łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców szarogłazowych i z jasnymi piaskowcami w stropie (Czarnocki, 1950; Malec, 2012). Leżące lokalnie nad nimi wapienie warstw pokrzywiańskich tworzą soczewki o grubości do kilkunastu metrów z fauną brachiopodowo-koralową (Czarnocki, 1950). Marglisto-wapienne warstwy nieczulickie zawierają faunę ramienionogów, liliowców, głowonogów i styliolin (Czarnocki, 1950; Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999).

W regionie radomskim przybliżonym odpowiednikiem formacji: wojciechowickiej, z Kowali i skalskiej jest seria margli i iłowców wapnistych (254 m) (Narkiewicz, 2011a; fig. 20) z podrzędnym udziałem wapieni i dolomitów marglistych oraz makrofauną rzadszą i słabiej zróżnicowaną niż w serii niższej. Odpowiednik dolnej części jednostki stanowi seria wapieni z ramienionogami i krynoidami (134,4 m). Kolejna seria iłowców dolomitycznych i wapieni (15,3 m) (Narkiewicz, 2011a) odznacza się wyjątkowo wysokimi wartościami promieniowania naturalnego oraz przypuszczalnym brakiem makrofauny (Żakowa i in., 1986). Wyżej występująca seria wapieni dolomitycznych (Narkiewicz, 2011a) to kompleks szarych węglanów o miąższości 16,9 m (Żakowa i in., 1986). Wyżej wyróżniono serię iłowców dolomitycznych górnych (72 m) z poziomami bentonitowymi w partiach stropowych oraz szczątkami małżoraczków, glonów, małży i liliowców w części spągowej. Częściowym odpowiednikiem tej jednostki jest seria dolomitów ze stromatoporami i koralami – dolosparyty z licznymi reliktami gałązkowych stromatopor, a także ramienionogów, liliowców, korali i ślimaków (Narkiewicz, 2011a).

Odpowiednikiem warstw świętomarskich jest formacja piaskowców i mułowców z Ostałowa (>26,5 m) złożona z piaskowców i mułowców z domieszką materiału węglanowego i podrzędnymi przewarstwieniami węglanowymi w części górnej (Narkiewicz, 2011a). Kolejna formacja skał ilasto-węglanowych i mułowców z Bąkowej (208–610 m) charakteryzuje się współwystępowaniem skał ilasto-mułowcowych i marglistych z nielicznymi ramienionogami i liliowcami, z węglanami zawierającymi liczne szkielety korali i stromatopor. W górnej części formacji wyróżniono ogniwo iłowców i mułowców z Łazisk (120–270 m) z podrzędnym udziałem margli wapnistych. W lokalnie występującym ogniwie wapieni, margli i iłowców z Kunegundowa (240 m) z marglistymi wakstonami i rudstonami szkieletowymi przeławicają się ciemne iłowce i margle wapniste z rzadkimi bioklastami (Narkiewicz, 2011).

Częściowo do **dewonu górnego** należy formacja wapieni i dolomitów ze Szwejków (od 157 do ok. 220 m) wyróżniająca się podrzędnym udziałem przewarstwień ilasto-marglistych, natomiast znacznym – stromatopor i korali, tworzących nierzadko biolityty (Narkiewicz, 2011a). Najwyższą rozpoznaną jednostką jest formacja iłowców i margli Iłżanki (51,6–>152 m) z podrzędnymi biorudytami i biolitytami. Osady te obocznie przechodzą w węglany serii dolomitów i wapieni (>74,4 m), której częściowo zdolomityzowane, jasne wapienie składają się z licznych szkieletów stromatopor, tabulatów gałązkowych i blaszkowych, ramienionogów, liliowców i ślimaków (Narkiewicz, 2011a).

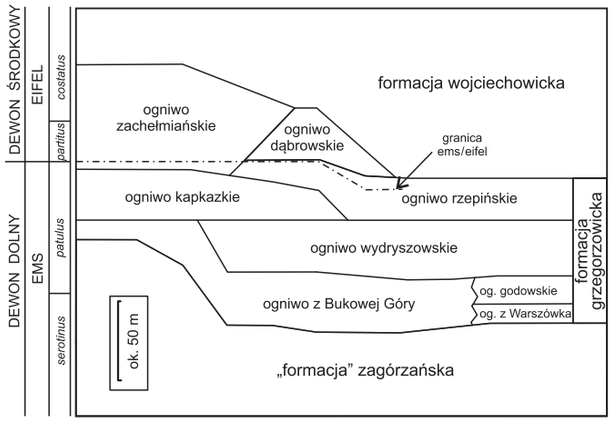


FIG. 21. Schemat litostratygrafii pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim wraz z chronostratygrafią na podstawie konodontów (wg Malca, 2005: fig. 9)



FIG. 22. Panorama kamieniołomu Skała (stan z 2021 r.). Na prawo: starsza, południowa część wyrobiska z niższymi partiami formacji z Kowali (por. Skompski, Szulczewski, 1994). Na lewo: ściana północna z przejściem od formacji z Kowali do formacji skalskiej z charakterystycznymi czarnymi łupkami ogniwa z Dobruchny w spągu (Racki i in., 2022b)



FIG. 23. Odsłonięcie warstw świętomarskich w profilu Świętomarz–Śniadka (wschodnia skarpa doliny Psarki; stan z 2012 r.)

W regionie łysogórskim dolną część dewonu górnego stanowią warstwy kostomłockie (podrozdz. 3.1.2), natomiast wyżej występujący kompleks ilasto-marglisty tworzą słabo odsłonięte wapienie gruzłowe, łupki i wapienie margliste (Czarnocki, 1950).

3.1.4. Basen lubelski

Dewon basenu lubelskiego charakteryzuje się ciągłym przejściem od syluru oraz erozyjnym stropem, na którym niezgodnie leżą utwory missisipu z luką obejmującą różny zakres dewonu górnego (Narkiewicz, 2020). Zbadana w licznych wierceniach sukcesja dewońska została niemal całkowicie podzielona na jednostki formalne (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Lokalne zróżnicowanie podziału odzwierciedla zmienność litofacji w różnych segmentach basenu (fig. 24).

Dewon dolny ma schemat litostratygraficzny wspólny z regionem radomskim basenu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3). Na sylurze leży formacja sycyńska o miąższości od 170 m (NE) do 700 m (SW), złożona z osadów ilasto-mułowcowych z podrzędnymi warstwami i soczewkami wapiennymi oraz fauną morską (Miłaczewski, 1981). Formacja czarnoleska (30–180 m) składa się z przewarstwień mułowców, iłowców i piaskowców z wtrąceniami węglanów, z powierzchniami erozji śródformacyjnej, bioturbacją i rzadką fauną (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Formacja zwoleńska (od 200 do ok. 1300 m) charakteryzuje się pozbawionymi morskich skamieniałości przewarstwieniami pstrych mułowców i iłowców pylastych z poziomami caliche oraz jasnoszarych piaskowców (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b).

Dewon środkowy (częściowo również najwyższy dolny – fig. 24) jest reprezentowany przez formację telatyńską (30–250 m), w dolnej części złożoną z szarych silikoklastyków, a w górnej – ze znacznym udziałem węglanów, a w segmencie komarowskim – także anhydrytów i klastyków (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). W strefach brzeżnych, ku NE, miąższość formacji maleje, natomiast rośnie udział silikoklastyków. W niemal całym basenie występują klastyki podstawowe ogniwa przewodowskiego (15–40 m) złożone ze żwirowców, piaskowców, mułowców i iłowców, o barwach na ogół jasnoszarych (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b).

W segmencie komarowskim powyżej klastyków zdefiniowano ogniwo machnowskie (19,0–94,5 m) ze znacznym udziałem anhydrytów obok dolomikrytów oraz, podrzędnie, wapieni i dolosparytów (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Ogniwo żniatyńskie (20–25 m) składa się z piaskowców, mułowców i iłowców, a także osadów marglisto-dolomitycznych. Ogniwo pełczańskie (15–25 m) wyróżnia obecność wapieni, miejscami dolomitów i margli z fauną morską i bioturbacją oraz z dominującymi lokalnie szarymi iłowcami z ubogą fauną (Narkiewicz, 2011b). W ogniwie rachańskim (24,0–52,5 m) występują

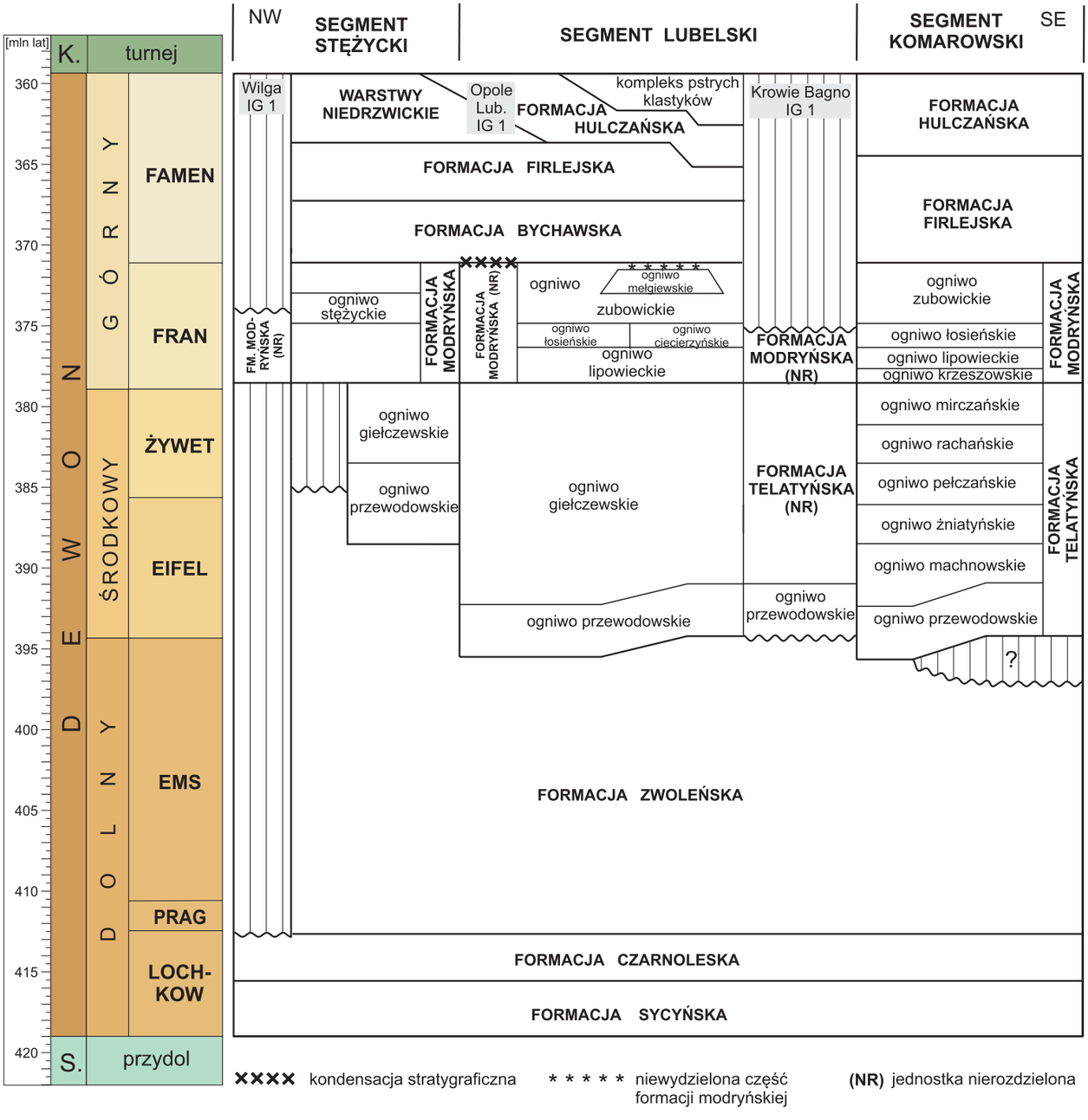


FIG. 24. Schemat litostratygrafii dewonu basenu lubelskiego (wg Narkiewicza, 2011b)

mułowce-iłowce z podrzędnym udziałem węglanów i anhydrytów (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Dla ogniwa mirczańskiego (9,5–49,5 m) typowe są iłowce i dolomity z przewarstwieniami anhydrytów (Miłaczewski, 1981). W pozostałej części basenu w formacji dominuje ogniwo dolomitów i wapieni z Giełczwi (90–150 m segment lubelski; <4 m segment stężycki), złożone głównie z marglistych dolomitów z przewarstwieniami klastycznymi i anhydrytowymi oraz w górnej części z wapieni i dolosparytów z reliktami szkieletowymi (Narkiewicz, 2011b).

Do dolnej części **dewonu górnego** należy formacja modryńska (fig. 24; Miłaczewski, 1981, rewizja: Narkiewicz, 2011b) – kompleks skał węglanowych, podrzędnie ilastych i anhydrytów, o miąższości od 480 m w segmencie komarowskim do ok. 50 m w segmencie stężyckim.

W segmencie komarowskim w dolnej części występuje ogniwo wapieni, dolomitów i anhydrytów z Krzewicy (20–30 m), w partiach spągowych zwykle dolosparytowe z reliktami szkieletów organicznych, natomiast ku górze z domieszką ilastą, obecnością dolomikrytów i anhydrytów (Narkiewicz, 2011b). Ogniwo wapieni i dolomitów z Lipowca (66–133 m) tworzą węglany z liczną fauną otwartomorską, często wykazujące struktury falisto-gruzłowe i bioturbacyjne (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Ogniwo dolomitów i wapieni z Łosienia (35–85 m) odznacza się występowaniem marglistych laminowanych dolomikrytów przeławiconych jasnymi dolosparytami i wapieniami. Ich częściowym odpowiednikiem w segmencie lubelskim jest ogniwo dolomitów, anhydrytów i wapieni z Ciecierzyna (100–120 m) złożone z szarych anhydrytów oraz przeławiceń dolomitów i wapieni (Narkiewicz, 2011b). Ogniwo wapieni z Zubowic (208–270 m) (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b) jest zdominowane przez zdolomityzowane miejscami wakstony-rudstony szkieletowe i biolityty falisto-gruzłowe ze stromatoporami i koralowcami. Lokalnie powyżej występuje ogniwo biolitytów z Mełgwi (15–40 m) – jasne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z przejawami wczesnej cementacji. W segmencie stężyckim zdefiniowano ogniwo wapieni ziarnistych ze Stężycy (od 55 m do całkowitego wyklinowania) złożone z kalkarenitów z większymi bio- i intraklastami (Narkiewicz, 2011b).

W segmencie lubelskim nad formacją modryńską występuje formacja bychawska (30–800 m) wyjątkowo tak – mimo braku formalnej definicji – określana z racji szczegółowego rozpoznania (Miłaczewski, 1981; Miłaczewski i in., 1983; Narkiewicz, 2011b). Typową odmianą są ciemne laminowane madstony margliste i czarne margle, zaburzone śródformacyjnie, z nieliczną fauną. Powyżej w segmencie lubelskim, a obocznie w komarowskim, występuje formacja firlejska (40–650 m), złożona z marglistych wapieni gruzłowych i falisto-gruzłowych z fauną głównie ramienionogów i liliowców (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Formacja hulczańska ma miąższość zmieniającą się od 0 do powyżej 200 m na SE Lubelszczyźnie, a osiągające do 700 m w strefie Kocka (fig. 2). Jednostka składa się z pstrych skał terygenicznych, węglanowych i anhydrytów z nielicznymi skamieniałościami (Miłaczewski, 1981). Obocznym jej odpowiednikiem w SW części basenu są warstwy niedrzwickie (100–350 m) (Miłaczewski, 1966; Miłaczewski, Niemczycka, 1967), ciemnoszare osady ilasto-węglanowe, wapienie i piaskowce margliste ze szczątkami flory i rzadką fauną morską (Miłaczewski, Niemczycka, 1967; Miłaczewski i in., 1983; Narkiewicz, 2011b). Lokalnie w rejonie strefy Kocka w stropie sukcesji dewońskiej jest obecny kompleks pstrych klastyków (110–570 m) (Narkiewicz, 2011b), m.in. piaskowców arkozowych/szarogłazowych i żwirowców z otoczakami skał krystalicznych.

3.1.5. Basen pomorski

Dewon środkowy i najwyższa część dolnego (?) zalega niezgodnie na starszym paleozoiku (Turnau, Matyja, 2001), natomiast granica z karbonem jest ciągła. Na podstawie wyjściowego podziału dewonu na kompleksy (Dadlez, 1978) Matyja (1993) wyróżniła jednostki określane jako „formacje" i „ogniwa" w dewonie górnym, a następnie, kolejne wydzielenia w randze formacji opisała również w dewonie środkowym (fig. 25; Matyja, 2006)[5].

W **dewonie środkowym** (i ?najwyższym emsie) w SW części basenu występuje „formacja" z Tucholi (45–>350 m), ciemnoszare margle i wapienie, m.in. stromatoporoidowo-koralowcowe, iłowce ze szczątkami roślinnymi oraz piaskowce i mułowce. Jej odpowiednikiem jest „formacja" ze Studnicy (od 80 do ok. 300 m) złożona z piaskowców i mułowców laminowanych oraz anhydrytów. W „formacji" z Jamna (≤460 m) występują piaskowce, pstre mułowce, heterolity, zlepieńce kwarcowe, laminity wapienne oraz gruzły anhydrytowe (Matyja, 2006).

„Formację" z Miastka (od 150 do ok. 500 m) tworzą wapienie i margle z fauną morską oraz piaskowce, mułowce i sporadycznie iłowce. W „formacji" z Silna (158–250 m) występują ciemnoszare wapniste iłowce z wkładkami syderytów i szczątkami roślin, z przeławiceniami wapnistych piaskowców i mułowców oraz wapieni. Obocznym odpowiednikiem jest „formacja" z Sianowa (100–>194 m), zawierająca wapienie, w tym stromatoporoidowo-koralowcowe, iłowce i margle oraz zbioturbowane mułowce z detrytusem roślin i piaskowce. „Formacja" z Chojnic (118–260 m) jest złożona z ciemnoszarych iłowców z laminami syderytu i przeławiceniami mułowcowo-piaskowcowymi, lokalnie z przeławiceniami wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (Matyja, 2006). „Formację" z Wyszeborza (200–220 m) tworzą piaskowce dolomityczne i mułowce, miejscami również zlepieńce, z fauną morską w partiach stropowych (Dadlez, 1978; Matyja, 1993, 2006).

Do **dewonu górnego** w większości należy „formacja" z Koczały (130–480 m), charakteryzująca się występowaniem wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych i organodetrytycznych, a także ciemnoszarych wapieni marglistych i łupków bitumicznych (Matyja, 1993). Jej częściowym odpowiednikiem jest „formacja" z Człuchowa złożona z otwartomorskich łupków i węglanów (Matyja, 1993). Jej najniższa część jest lokalnie wyróżniana jako „ogniwo" z Unisławia (ok. 100 m), iłowce wapniste z przewarstwieniami wapieni marglistych, częściowo gruzłowych, z głowonogami, tentakulitoidami, małżami i ramienionogami (Matyja, 2006). „Ogniwo" ze Strzeżewa (180–837 m) odznacza się przeławiceniami cienkich warstw łupków i wapieni detrytycznych. Kolejne, „ogniwo" z Gorzysławia (86–200 m), składa się z szarych margli, wapieni gruzłowych i łupków, z liczniejszą ku górze fauną. Najwyższą część „formacji" człuchowskiej tworzą: „ogniwo" z Gościna (34–120 m) i „ogniwo" z Bielicy (60–>220 m). Dla pierwszego charakterystyczne są ciemnoszare wapienie gruzłowe z przewarstwieniami grejnstonów, fauną szkarłupni, mszywiołów i ramienionogów. „Ogniwo" z Bielicy składa się natomiast z jasnych wapieni mikrytowych z liliowcami, mszywiołami, ramienionogami, tabulatami gałązkowymi, rzadkimi stromatoporoidami i glonami (Matyja, 1993).

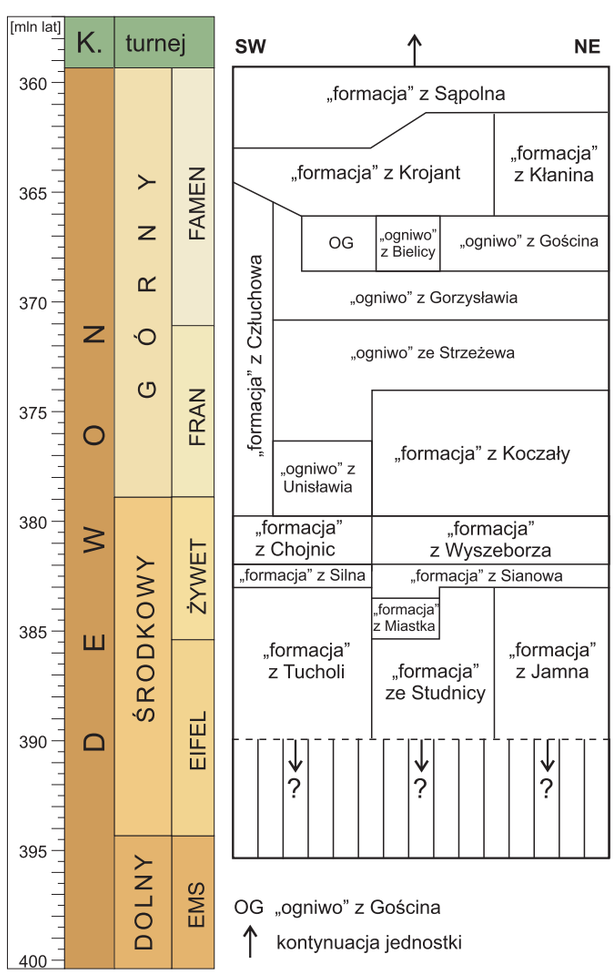


FIG. 25. Schemat litostratygrafii dewonu w basenie pomorskim (wg Matyi, 1993, 2006, zmieniono)

[5] Chronostratygrafia granic litostratygraficznych różni się w pracach Matyi z 2006 i 2009 r.

„Formacja" z Krojant, o miąższości kilkudziesięciu–kilkuset metrów, to jasnoszare, falisto-gruzłowe wapienie bioklastyczne (glony, rzadkie ramienionogi i szkarłupnie) z przeławiceniami mułowców. „Formacja" z Kłanina (150–376 m) obejmuje przekątnie warstwowane grejnstony piaszczyste, węglany bez fauny oraz piaskowce dolomityczne, lokalnie z anhydrytami. Najwyższy dewon i dolny missisip należą do „formacji" z Sąpolna (ok. 150 do kilkuset metrów) złożonej na północy z ciemnoszarych marglistych wakstonów-pakstonów szkieletowych z licznymi ramienionogami, liliowcami, glonami i blaszkowymi stromatoporami, a na południu z margli przeławiconych wapieniami organodetrytycznymi z głowonogami, trylobitami, mięczakami, ramienionogami i koralami osobniczymi (Matyja, 1993).

3.1.6. Basen bałtycki

Osady dewonu, deponowane w ciągłości z sylurem, są znane z otworów górnictwa naftowego zlokalizowanych w polskiej strefie Bałtyku. Nie zostały one podzielone na jednostki stratygraficzne, a dotyczące ich informacje nie były przedmiotem publikacji. Wiadomo jedynie, że główna część kompleksu dewońskiego składa się z osadów terygeniczno-siarczanowo-węglanowych o miąższości ok. 600 m (Miłaczewski, 2004).

3.2. CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE

Cykle transgresywno-regresywne (T-R; Johnson i in., 1985; Embry, 1995) rejestrują względne wahania poziomu morza w basenie. Wyróżniono je na podstawie interpretacji systemów depozycyjnych (Galloway, 1989), a w szczególności ich pozycji paleobatymetrycznej i relacji do linii brzegowej zbiornika (systemy bardziej lub mniej proksymalne). Cykle odpowiadają rangą regionalną i wiekową w przybliżeniu sekwencjom trzeciego rzędu Vaila i in. (1977). Nawiązują one do podziałów litostratygraficznych, a ich określanie abstrahuje od biostratygrafii omówionej dalej (podrozdz. 3.3). Dane biostratygraficzne wskazują jednak, że niektóre granice cykli T-R wiążą się z wahaniami eustatycznymi, przez co mają znaczenie dla korelacji zdarzeniowej i chronostratygraficznej (podrozdz. 3.4).

Sukcesje osadowe basenów przedpola waryscyjskiego zostały podzielone na cykle T-R w różnym stopniu. Najpełniejszy podział dotyczy basenu lubelskiego, w basenie górnośląskim cykle wyróżniono jedynie w podłożu Karpat Zachodnich, basen małopolski i łysogórski mają podziały częściowe i (lub) wstępne. Sukcesja cykli dla basenu pomorskiego jest już częściowo nieaktualna (por. podrozdz. 3.2.5). Podstawowe atrybuty cykli wyróżnionych w poszczególnych basenach zestawiono w tabelach 2–6.

3.2.1. Basen górnośląski

Jedenaście dewońskich cykli T-R (I–XI) rozwiniętych na ogół w facjach węglanowych wyróżniono w reperowym otworze Goczałkowice IG 1 (fig. 26). Następnie ekstrapolowano je w miarę możliwości na inne profile podłoża Karpat Zachodnich za pomocą korelacji litostratygraficznej, w tym geofizyki wiertniczej (Narkiewicz, 2005; tab. 2). Partie transgresywne i regresywne cykli odpowiadają następstwu systemów depozycyjnych określonych na podstawie cech sedymentologicznych i składników organicznych. Sukcesja systemów, a zarazem częściowo również cykli T-R, jest skorelowana z jednostkami litostratygraficznymi (podrozdz. 3.1.1; fig. 14).

W badanym profilu poziomy transgresywne na ogół są dobrze zdefiniowane, natomiast ich części regresywne bywają mało wyraziste. W niektórych przypadkach ich obecność jest hipotetyczna – wynika z występowania poziomu transgresywnego kolejnego cyklu. Jest to zapewne związane ze specyficznymi relacjami między stopniową subsydencją, jednolitą sedymentacją, na ogół w obrębie płytkomorskiej platformy o wyrównanej topografii, oraz dynamiką wahań poziomu morza. W takich warunkach podwyższenie poziomu morza powoduje szybką (ostro wyrażoną w pionie) zmianę sedymentacji na bardziej głębokowodną. Powstała przestrzeń akomodacji (gromadzenia osadów), ewentualnie powiększana przez umiarkowaną subsydencję, jest następnie stopniowo wypełniana przez spłycające się ku górze facje węglanowe.

3.2.2. Basen małopolski

Regionalne cykle T-R zostały wyróżnione w regionie kieleckim świętokrzyskiej części basenu w wyższym dewonie środkowym i w niższym dewonie górnym. Cykle odzwierciedlają tu ewolucję środkowodewońskiej platformy węglanowej wraz z przejściem do stadium rafowego – scenariusz znany z licznych podobnych przykładów z całego świata (Racki, 1993). W obrębie systemu platformy żyweckiej (*carbonate bank complex*) Racki (1993) wydzielił trzy cykle w utworach dolnej i środkowej części formacji z Kowali i jej odpowiedników w strefie kostomłockiej i SW części regionu kieleckiego. Podstawą podziału było w przypadku platformy węglanowej (fm. z Kowali) głównie następstwo zespołów organicznych interpretowanych jako względnie głębsze (transgresywne) lub bardziej płytkomorskie (regresywne). W trakcie cyklu F-1 rozwinął się lokalnie kompleks rafy dymińskiej (warstwy sitkówczańskie górne) otoczony facjami stokowymi wapieni detrytycznych i basenu szelfowego – kompleksu marglistego (fig. 15). W strefie kostomłockiej korelacja cykli z odpowiednikami formacji z Kowali jest hipotetyczna z powodu możliwego wpływu tektoniki na względny poziom morza.

TAB. 2. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu górnośląskiego (wg Narkiewicza, 2005)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Uwagi
I	basen górnośląski i ?małopolski	ogniwo Uszwicy (bez najwyższej części)	płytki dysaerobowy szelf węglanowy (T, R)	najpóźniejszy ems–?wczesny eifel	nieczytelna część regresywna
II	podłoże Karpat Zachodnich	stropowa część ogniwa Uszwicy – ogniwo krzeszowskie; dolomity ze Zbrzy	płytkowodna platforma węglanowa (T); przybrzeżne klastyki lub margliste facje odciętego zbiornika	eifel	dolna granica = spąg wapienia z Dziewek
III	podłoże Karpat Zachodnich	dolna część ogniwa kukowskiego	wewnętrzna platforma węglanowa	?późny eifel	ku górze cyklu facje bardziej odcięte
IV	podłoże Karpat Zachodnich	środkowa część ogniwa kukowskiego	środkowa platforma węglanowa	?wczesny żywet	nieczytelna część regresywna
V	podłoże Karpat Zachodnich	stropowa część ogniwa kukowskiego	szelf wapienno-ilasty (T); wewnętrzna platforma węglanowa	żywet	–
VI	podłoże Karpat Zachodnich, ?rejon Dębnika	dolna część formacji roztropickiej	wewnętrzna-środkowa platforma węglanowa	późny żywet	dolna granica =?spąg wapieni dębnickich
VII	podłoże Karpat Zachodnich, ?rejony Dębnika i Siewierza–Zawiercia	środkowa część formacji roztropickiej; ogniwo czechowickie	dolna-środkowa rampa węglanowa (T); okresowo wynurzana rampa górna zwieńczona powierzchnią erozyjną (R)	wczesny fran	transgresja IIb lub IIc (Johnson i in., 1985)
VIII	co najmniej podłoże Karpat Zachodnich	górna część formacji roztropickiej	platforma wewnętrzna lub górna rampa węglanowa	?późny fran	–
IX	co najmniej podłoże Karpat Zachodnich	jednostka czarnych margli i wap. margl. (T); jednostka piaszczysto-węglan. (R)	szelf ilasto-węglanowy (T); otwarty szelf klastyczno-węglanowy (R)	?najwcześniejszy famen	–
X	podłoże Karpat Zachodnich	jednostka jasnych dolosparytów i wapieni ziarnistych	środkowa platforma lub rampa węglanowa (T); rampa/platforma górna/wewnętrzna (R)	famen	–
XI	podłoże Karpat Zachodnich; ?rejon Siewierza–Zawiercia	jednostka wapieni laminowanych i ziarnistych	środkowa platforma lub rampa węglanowa (T); rampa/platforma górna/wewnętrzna (R)	?najwyższy famen	erozyjna powierzchnia stropowa – ?luka dewon–karbon

3
Baseny przedpola orogenu

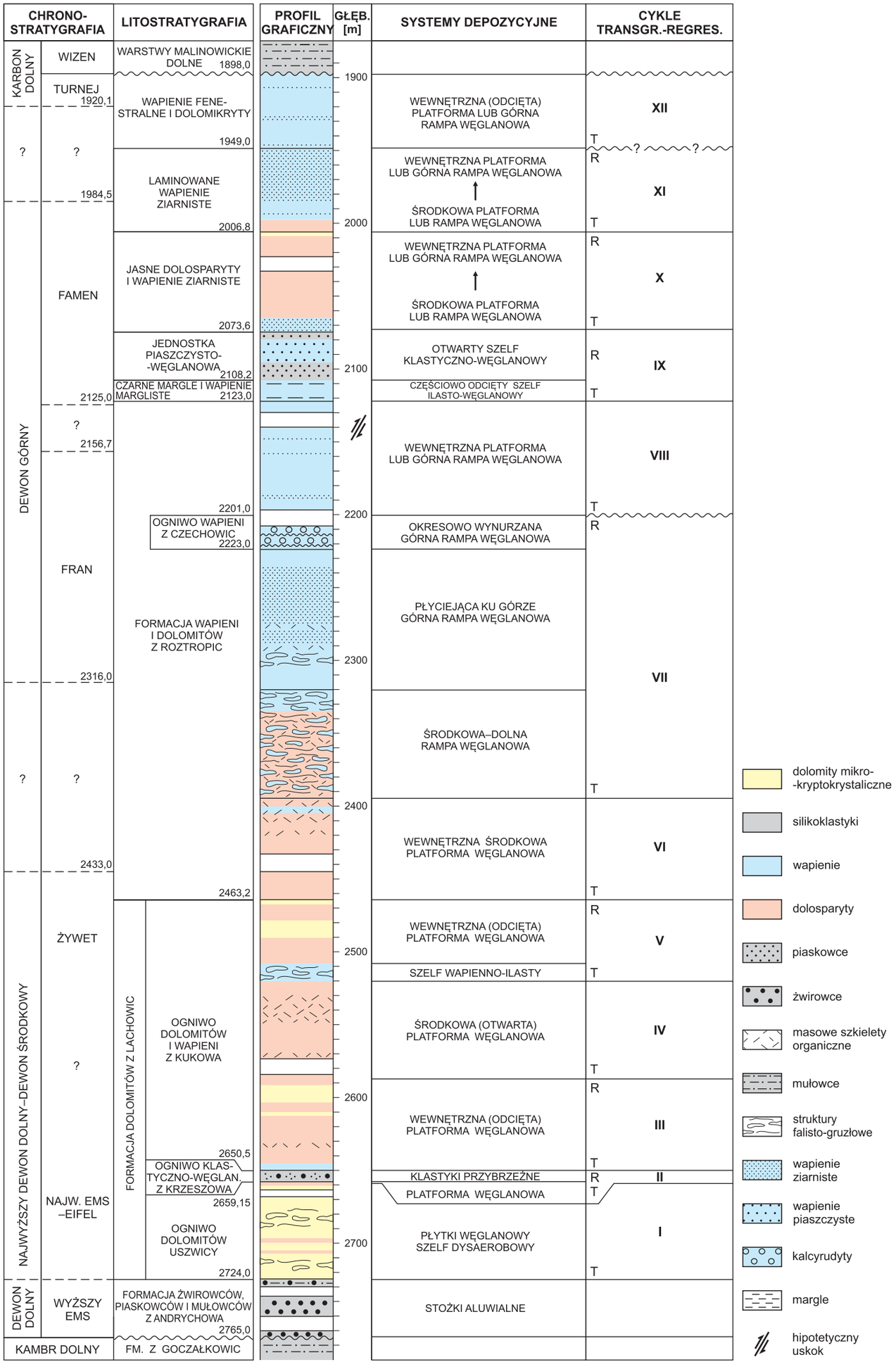


FIG. 26. Systemy depozycyjne i cykle T-R na tle lito- i chronostratygrafii dewonu w reperowym profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (wg Narkiewicza, 2005)

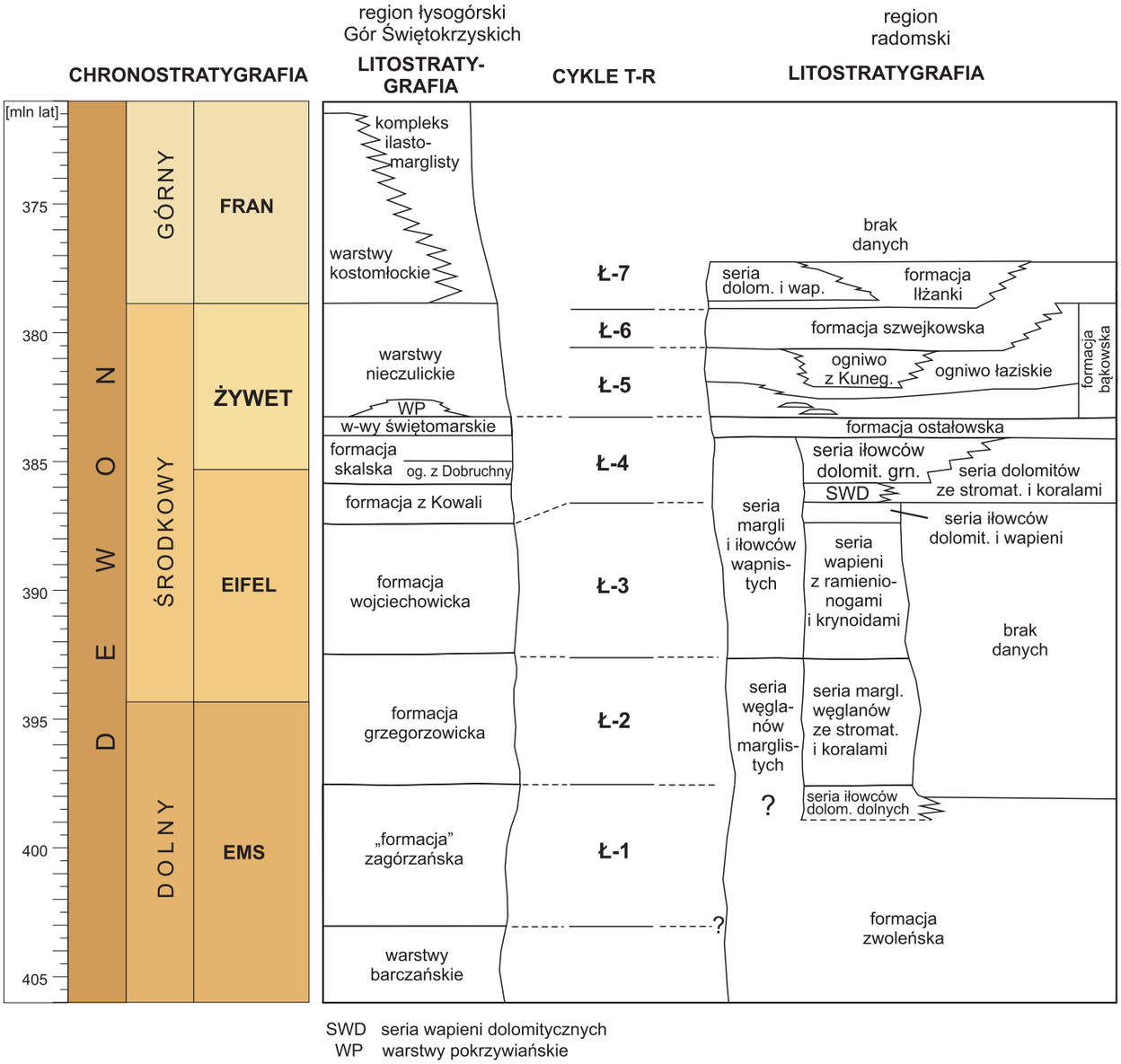
TAB. 3. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) w dewonie środkowym i górnym regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Racki, 1993, zmieniono)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
G-I	basen małopolski (Racki, 1993); rejon Dębnika–Siewierza (Sobstel, 2003)	jednostka I (T) i warstwy stringocefalowe	wewnętrzna – środkowa platforma węglanowa	pogranicze eiflu i żywetu	?If	podział na subcykle a i b na podstawie zespołów organicznych
G-II	basen małopolski; rejon Dębnika–Siewierza	ogniwo z Jaźwicy i warstwy szydłóweckie (T) – dolna część warstw sitkówczańskich dolnych i część warstw z Wietrzni (R)	zewn. platf. węglanowa, otwarty szelf węglanowo-ilasty (T); laguna węglanowa i proksymalny stok platformy (R)	późny żywet	IIb	odpowiedniki ogniwa z Jaźwicy w wierceniu Mzurów 49-BN wg Sobstel (2003)
G/F-III	basen małopolski	górna część warstw sitkówczańskich dolnych i wyższa część warstw z Wietrzni i szydłóweckich	zróżnicowana platforma węglanowa – facje od otwartomorskich (T) do perylitoralnych (R)	pogranicze żywetu i franu	zdarzenie epejrogeniczne	niewielka miąższość (≤30 m), słaba wyrazistość
F-1	basen małopolski, przypuszczalne odpowiedniki w innych basenach przedpola orogenu	warstwy sitkówczańskie górne, poziom z *Phlogoiderhynchus*, og. z Kadzielni (T), dolna część kompl. łupkowo-margl. i niższa część warstw kostomłockich (?)	platforma węglanowa, szelf węglanowo-ilasty, budowle organiczne (T); basen węglanowo-ilasty	wczesny fran	IIc	koncepcja cyklu wg Narkiewicza (1988)

* por. podrozdz. 3.4

3.2.3. Basen łysogórski

Cykle transgresywno-regresywne wyróżniono w przedziale od górnego emsu po dolny fran głównie dla regionu radomskiego, a ich korelacja z regionem łysogórskim ma charakter wstępny (fig. 27). Opisane w tabeli 4 cykle Ł-1–Ł-7 nawiązują do jednostek litostratygraficznych (patrz podrozdz. 3.1.3) i systemów depozycyjnych (Narkiewicz, 2011a). Częste, duże oboczne zmiany systemów depozycyjnych i miąższości w ramach cykli są interpretowane jako efekt tektoniki sedymentacyjnej – ruchów blokowych podłoża basenu (Narkiewicz i in., 2011). Również niektóre z granic cykli mogą mieć genezę tektoniczną.



SWD seria wapieni dolomitycznych
WP warstwy pokrzywiańskie

FIG. 27. Cykle transgresywno-regresywne górnego emsu–dolnego franu basenu łysogórskiego

TAB. 4. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu łysogórskiego (wg Narkiewicza, 2011a)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
Ł-1	region łysogórski i ?radomski	RŁ: „formacja" zagórzańska; RR: ?wyższa część fm. zwoleńskiej; seria iłowców dolomitycznych	RŁ: płytkowodne klastyki szelfowe; RR: odcięty szelf ilasto-węglanowy	ems środkowy–późny	?Ib	strop „formacji" zagórzańskiej – powierzchnia erozyjna (regresja)
Ł-2	?region łysogórski i radomski	RŁ: ?formacja grzegorzowicka; RR: seria margl. węglanów ze stromatop. i koralami, seria węglanów marglistych	RŁ: platforma węglanowo-terygeniczna; RR: system otwartego szelfu węglanowo-ilastego	ems późny	Ic	formacja grzegorzowicka = cykl T-R wg Malca (2005)
Ł-3	?region łysogórski i radomski	RŁ: ?formacja wojciechowicka; RR: seria wapieni z ramienionogami i liliowcami (T), seria iłowców dolom. i wapieni (R), dolna część serii margli i iłowców wapnistych	RŁ: odcięty szelf ilasto-węglanowy; RR: węglanowy basen szelfowy, otwarty szelf ilasto-węglanowy	eifel wczesny	?Ic	–
Ł-4	region łysogórski i radomski	RŁ: formacja z Kowali i skalska (T); warstwy świętomarskie (R); RR: seria wapieni dolomit., dolna część serii dolomitów ze stromatoporami i koralami, górna część serii margli i iłowców wapnistych (T); formacja ostałowska (R)	RŁ: platforma węglanowa, otwarty szelf węglanowo-ilasty (T); płytkowodne klastyki szelfowe (R); RR: platforma węglanowa, platforma węglanowo-terygeniczna, otwarty szelf ilasto-węglanowy (T); klastyki szelfowe (R)	eifel późny	Id–If	duże oboczne zmiany miąższości (RŁ – 600 m; RR – 200 m)
Ł-5	?region łysogórski i radomski	RŁ: warstwy pokrzywiańskie i dolna część nieczulickich RR: formacja bąkowska	RŁ: budowle organiczne, otwarty szelf ilasto-węglanowy; RR: platforma węglanowa, otwarty szelf ilasto-węglanowy i węglanowo-ilasty (T); szelf ilasto-mulisty i klastyczno-węglanowy	żywet środkowy	IIa	ogniwo z Kunegundowa może należeć już do cyklu Ł-6 (T)
Ł-6	?region łysogórski i radomski	RŁ: górna część warstw nieczulickich; RR: formacja szwejkowska	RŁ: otwarty szelf ilasto-węglanowy; RR: platforma węglanowa	żywet późny		transgresja czytelna jako spadek udziału terygenów
Ł-7	?region łysogórski i radomski	RŁ: warstwy kostomłockie (dolna część ?); RR: fm. Iłżanki	RŁ: węglanowy i węglan.-ilasty basen szelfowy; RR: otwarty szelf ilasto-węglanowy (T)	pogranicze żywetu i franu	IIb	rozpoznana jedynie dolna część cyklu

* por. podrozdz. 3.4;
RŁ – region łysogórski, RR – region radomski

3.2.4. Basen lubelski

Osady dewonu dolnego, o maksymalnej miąższości ok. 2,5 km, stanowią łącznie część jednego megacyklu depozycyjnego zapoczątkowanego w sylurze (Miłaczewski, 1981). Dewońskie partie części transgresywnej tego cyklu są reprezentowana przez osady głębszego szelfu formacji sycyńskiej (fig. 24). W jej stropowych partiach zaznacza się tendencja regresywna, w postaci progradacji systemu klastyków przybrzeżnych formacji czarnoleskiej. Kulminacja regresji zbiega się z początkiem sedymentacji utworów formacji zwoleńskiej zaliczonych do systemu aluwialnego. W centralnych partiach basenu sedymentacja aluwialna zakończyła się wcześniej przechodząc w osady morskie. Natomiast w NE obrzeżeniu górna granica osadów formacji zwoleńskiej ma charakter

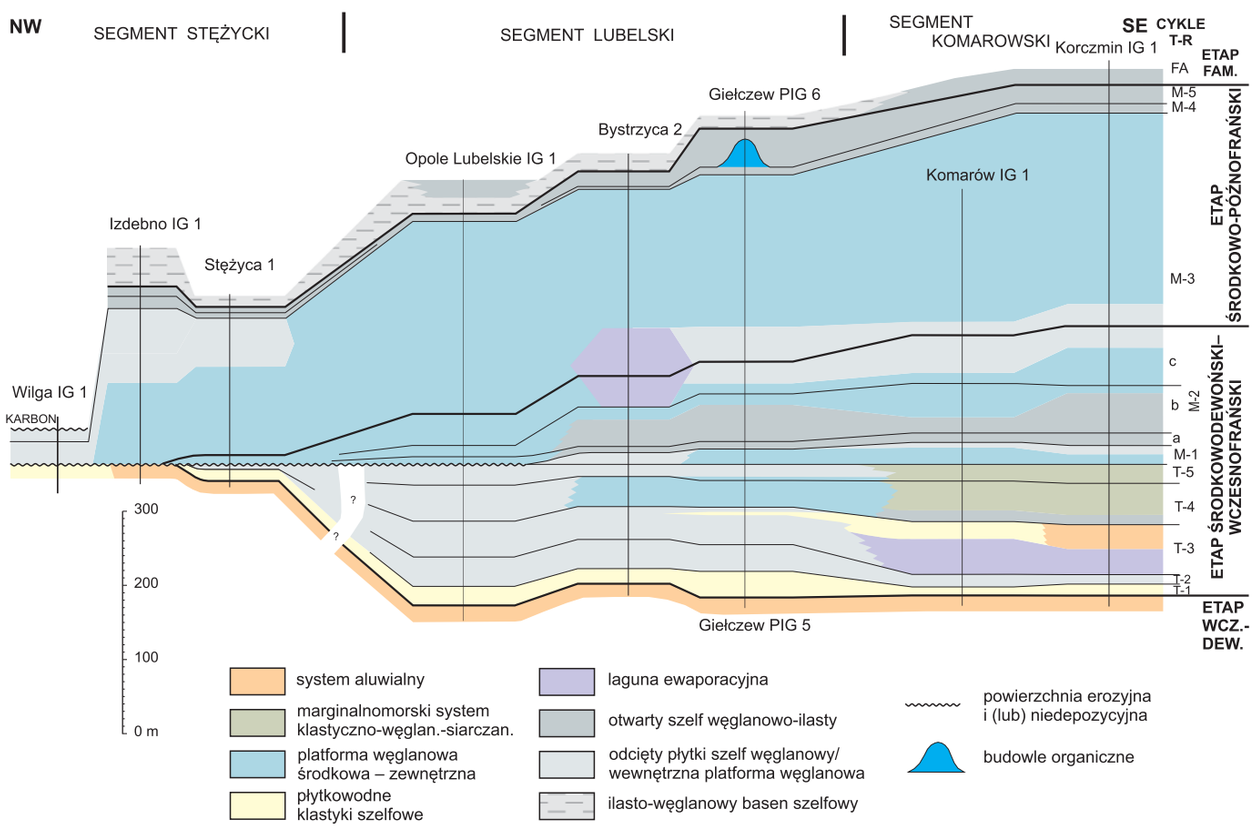


FIG. 28. Systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu lubelskiego w przekroju podłużnym (wg Narkiewicza, 2011b: fig. 23)

erozyjny, a facje aluwialne występują aż do dewonu środkowego (por. dalej). Znaczne oboczne zmiany miąższości utworów lądowych (200–1500 m) sugerują, że depozycja miała uwarunkowania tektoniczne, związane z ruchliwością bloków w otoczeniu basenu i w jego podłożu (por. Narkiewicz i in., 2011).

Kolejny megacykl dewoński składa się wg Miłaczewskiego (1981) z transgresywnych osadów eiflu do famenu wczesnego oraz regresywnych facji późnofameńskich. W obrębie tego megacyklu wyróżniono szereg cykli transgresywno-regresywnych niższego rzędu (Narkiewicz i in., 1998; Narkiewicz, 2011b; tab. 5; fig. 28, 29).

W ramach zaliczanej głównie do dewonu środkowego formacji telatyńskiej (fig. 24) zdefiniowano pięć cykli T-R (od T-1 do T-5) w segmencie komarowskim i lubelskim. W segmencie stężyckim ulegają one przypuszczalnie wyklinowaniu i amalgamacji w obrębie sukcesji płytkowodnej, a dalej ku NW zanikają na skutek erozji (fig. 28). W przypadkach niektórych cykli (np. T-2, T-4) etapy transgresywne i regresywne zaznaczają się jedynie w postaci zmian facji w ramach tych samych systemów depozycyjnych. W obrębie formacji modryńskiej i lokalnie najniższej części formacji firlejskiej (por. fig. 24) wyróżniono cykle od M-1 do M-5, odpowiadające w przybliżeniu piętru frańskiemu (fig. 28, 29). Osady fameńskie należą do cyklu FA (fig. 29; tab. 5).

3.2.5. Basen pomorski

Sukcesja cykli I–VII dla basenu pomorskiego (tab. 6) została ustalona przez Matyję (1998) w odniesieniu do wydzielanych wówczas jednostek litostratygraficznych. Późniejsze modyfikacje jednostek (Matyja, 2006, 2009) nie doprowadziły jednak do redefinicji cykli, co ogranicza ich aktualność. Według Matyi (1998, 2009) większość cykli T-R odpowiada cyklom eustatycznym Johnsona i in. (1985 z późniejszymi zmianami). W tabeli 6 podano przypuszczalną korelację z tymi cyklami, opierając się na datowaniach konodontowych w cytowanych pracach Matyi (1998, 2009).

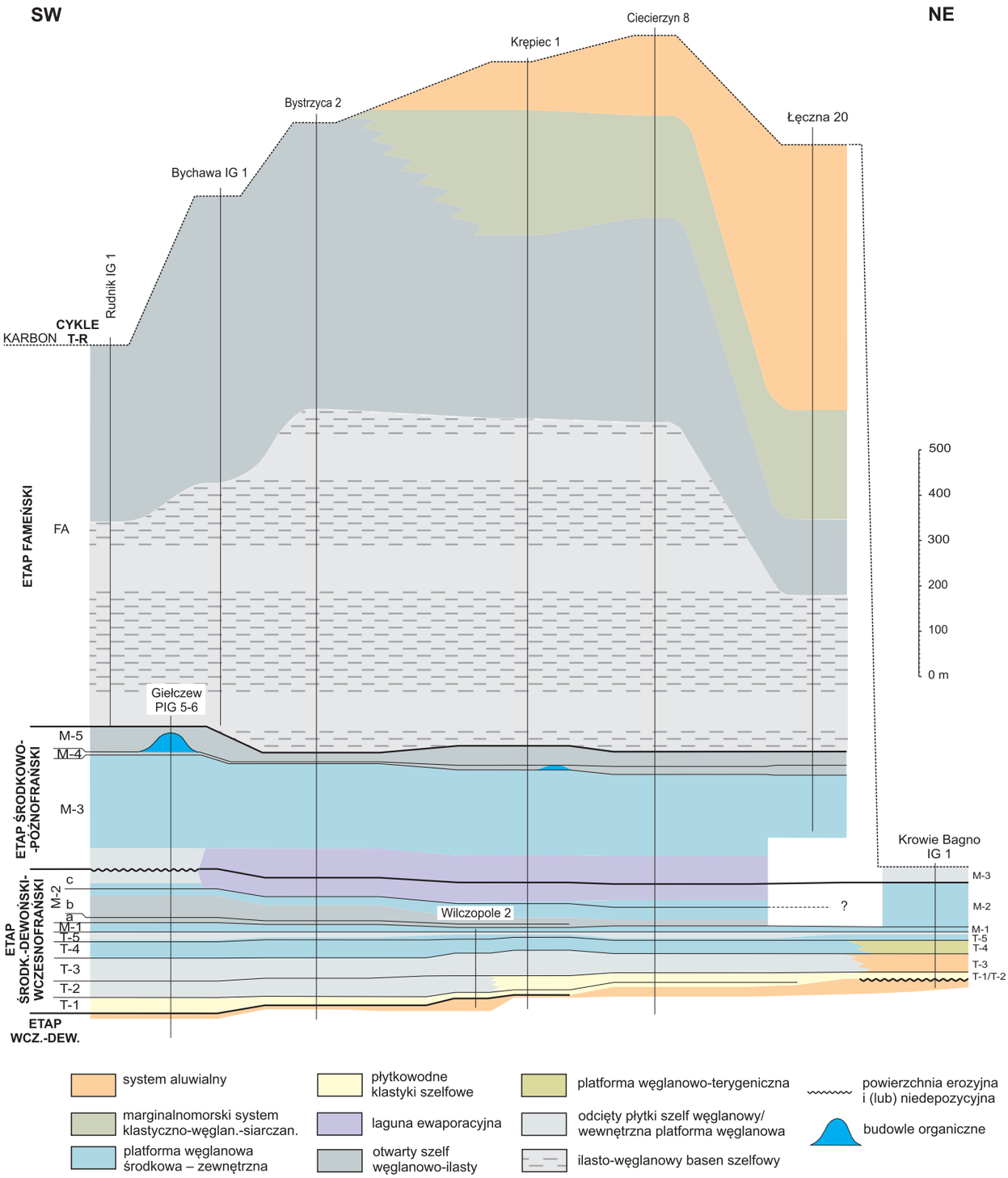


FIG. 29. Systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i górnego basenu lubelskiego (segment lubelski) w przekroju poprzecznym (wg Narkiewicza, 2011b: fig. 22)

TAB. 5. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu lubelskiego (wg Narkiewicza, 2011b; numery cykli eustatycznych wg Johnsona i in., 1985)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
T-1	SK, SL, ?SS	ogniwo przewodowskie, formacja zwoleńska (SK, SL)	klastyki płytkomorskie, system aluwialny	późny ems	Ic	SS – cykl trudny do identyfikacji
T-2	SK, SL, ?SS	dolna część ogniwa machnowskiego, ogniwo przewodowskie (SK); ogniwo giełczewskie (dolna część), ogniwo przewodowskie (SL)	SK: odcięty płytki szelf węglanowy, klastyki przybrzeżnomorskie; odcięty płytki szelf węglanowy, płytkowodne klastyki szelfowe (SL)	pogranicze emsu/eiflu	?zdarzenie z Choteč	jw.
T-3	SK, SL, ?SS	ogniwo machnowskie (grn. część), ogniwo żniatyńskie (SK); ogniwo giełczewskie (środkowa część) (SL)	SK: laguna ewaporacyjna (T), system aluwialny (R); SL: odcięty płytki szelf węglanowy, system aluwialny	eifel–wczesny żywet	?Id	facje aluwialne w NE obrzeżeniu basenu
T-4	SK, SL, ?SS	ogniwo pełczańskie, ogniwo rachańskie (SK); ogniwo giełczewskie (górna część)	SK: otwarty szelf węglanowo-ilasty, system brakiczny (T), marginalno-morski system klastyczno-węglan.--siarcz. (R); SL: środk.-zewn. platforma węglan., odcięty płytki szelf węglanowy	środkowy żywet	IIa	maksimum transgresji środkowodewońskiej
T-5	SK, SL, ?SS	ogniwo mirczańskie, lokalnie najwyższa część ogniwa rachańskiego (SK); najwyższa część ogniwa giełczewskiego (SL)	SK: marginalnomorski system klast.-węglan.-siarcz.; SL: zewn.-środk. platforma węglan. (T), płytki szelf węglan., wewn. platforma (R)	późny żywet	?IIb	–
M-1	SK, SL	ogniwo krzewickie (SK); dolna część ogniwa lipowieckiego	SK: środk. platf. węglanowa (T), wewnętrzna platforma (R); SL: odcięty płytki szelf węglanowy, platforma węglan.	wczesny fran	IIc	SS – erozja
M-2	SK, SL, ?lokalnie SS	ogniwo lipowieckie, ogniwo łosieńskie (bez najw. części) (SK); ogniwo lipowieckie (bez najniższej części), ogniwo łosieńskie (dolna część), ogniwo ciecierzyńskie (dolna część) (SL)	otwarty szelf węglanowo-ilasty (T), platforma węglanowa, odcięty płytki szelf węglanowy, laguna ewaporacyjna (R)	wczesny fran	?	lokalnie erozja w stropie; lokalne subcykle a–c ze wzrostem domieszki ilastej ku górze
M-3	SK, SL, SS	ogniwo łosieńskie (wyższa część), ogniwo zubowickie (bez najwyższej części), ogniwo ciecierzyńskie (górna część) (SK, SL), formacja modryńska nierozdz., ogniwo stężyckie (SS)	odcięty płytki szelf węglanowy, laguna ewaporacyjna, wewn.-środk.-zewn. platforma węglanowa	środkowy–późny fran	?transgresja z Rhinestreet	najszerzej rozprzestrzeniony, największe miąższości, w stropie i spągu facje najpłytsze
M-4	SK, SL, SS	najwyższa część ogniwa zubowickiego, spągowe partie fm. firlejskiej (SK); górna część ogniwa zubowickiego, ogniwo z Małgwi (SL); najwyższa część formacji modryńskiej (nierozdz.) (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty, budowla organiczna	późny fran	IId (transgresja *semichatovae*)	erozyjny strop budowli org. (=faza regresywna cyklu)
M-5	SK, SL, SS	dolne partie formacji firlejskiej (SK); najwyższa część ogniwa zubowickiego (SL); najwyższa część formacji modryńskiej (nierozdz.) (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty	późny fran	?dolne zdarzenie z Kellwasser	granice cyklu w SK czytelne w zapisie karotażowym
FA	SK, SL, SS	formacja firlejska, formacja hulczańska, kompleks pstrych klastyków (SK); formacja bychawska, formacja firlejska, warstwy niedrzwickie, kompleks pstrych klastyków (SL); formacja bychawska, warstwy niedrzwickie (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty, ilasto-węglanowy basen szelfowy (T), otwarty szelf węglanowo-ilasty, marginalnomorski system klastyczno-węglanowo-siarczanowy, system aluwialny (R)	najpóźniejszy fran	górne zdarzenie z Kellwasser	megacykl tektonicznie uwarunkowany, obejmujący cały famen

* por. podrozdz. 3.4;
SK – segment komarowski; SL – segment lubelski; SS – segment stężycki

TAB. 6. Cykle T-R basenu pomorskiego (na podstawie prac Matyi, 1998, 2009; cykle eustatyczne wg Johnsona i in., 1985)

Numer cyklu	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Cykle eustatyczne
I	„formacje" jamneńska i studnicka (NE), tucholska, silneńska i miastecka (SW)	system aluwialny (NE), przybrzeżny system klastyczno-węglanowy (SW)	?późny eifel	–
II	„formacje" chojnicka i sianowska (T); „fm." wyszeborska	niżejpływowy szelf klastyczny, przybrzeżny system klastyczno-węglanowy (T); przybrzeżny system klastyczny, system aluwialny (R)	środkowy żywet	?IIa
III	„ogniwo" unisławskie (SW), dolna część „formacji" koczalskiej (NE)	niżejpływowy szelf węglanowo-klastyczny (SW), przybrzeżny system węglanowo-klastyczny (NE)	pogranicze żywetu i franu	?IIb
IV	dolna część „ogniwa" strzeżewskiego (SW), górna część „formacji" koczalskiej	anaerobowy-dysaerobowy basen szelfowy (SW), platforma węglanowa, przybrzeżny system klastyczny (R) (NE)	wczesny–środkowy fran	?IIc
V	górna część „ogniwa" strzeżewskiego (SW), dolna część „ogniwa" gorzysławskiego (NE)	basen szelfowy (SW), niżejpływowy szelf węglanowo-marglisty (NE)	późny fran	?IId
VI	„ogniwo" gorzysławskie (bez dolnej części w regionie SW), „ogniwo" bielickie i gościńskie, „formacja" krojancka i kłanińska (bez najwyższych części)	niżejpływowy szelf węglanowo-marglisty (T); budowle węglanowe, niżejpływowy szelf węglanowo-marglisty, rampa węglanowa, przybrzeżny system klastyczno-węglanowo-ewaporatowy (NE)	środkowy famen	?IIe
VII	„formacja" sapolniańska; NE – górna część „formacji" kłanińskiej	system rampy: SW – ilastej, NE – węglanowo-marglistej	późny famen	?IIf

3.3. BIOSTRATYGRAFIA I CHRONOSTRATYGRAFIA

Stan badań bio- i chronostratygraficznych dewonu podsumowano w odniesieniu do kolejnych oddziałów. Pogranicze dewonu dolnego i środkowego omówiono jednak osobno, ze względu na specyficzne problemy datowań i wyznaczania granic pięter. Podział na podpiętra, częściowo zaakceptowany przez Podkomisję ds. Stratygrafii Dewonu, nie został jeszcze formalnie zatwierdzony przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną. Określenia w rodzaju „dolny ems" czy „środkowy fran" należy więc traktować jako orientacyjne.

Chronostratygrafię i podziały biostratygraficzne systemu dewońskiego przedstawiono na podstawie pracy Beckera i in. (2020) wg stanu na koniec drugiej dekady bieżącego wieku. Skupiono się na podziałach kluczowych dla badań krajowych, opartych głównie na konodontach, w mniejszym stopniu na miosporach i graptolitach. Częściowo uwzględniono datowania na podstawie makrofauny, głównie stromatoporoidów, korali, ramienionogów i głowonogów.

Dane zestawiono dla poszczególnych basenów (podrozdz. 3.1) z naciskiem na prace nowsze, nawiązujące do podziałów litostratygraficznych. Opracowania z lat 70. ub. w. i wcześniejsze mają na ogół charakter wyrywkowy i dotyczą wybranych profili lub ich fragmentów, a ponadto opierają się nierzadko na skamieniałościach o ograniczonym znaczeniu biostratygraficznym (por. Pajchlowa i in., 1968, 1980). Zwięzłe podsumowanie omawianej problematyki według stanu na koniec ubiegłego stulecia zawierają prace Rackiego i Turnau (2000) oraz Pajchlowej i Miłaczewskiego (2003). Liczba danych biostratygraficznych o poszczególnych basenach jest proporcjonalna do intensywności badań paleontologicznych prowadzonych od początku XIX w. (Pajchlowa i in., 2003). Najważniejsze miejsce zajmują tu Góry Świętokrzyskie, które dostarczały reperów stratygraficznych do szerszej korelacji międzybasenowej (Narkiewicz i in., 2006).

3.3.1. Dewon dolny

GSSP (globalny stratotyp i punkt graniczny) podstawy dewonu wyznaczono w profilu Klonk w basenie praskim w miejscu pierwszego wystąpienia (FAD) graptolita *Uncinatograptus uniformis uniformis* (fig. 30). GSSP dolnej granicy pragu ustalono w profilu Velka Chuchle k. Pragi, głównie na podstawie występowania konodonta *Gondwania irregularis*. Podstawę emsu definiuje GSSP w profilu Zinzil'ban w Uzbekistanie, jako FAD konodonta *Eocostapolygnathus kitabicus*, aczkolwiek proponowane jest przesunięcie granicy do FAD morfotypu M114 konodonta *Eolinguipolygnathus excavatus* (Becker i in., 2020). Z podziałem konodontowym i graptolitowym są w przybliżeniu skorelowane palinozony miosporowe (Richardson, McGregor, 1986; Streel i in., 1987).

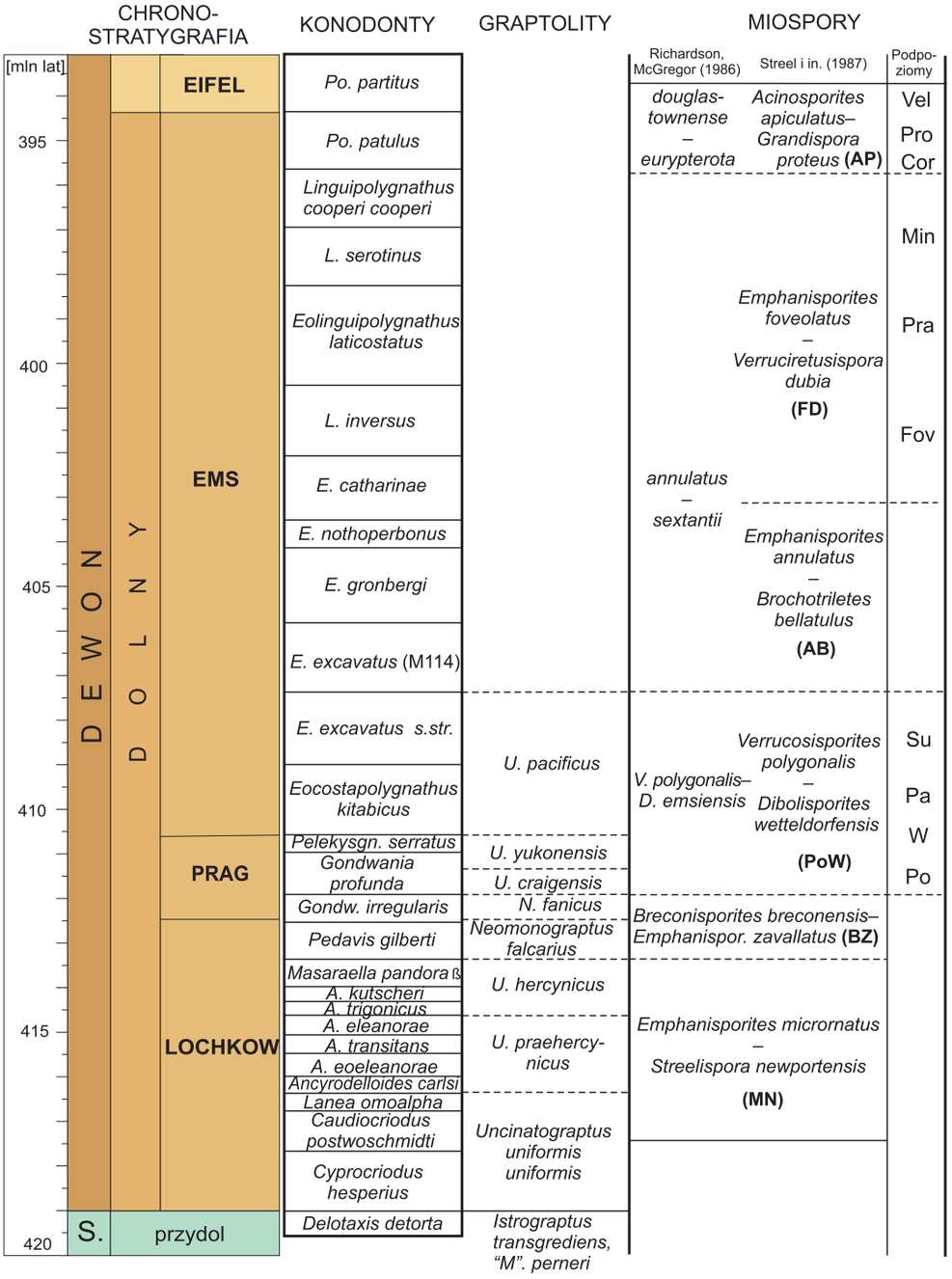


FIG. 30. Podziały biostratygraficzne dewonu dolnego na podstawie konodontów i graptolitów (Becker i in., 2020, zmieniono) oraz miospor (Richardson, McGregor, 1986; Streel i in., 1987). Skala stratygraficzna wg Beckera i in. (2020)

W basenach polskich dominują w dewonie dolnym klastyki lądowe i marginalnomorskie, przez co największe znaczenie dla badań biostratygraficznych ma zonacja miosporowa (fig. 30–32). Mniejszą rolę odgrywa makrofauna występująca w niższych, morskich częściach sukcesji dolnodewońskich w basenach łysogórskim i lubelskim (podrozdz. 3.1).

W basenie górnośląskim dolna część klastyków warstw zabierzowskich jest datowana w profilu otworu Trojanowice 2 na poziom *annulatus–sextantii* emsu środkowego–górnego, a górna – na poziom *douglastownense–eurypterota* pogranicza emsu i eiflu (Filipiak, 2014). Podobne dane uzyskano wcześniej z otworu Klucze 1 (Filipiak, 2011). Nieco szerszy wiek, obejmujący również poziom *annulatus–bellatulus* (AB) niższego emsu, sugerują badania formacji andrychowskiej (Turnau, 1974; Racki, Turnau, 2000). Jednostka ta może jednak sięgać miejscami do bliżej nieokreślonego odcinka dewonu środkowego (Narkiewicz, 2005).

Badania osadów dolnodewońskich **basenu małopolskiego** koncentrowały się w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Dane miosporowe z klastyków górnej części „formacji" z Haliszki wskazują na poziom interwałowy Su palinozony *polygonalis–wetteldorfensis* (PW) pogranicza pragu/emsu oraz poziom AB dolnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; por. też Turnau, Tarnowska, 1997). Dolny kompleks piaskowcowy „formacji" z Winnej datowano na poziom interwałowy Fov palinozony *foveolatus–dubia* (FD) emsu środkowego, kompleks mułowcowy z wulkanitami na górnoemskie poziomy Min (= strop FD) i Cor (= spąg *apiculatus–proteus* – AP), natomiast górny kompleks piaskowcowy na poziom Pro (górna część AP) pogranicza emsu/eiflu. W strefie kostomłockiej Malec (1993b, 2001a) zaliczył zlepieńce z Gruchawki do wyższego pragu na podstawie szczątków ryb, natomiast warstwy z Barczy przypisał do pogranicza pragu i emsu. Dane Filipiaka (2011) z otworu wiertniczego RK-7 koło Zawiercia wskazują na poziom *polygonalis–emsiensis* pogranicza pragu/emsu w stropie klastyków (odpowiedników formacji z Winnej ?), natomiast ich górna granica z węglanami przebiega w poziomie *annulatus–sextantii* emsu środkowego–górnego.

W profilach **basenu łysogórskiego** granica sylur/dewon biegnie w facjach morskich. W regionie łysogórskim występuje ona zapewne w wyższej części formacji z Rudek, której partie spągowe należą prawdopodobnie do przydolu górnego z liliowcami *Scyphocrinus* (Kozłowski, 2008). Występujące w górnej części formacji graptolity *Uncinatograptus uniformis* wskazują na najniższy lochkow (Porębska, 2003). Wyżej leżąca formacja bostowska należy do lochkowu na podstawie zespołu trylobitów z rodzajów *Acastella* i *Proacanthina* (Tomczykowa, 1991; Kozłowski, 2008) oraz udokumentowanej palinozony MN (Streel i in. 1987; Fijałkowska-Mader, Malec, 2018). Środkowa–górna część warstw barczańskich zawiera miospory poziomu Su palinozony PW pogranicza pragu/emsu oraz poziom AB dolnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011, 2018). W „formacji" zagórzańskiej zidentyfikowano poziomy AB do Cor (= dolna część AP) emsu środkowego–górnego (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011).

Dane z profilu otworu Pionki 4 na pograniczu **basenu łysogórskiego** i **lubelskiego** wskazują na przynależność dolnej części formacji sycyńskiej do poziomu R palinozony MN lochkowu dolnego (Turnau, 1985b, 2011; Turnau i in., 2005), natomiast datowania małżoraczków i konodontów – na cały lochkow (Nehring-Lefeld, 1985). W górnej części formacji czarnoleskiej znaleziono spory poziomu M palinozony MN środkowej części lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Dolna część formacji zwoleńskiej należy do nienajwyższego lochkowu (poziom Si – Turnau, 2011), natomiast w części górnej stwierdzono poziom W palinozony PoW pragu, a także poziom Su pogranicza pragu i emsu. Najwyższe poziomy emsu, AB i FD, udokumentowano w otworze Ciepielów IG 1 (region radomski) oraz w otworach Pionki 1 i 4. W części SE basenu lubelskiego stropowe partie formacji zwoleńskiej należą do poziomu Su palinozony PoW pogranicza pragu i emsu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011).

W **basenie pomorskim**, w spągowych partiach „formacji" tucholskiej i jamneńskiej znaleziono miospory nie starsze od najmłodszego emsu, najprawdopodobniej wieku wczesnoeifelskiego (Turnau, Matyja, 2001). Brak wzmianek o miosporach charakterystycznych dla przedziału lochkow–prag może sugerować pierwotny brak osadów tego wieku w basenie pomorskim.

3.3.2. Pogranicze dewonu dolnego i środkowego

Omawiany przedział stratygraficzny charakteryzuje się klastyczno-węglanowymi facjami transgresji morskiej na pograniczu dewonu wczesnego i środkowego. W rejonie Siewierza–Olkusza–Zawiercia **basenu górnośląskiego** porównywalne utwory zaliczono do kompleksu węglanowo-terygenicznego (podrozdz. 3.1.1), datowanego na eifel na podstawie słabych przesłanek faunistycznych, m.in. obecności tentakulitów z rodzaju *Tentaculites* i *Heteroctenus* (Hajłasz, 1967).

W **basenie małopolskim** (region kielecki), partie spągowe formacji z Baraniej Góry mogą należeć do górnego emsu, natomiast strop biegnie w dolnym eiflu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Filipiak, 2011; Wójcik, 2015; fig. 16). Formacji tej odpowiada w przybliżeniu „poziom dąbrowski" charakteryzujący się obecnością ramienionoga *Chimaerothyris dombrowiensis* (Studencka, 1983). Do pogranicza emsu/eiflu należy ogniwo z Porzecza korelowane z poziomami konodontowymi *patulus–partitus* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011) oraz ogniwo z Dębskiej Woli ze sporami poziomu *douglastownense–eurypterota* (Filipiak, 2011). Ogniwo z Dąbrowy należy do dolno-eifelskich poziomów *partitus*–najniższy *costatus* (Malec, 2005; Wójcik, 2015). Do dolnego eiflu należy ogniwo z Brzezin nie starsze od poziomów *partitus–costatus* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Wójcik, 2015), a także ogniwo janczyckie (*partitus*–dolny *costatus*) i jurkowickie (*costatus*) (Wójcik, 2015).

Odpowiedniki formacji z Baraniej Góry z podłoża niecki Nidy zaliczano do pogranicza emsu/eiflu na podstawie fauny z *Chimaerothyris dombrowiensis* (otwór Jaronowice IG 1; Jaworowski i in., 1967). W otworze tym osady klastyczno-węglanowe oraz spągową część węglanów przypisano do poziomu *protea* palinozony *douglastownense–eurypterota* przejścia ems/eifel (Filipiak, 2011).

W regionie łysogórskim formacja grzegorzowicka jest zaliczana na podstawie konodontów do poziomów *serotinus–costatus* pogranicza ems/eifel (Malec, 2005), a na podstawie miospor do poziomu AP (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Najniższe ogniwa: z Warszówka, z Godowa i z Bukowej Góry należą odpowiednio do poziomów: *serotinus*, pogranicza *serotinus–patulus* oraz ?*serotinus–patulus* górnego emsu. Ogniwo z Bukowej Góry odpowiada palinozonie AP – w części dolnej poziomowi Cor górnego emsu, a w górnej – Pro pogranicza emsu/eiflu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Filipiak (2011) odniósł tę jednostkę do poziomu *protea* palinozony *douglastownense–eurypterota*. Ogniwa wydryszowskie i kapkazkie zaliczono do poziomu *patulus* najwyższego emsu, a rzepińskie – do poziomów *patulus–partitus* pogranicza emsu/eiflu (Malec, 2005). Według Fijałkowskiej-Mader i Malca (2011) oraz Filipiaka (2011) dwa pierwsze ogniwa należą do poziomu Pro pogranicza emsu/eiflu. Ogniwo zachełmiańskie Malec (2005) zaliczył w części spągowej do poziomów *patulus–costatus*. W ujęciu palinostratygraficznym dolna część ogniwa należy do poziomu Pro, a górna – Vel (dolny eifel; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011), lub w partiach spągowych – *velata–langii* eiflu (Filipiak, 2011). Ogniwo dąbrowskie należy do dolnego eiflu (konodontowe poziomy *partitus–costatus*).

W **regionie radomskim** serię marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami zaliczono do dolnego eiflu na podstawie małżoraczków i tabulatów (Sarnecka, 1986; Żakowa i in., 1986), jednak Malec (2002) skorygował położenie granicy ems/eifel, przesuwając ją ku górze serii.

W **basenie lubelskim** podstawowa transgresja dewonu środkowego odpowiada klastykom ogniwa przewodowskiego. Nowsze dane miosporowe wskazują jednak, że lokalnie co najmniej niższa część ogniwa należy do wyższego emsu (poziom FD – Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Wyższa część została zaliczona do poziomu AP najwyższego emsu–dolnego eiflu. Coraz młodszy wiek ogniwa ku brzegowi zbiornika (podrozdz. 3.2.4) potwierdzają dane biostratygraficzne wskazujące na żywecki wiek utworów węglanowych leżących nieco powyżej ogniwa przewodowskiego w profilu Terebin IG 5 (Narkiewicz, 2011), oraz dane z segmentu stężyckiego (por. fig. 24).

3.3.3. Dewon środkowy

GSSP podstawy eiflu zdefiniowano w profilu Wetteldorf w Górach Eifel jako FAD konodonta *Polygnathus partitus*. Górnoeifelski poziom „*ensensis*" jest tu ujęty w cudzysłów (fig. 33) jako koncepcja prowizoryczna, wymagająca rewizji (Narkiewicz i in., 2023). GSSP spągu żywetu zdefiniowano w marokańskim profilu Jebel Mech Irdane jako FAD konodonta *Polygnathus hemiansatus* (Walliser i in., 1995). Zonacja konodontowa żywetu ma swoją wersję podstawową, głównie dla facji głębokomorskich (Bultynck, 1987; Klapper, Johnson, 1990; Ziegler, Sandberg, 1990; Clausen i in., 1993) oraz alternatywną, dla facji płytkomorskich i (lub) przybrzeżnych (Witzke i in., 1988; Rogers, 1998; Narkiewicz, Bultynck, 2010; fig. 34). Podział miosporowy jest skorelowany z zonacją konodontową jedynie w przybliżeniu.

Omawiane utwory środkowodewońskie są wykształcone na ogół w płytkomorskich facjach platformy węglanowej lub odciętego szelfu. Zespoły organiczne, w większości bentosowe, są często ubogie i niezróżnicowane i (lub) obfitują w skamieniałości o umiarkowanej wartości biostratygraficznej, np. stromatoporoidy, korale i ramienionogi. Opieranie badań na takich formach prowadziło nierzadko do wątpliwych i (lub) mało precyzyjnych datowań. Od lat 80. ub. w.

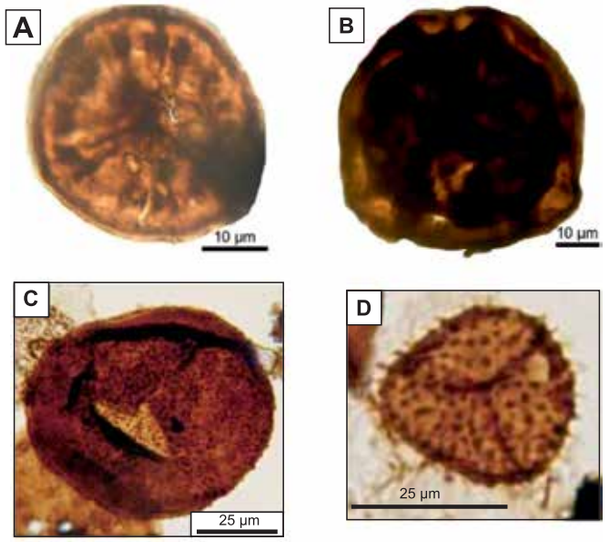


FIG. 31. Przykłady indeksowych taksonów miospor dolnodewońskich z obszaru Polski: **A** – *Emphanisporites annulatus*; **B** – *Coronaspora mariae*; **C** – *Apiculiretusispora brandtii*; **D** – *Dibolisporites wetteldorfensis*. A, B – poziom miosporowy AB wczesnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018: ryc. 5 G i L); C, D – poziom *annulatus–sextantii* (?FD), środkowy ems (Filipiak, 2014: C – tabl. IV, D – fig. 6 tabl. II, fig. 1)

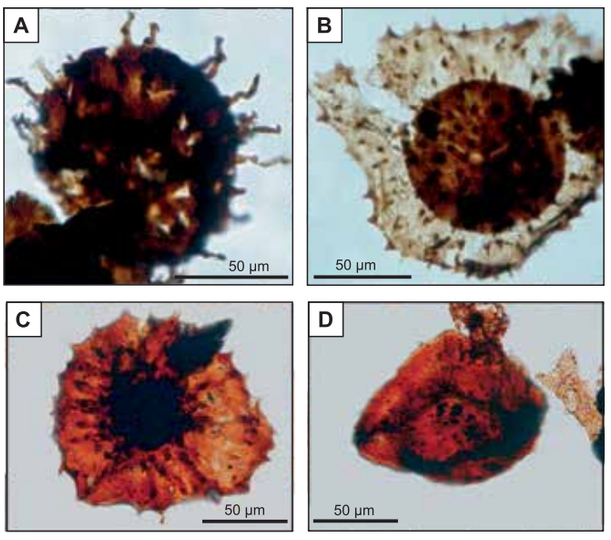


FIG. 32. Przykłady indeksowych taksonów miospor z pogranicza dewonu dolnego i środkowego (ems/eifel) z obszaru Polski: **A** – *Hystricosporites microancyreus*; **B** – *Ancyrospora netterscheimensis*; **C** – *Grandispora douglastownenese*; **D** – *Ancyrospora eurypterota*. A, B – poziom *apiculatus–proteus* (Turnau, 2011: tabl. I, fig. 11, 7); C, D – poziom *douglastownenese–eurypterota* (Filipiak, 2014: C – tabl. V, fig. 1, D – tabl. VI, fig. 6)

3
Baseny przedpola orogenu

rozwijają się badania konodontów, co umożliwia dokładniejsze ustalenie wieku jednostek litostratygraficznych oraz korelację z globalnym podziałem chronostratygraficznym. Kolejne transgresje eustatyczne sprzyjały rozwojowi, zwłaszcza od żywetu, coraz głębszych facji szelfowych, co zwiększa precyzję datowań opartych na bogatych zespołach konodontowych. W mniejszym stopniu dotyczy to środowisk rafowych i płytkomorskiej platformy węglanowej, gdzie konodonty występują sporadycznie. Znaczny postęp w biostratygrafii osadów lądowych i marginalnomorskich był możliwy dzięki badaniom palinologicznym (Turnau, 1995, 1996, 2007, 2008).

W regionie karpackim **basenu górnośląskiego** pojedyncze konodonty i małżoraczki z ogniwa Uszwicy formacji lachowickiej świadczą o wieku ogólnie środkowodewońskim, natomiast miospory i akritarchy wskazują na pogranicze emsu/eiflu (Matyja i in., 2001). Dolomity ze Zbrzy (fig. 14) były przedmiotem różnych datowań, w tym nawet wyłączających je z dewonu (Narkiewicz, Racki, 1984). Dolną część jednostki zaliczano na ogół do eiflu, a jej partie stropowe do dolnego żywetu na podstawie ramienionoga *Stringocephalus burtini* (Klimek, Koszarski, 1955) lub do górnego żywetu na podstawie *Amphipora* cf. *angusta* (Łaptaś, 1982). Wapień z Siedlca (Gürich, 1903) zawiera żyweckie formy *Stringocephalus* oraz zespół tabulatów tego wieku, m.in. formę *Caliapora battersbyi* (fig. 10; Nowiński, 1976). Makrofauna w wapieniu z Dziewek, zawierająca m.in. *Stringocephalus*, koralowce, liliowce, w tym przewodni *Noctuicrinus*, świadczy o żyweckim wieku tej jednostki (Baliński, 1971; Racki i in., 1993b). Granicę dewonu środkowego i górnego można w przybliżeniu utożsamiać ze stropową granicą wapieni dębnickich na podstawie konodontów dolnego poziomu *asymmetricus* ze spągowej części wapieni gruzłowych (Baliński, 1979).

Region kielecki pozostaje reperowym obszarem dla korelacji biochronostratygraficznej **basenu małopolskiego**. Według Wójcika (2015) konodonty z ogniw z Wszachowa i Nowego Stawu formacji wojciechowickiej (fig. 19) wskazują na wiek eifelski lub młodszy, lecz nie starszy niż poziom *costatus*. Granicę eifel/żywet, tradycyjnie stawianą w miejscu pojawiania się gałązkowych stromatoporoidów *Amphipora* (Czarnocki, 1950), umownie wyznacza się w spągu jednostki I formacji z Kowali (Narkiewicz, 1991). Z warstw stringocefalowych opisano stromatoporoidy (Kaźmierczak, 1971), tabulaty (Baliński, 1973) oraz małżoraczki (Olempska, 1979) wskazujące na późny żywet. O wieku wczesnożyweckim świadczyłoby natomiast następstwo zespołów ramienionogów *Rensselandia* i *Stringocephalus* (Racki, 1993; Racki *w:* Narkiewicz i in., 2006). Wrzołek (1988) wydzielił w odpowiednikach tych utworów poziomy tetrakoralowe *Disphyllia laxa* i *Temnophyllum occidentale*. Z ogniwa z Jaźwicy opisano konodonty najwyższego żywetu z pogranicza poziomów *disparilis–asymmetricus*, lokalnie od poziomu ?*varcus* (Racki, 1993). Granica żywet/fran biegnie w obrębie warstw sitkówczańskich dolnych i warstw chęcińskich (Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993), jednak jej ustalanie może być utrudnione przez brak fauny przewodniej. Z warstw chęcińskich opisano poziom acme rodzaju *Disphyllum* (Różkowska, Fedorowski, 1972; Wrzołek, 1988), zespół ramienionogów *Iowatrypa* i *Uchtospirifer* (Racki, 1993) i nielicznych konodontów z pogranicza żywetu/franu (Narkiewicz i in., 1990;

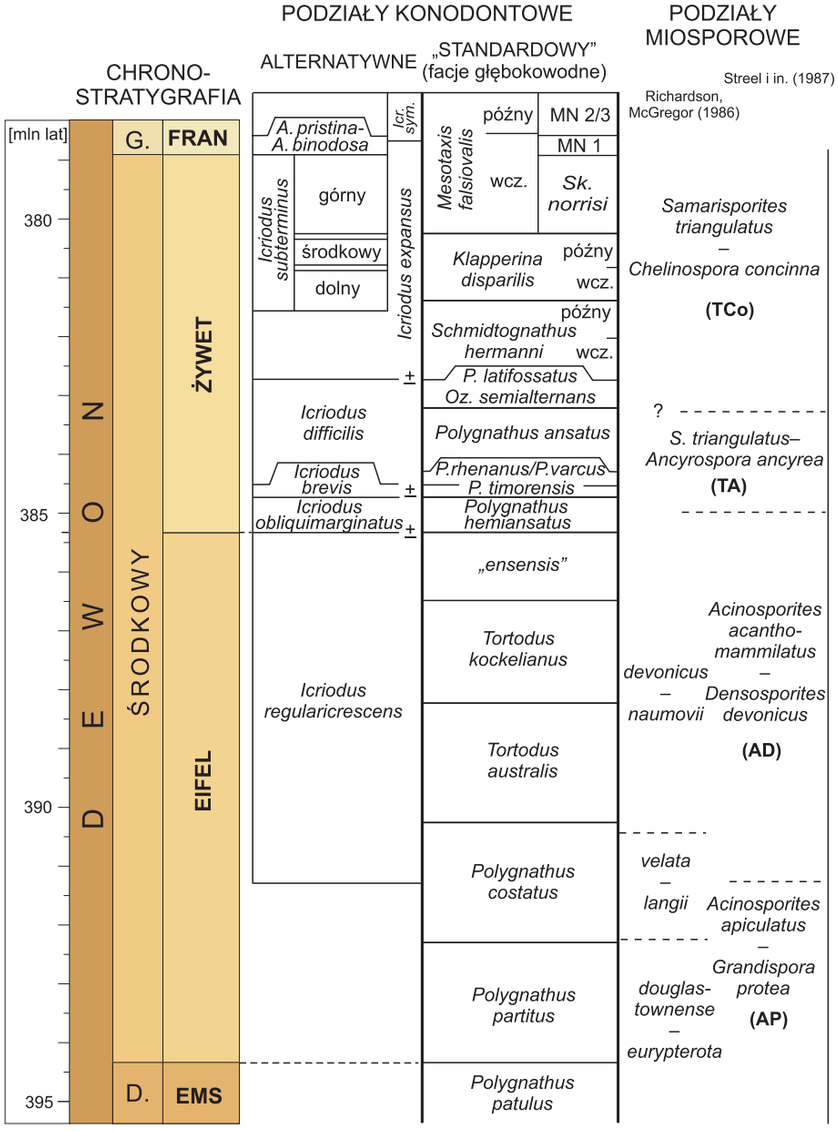


FIG. 33. Podział biostratygraficzny dewonu środkowego na podstawie konodontów i miospor. „Standardowy" podział konodontowy wg: Ziegler, Klapper (1982); Bultynck (1987); Klapper, Johnson (1990); Ziegler, Sandberg (1990). Podziały alternatywne wg: Bultynck (1987); Bultynck, Gouwy (2008); Narkiewicz, Bultynck (2010). Zonacja miosporowa wg: Streel i in. (1987); Playford, McGregor (1993); Maziane-Serraj i in. (1999); Racki, Turnau (2000); Pajchlowa i in. (2003); Turnau i in. (2005)

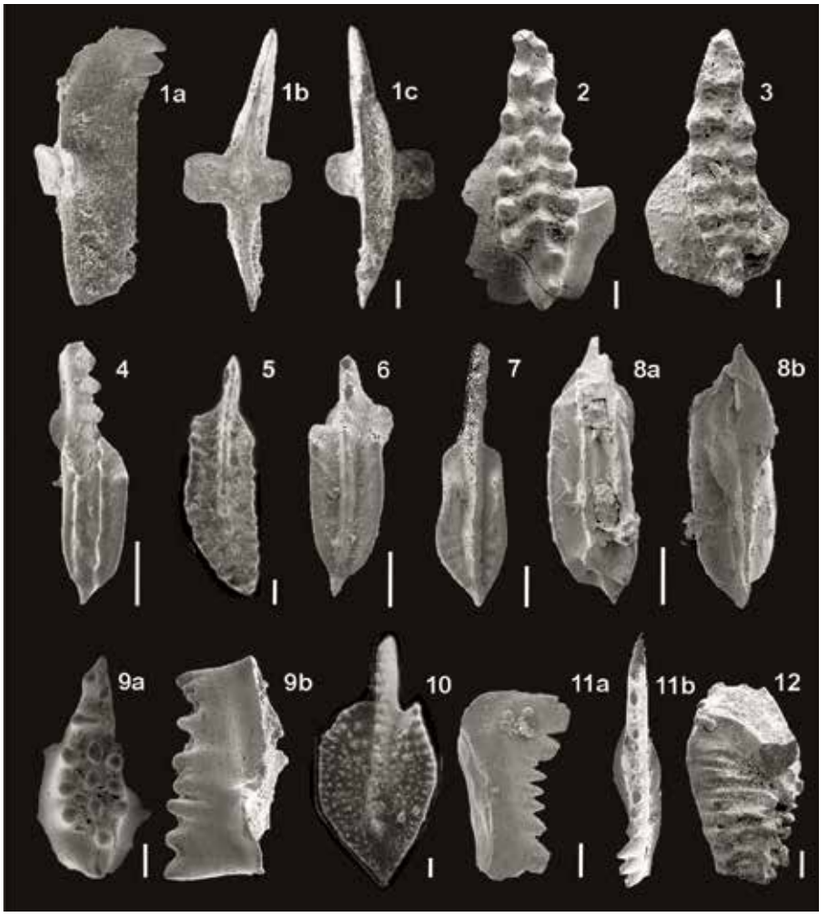


FIG. 34. Przykłady indeksowych taksonów konodontów dewonu środkowego z obszaru Polski: **1** – *Bipennatus bipennatus montensis* (Weddige, 1977), a – widok z boku, b – strona dolna, c – strona górna, kamieniołom Zachełmie, eifel, poziom *costatus* (Narkiewicz, 2015: fig. 3A, B, C); **2** – *Icriodus corniger corniger* Wittekindt, 1966, strona górna, otwór Szwejki IG 3, głęb. 5172,5 m, eifel, poziom *costatus* (Narkiewicz, 2011: tabl. I, fig. 8); **3** – *Icriodus rectirostratus* Bultynck, 1970, strona górna, otwór Świdno IG 1, głęb. 1579,0 m, najwyższy ems–najniższy eifel, poziom *patulus–partitus* (Narkiewicz, 2011: tabl. I, fig. 6); **4** – *Polygnathus varcus* Stauffer, 1940, strona górna, profil Świętomarz–Śniadka, żywet, poziom *rhenanus/varcus* (Woroncowa-Marcinowska, 2012: fig. 6O); **5** – *Polygnathus partitus* Klapper, Ziegler, Mashkova, 1978, strona górna, profil Grzegorzowice, najniższy żywet, poziom *partitus* (Malec, 2002: pl. 14, fig. 4); **6** – *Polygnathus rhenanus rhenanus* Klapper, Philip, Jackson, 1970, strona górna, otwór Bąkowa IG 1, głęb. 2248,1 m, żywet, poziom *rhenanus/varcus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 9B); **7** – *Polygnathus ansatus* Ziegler, Klapper, 1976, strona górna, otwór Giełczew PIG 5, głęb. 2017,9 m, żywet, poziom *ansatus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 4C); **8** – *Polygnathus latifossatus* Wirth, 1967, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Komarów IG 1, głęb. 2353,5 , żywet, poziom *latifossatus/semialternans* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 10B, C); **9** – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1947, a – strona górna, b – widok z boku, otwór Świdno IG 1, głęb. 1218,8 m, żywet, poziom Lower *subterminus* (Narkiewicz, 2011: tabl. IV, fig. 1a, b); **10** – *Klapperina disparilis* (Ziegler, Klapper, 1976), strona górna, kamieniołom Szydłówek, profil Sz-14, żywet, poziom *disparilis* (Racki, Bultynck, 1993: pl. 6, fig. 6a); **11** – *Pandorinellina insita* (Stauffer, 1940), a – widok z boku, okaz z ułamaną przednią częścią, b – strona górna, otwór Krowie Bagno IG 1, głęb. 1332,2 m, żywet, poziom górny *subterminus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 5W, 5X); **12** – *Skeletognathus norrisi* Uyeno, 1967 element Pb, strona górna, otwór Bąkowa IG 1, głęb. 1493,4 m, żywet, poziom *norrisi* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 5V). Długość skali = 100 µm

Racki, 1993). W klasycznym profilu Góry Zamkowej w Chęcinach Racki (1993) prowadził granicę żywet/fran na podstawie pojawiania się konodontów *Ancyrodella* w pobliżu spągu charakterystycznego zespołu z rogowcami.

W bogatszych w konodonty profilach strefy kostomłockiej do środkowego–górnego żywetu zaliczono warstwy z Laskowej Góry (fig. 17), z konodontami poziomów *varcus–disparilis* (Racki, 1985a). W warstwach szydłóweckich biegnie granica żywet/fran, o czym świadczy występowanie wskaźnikowych konodontów (Racki, 1985a; Racki, Turnau, 2000) oraz ramienionoga *Phlogoiderhynchus polonicus* i goniatyta *Manticoceras* (Szulczewski, 1971; Sartenaer, Racki, 1992). Z kolei w warstwach z Wietrzni granicę pięter precyzyjnie wyznacza sukcesja wczesnych form *Ancyrodella* (Racki, Bultynck, 1993). We frańskiej części warstw z Wietrzni Pisarzowska i in. (2006) udokumentowali ancyrodelle poziomów *transitans–hassi.*

Biostratygrafia dewonu środkowego świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** opiera się od XIX w. głównie na szczegółowych badaniach profili Grzegorzowice–Skały oraz Świętomarz–Śniadka (Pajchlowa, 1957; Racki i in., 2022b). Formację wojciechowicką datowano na podstawie konodontów na niższą część eiflu (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Do górnoeifelskiego poziomu „*ensensis*" należy prawdopodobnie ogniwo z Dobruchny w spągu formacji skalskiej ze wskaźnikowymi tentakuloidami *Nowakia otomari* (Dzik, 1981) oraz licznymi ramienionogami, m.in. z rodzaju *Primipilaria* i *Isospinatrypa* (Racki i in., 2022b). Granica eifel/żywet biegnie wyżej w formacji skalskiej, której partie stropowe mają przebieg diachroniczny na pograniczu podpoziomów miosporowych Ex1 i Ex2 (Turnau, Racki, 1999; Kondas, Filipiak, 2022; Halamski i in., 2022; fig. 35). Klastyki warstw świętomarskich odpowiadają poziomom *rhenanus/varcus* do ?niższej części *ansatus*, natomiast warstwy pokrzywiańskie mieszczą się w poziomie *ansatus* (Malec, 2012). Warstwy nieczulickie odpowiadają poziomom środkowego–górnego żywetu od *ansatus* (miospory: Ex2/Ex3) do dolnego *falsiovalis* (Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999; Woroncowa-Marcinowska, 2005; Malec, 2012). Granica żywet/fran wypadałaby zatem w pobliżu granicy warstw nieczulickich i kostomłockich.

W radomskiej części basenu łysogórskiego do eiflu i ?niższego żywetu zaliczono, na podstawie skąpych danych konodontowych i przesłanek pośrednich, wapienie z ramienionogami i krynoidami, iłowce dolomityczne i wapienie oraz wapienie dolomityczne (Żakowa i in., 1986; Narkiewicz, 2011). Konodonty z serii margli i iłowców wapnistych wskazują, że część najniższa jednostki należy do pogranicza emsu/eiflu, a środkowa do eiflu środkowego (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011). Małżoraczki sugerują wczesnożywecki wiek górnych partii wydzielenia (Malec i in., 1996).

Nie można wykluczyć, że spągowa część formacji z Bąkowej należy do przedziału *rhenanus/varcus–ansatus* środkowego żywetu (Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011). Implikuje to podobny zakres wiekowy leżącej niżej terygenicznej formacji ostałowskiej, co nie jest sprzeczne z datowaniami małżoraczkowymi (Malec i in., 1996). Dane konodontowe i małżoraczkowe wskazują, że strop formacji bąkowskiej jest diachroniczny (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011) – nie młodszy niż poziom *hermanni* w profilu Szwejki IG 3, a odpowiadający prawdopodobnie poziomowi *disparilis* w profilu Niesiołowice IG 1.

Spągowe partie ogniwa łaziskiego datowano na środkowożyweckie poziomy *rhenanus/varcus–ansatus* (Narkiewicz, 2011), a wiek warstw stropowych jest nie młodszy niż późnożywecki poziom *hermanni* (Narkiewicz, 2011). W Niesiołowicach IG 1 najmłodsze osady ogniwa datowano na poziom *disparilis* lub wyższy. Dane konodontowe z otworu Bąkowa IG 1 wskazują, że spąg ogniwa z Kunegundowa nie jest starszy niż poziom *rhenanus/varcus,* a strop jest nie starszy niż górnożywecki poziom *hermanni*.

Z danych konodontowych i małżoraczkowych wynika, że spąg formacji szewjkowskiej przebiega w górnym żywecie, aczkolwiek jest diachroniczny w zakresie poziomów *hermanni* (lub starszego) do *disparilis* (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011). Granica górna biegnie w górnym żywecie, w przedziale poziomów *hermanni–norrisi*, ale lokalnie może sięgać do franu. Dane konodontowe sugerują, że w obrębie formacji Iłżanki biegnie granica żywet/fran (Narkiewicz, 2011). Najniższa część formacji jest lokalnie nie starsza niż poziom *hermanni*, a najwyższa należy do dolnofrańskich poziomów MN 1–MN 2 lub młodszych.

W **basenie lubelskim** wiek formacji telatyńskiej wykracza poza granice dewonu środkowego, bowiem miospory z ogniwa przewodowskiego przynajmniej lokalnie datują wyższy ems (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Środkowożyweckie poziomy *rhenanus/varcus–ansatus* stwierdzono w części stropowej ogniwa machnowskiego i w ogniwie pełczańskim, a górnożywecki dolny poziom *subterminus* – w ogniwie rachańskim (Narkiewicz, Narkiewicz, 1998; Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011).

Powyżej spągu ogniwa giełczewskiego znaleziono spory z poziomu AP pogranicza ems/eifel, prawdopodobnie z najniższego eiflu (Turnau, 2011). W wyższych partiach ogniwa stwierdzono natomiast górnożywecki poziom Aur (fig. 35). W środkowej części ogniwa stwierdzono sukcesję konodontowych poziomów *subterminus* i fauny *insita* najwyższego żywetu, natomiast tuż poniżej stropu występują miospory poziomu Den, odpowiadającego prawdopodobnie najniższemu franowi (Turnau, 2011). W stropowej części ogniwa w profilu Giełczew PIG 5 zidentyfikowano konodonty należące do dolnofrańskich poziomów MN1/2 (Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011).

Badania palinologiczne osadów **basenu pomorskiego** wykazały obecność form o zasięgach od górnego emsu do eiflu w spągowych partiach „formacji" tucholskiej, studnickiej i jamneńskiej. Stropowe części tych jednostek reprezentują środkowy żywet – podpoziomy Ex 1–Ex 3 (Turnau, 1995, 2004, 2008, 2012). „Formacja" z Miastka należy w dolnej części do podpoziomu Ex 1, a w górnej do Ex 2 dolnego–środkowego żywetu, podobnie jak „formacja" silneńska (Turnau, 1995, 2004). Poziom Ex 3 występuje w „formacji" z Sianowa zaliczanej do środkowego żywetu również na podstawie badań konodontowych. Z kolei do środkowego–górnego żywetu (Ex 3) należą „formacje" chojnicka i wyszeborska (Turnau, 1995, 2004, 2008, 2012; Matyja, 2004).

3.3.4. Dewon górny

GSSP podstawy franu wyznaczono w profilu Col de Puech de la Suque w Montagne Noire (południowa Francja) jako FAD *Ancyrodella rotundiloba pristina* (Klapper i in., 1987). Oparte na profilach Montagne Noire poziomy MN 1–13 (Klapper, 1988) są obecnie określane jako frańskie poziomy konodontowe (FCZ – Klapper, Kirchgasser, 2016; fig. 36). GSSP spągu famenu w Coumiac (Montagne Noire; Klapper i in., 1993) jest zdefiniowany na podstawie FAD *Palmatolepis subperlobata* (Spalletta i in., 2017). GSSP granicy dewon/karbon ustalono w profilu La Serre (Montagne Noire; Paproth i in., 1991) jako FAD *Siphonodella (Eosiphonodella) sulcata*. Zasadność tego ustalenia jest kwestionowana z powodu problemów taksonomicznych wokół wczesnych form *Siphonodella* oraz wobec kwestionowanej ciągłości zapisu paleontologicznego w profilu stratotypowym. Dlatego też obecnie prowadzone są prace nad ustaleniem nowego GSSP, prawdopodobnie nawiązującego do dolnej granicy poziomu *Protognathodus kockeli* (Spalletta i in., 2017).

Ogólnie dewon górny charakteryzuje się najbardziej otwartomorskimi facjami i najbogatszymi zespołami konodontów (fig. 37, 38), co umożliwia precyzyjną korelację chronostratygraficzną.

W części podkarpackiej **basenu górnośląskiego** dane biostratygraficzne o dewonie górnym uzyskano głównie z otworu Goczałkowice IG 1. W spągu formacji roztropickiej występuje tam zespół stromatoporoidów charakterystyczny dla pogranicza żywetu/franu; taksony typowo frańskie stwierdzono wyżej w profilu (Kaźmierczak *w:* Kotas, 1973). Frański charakter mają też ramienionogi, aczkolwiek w najwyższej części jednostki występują już formy fameńskie, m.in. *Pugnax* sp. (Biernat, Baliński, 1973). Podobne formy znaleziono też w najniższych partiach jednostki czarnych margli i wapieni marglistych, natomiast w ich stropie obecny jest bogaty zespół późnofameński. Ramienionogi fameńskie cytowani autorzy stwierdzili również w jednostce piaszczysto-węglanowej. Z jasnych dolosparytów i wapieni ziarnistych opisano nieliczne konodonty środkowofameńskiego poziomu *marginifera* (?), a w laminowanych wapieniach ziarnistych znaleziono pojedyncze konodonty najwyższego famenu (Heller, 1995). O fameńskim wieku górnej części ogniwa kukowskiego mogłyby świadczyć znaleziska konodonta *Bispathodus* oraz zespołu otwornic poziomu ?*Septatournayella* w profilach z okolic Tarnawy (Matyja i in., 2001).

Zespół wapieni gruzłowych rejonu Dębnika i Siewierza–Zawiercia należy do dolnofrańskich poziomów dolnego–środkowego (?górnego) *asymmetricus* (Narkiewicz, 1978a; Baliński, 1979; Pisarzowska i in., 2006). Wapienie ziarniste rejonu Dębnika datowano na środkowy poziom *asymmetricus–gigas* dolnego–środkowego franu (Narkiewicz, Racki, 1984). Odpowiadające ich dolnej części wapienie i łupki styliolinowe należą do środkowego–górnego poziomu *asymmetricus*. Natomiast ekwiwalent części górnej – „ogniwo" kalcyrudytów wraz z wyższym „ogniwem" wapieni laminowanych i kalcyrudytów datowano na dolny poziom *gigas*–?środkowy *triangularis* górnego franu do ?najniższego famenu (Narkiewicz, 1978a). W rejonie Dębnika granica pięter biegnie w jednostce wapieni płytowych, obejmującej poziom *gigas* górnego franu do *triangularis* dolnego famenu (Baliński, 1979, 1995). Wyżej leżące wapienie mikrytowe i ziarniste Baliński (1995) zaliczył do znacznej części famenu (poziomy *crepida*–wczesny *expansa* i młodsze?). Odpowiednikami litostratygraficznymi tych jednostek w rejonie Siewierza–Zawiercia są łupki ilaste, zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych i zespół czarnych łupków i wapieni. Są one datowane na, odpowiednio, ?środkowy poziom *triangularis*–środkowy *crepida*, poziomy środkowy *crepida–styriacus* (lub młodsze) oraz środkowy lub górny *costatus* (Narkiewicz, 1978a).

W regionie kieleckim **basenu małopolskiego**, kompleks IC (patrz podrozdz. 3.2.2) w spągowej części warstw sitkówczańskich górnych zawiera faunę charakterystyczną dla dolnego franu (Racki, 1993), podobnie jak ogniwo kadzielniańskie i poziom z *Phlogoiderhynchus*. Tę pierwszą jednostkę datowano na dolny–środkowy poziom *asymmetricus* (Szulczewski, Racki, 1981), natomiast drugą – na poziomy ?*transitans–punctata* (Narkiewicz, 1973; Racki, 1993; Pisarzowska i in., 2006). Pogranicze warstw sitkówczańskich dolnych i górnych mieści się w poziomie tetrakoralowym *Macgeea–Thamnophyllum* (Wrzołek, 1988). Z najwyższych warstw sitkówczańskich znane są zespoły małżoraczków z *Bairdiocypris samsonowiczi* (Malec, Racki, 1992) oraz otwornic (Racki, Soboń-Podgórska, 1993; Szulczewski i in., 1996), wskazujące na górny fran. W środkowej i górnej części franu Wrzołek (1988) wyróżnił poziomy tetrakoralowe, odpowiednio *Phillipsastrea smithi* i *Frechastrea pentagona*.

Warstwy kostomłockie odpowiadają niemal całemu franowi i najniższemu famenowi – poziomom środkowy *asymmetricus* do *triangularis* (Szulczewski, 1981c; Racki, 1985a; Pisarzowska i in., 2006). Kompleks łupkowo-marglisty i jego ekwiwalenty we wschodniej części regionu kieleckiego obejmują różne części dewonu górnego, miejscami, jak np. w rejonie Kowali i Łagów–Janczyce znaczną część franu i cały famen. W takich przypadkach występuje

PIĘTRO	PODZIAŁ SPOROWY: POZIOM	PODZIAŁ SPOROWY: PODPOZIOM	POZIOMY KONODONTOWE	
FRAN	Tholisporites densus Den		brak danych	
FRAN? ŻYWET?			?górny *falsiovalis*	?MN 2/3 ?MN 1
ŻYWET	Geminospora aurita Aur		*disparilis*–dolny *falsiovalis*	
			latifossatus–hermanni	
	‘Geminospora’ extensa Ex	Ex 3	*ansatus*	
		Ex 2	*rhenanus/varcus–ansatus*	
		Ex 1	*hemiansatus–timorensis*	
EIFEL	*Rhabdosporites langii*	RL	*australis–„ensensis”*	

FIG. 35. Miosporowy schemat stratygraficzny dla żywetu i dolnego franu (Turnau, 1995, 1996, 2011; Matyja, Turnau, 2008)

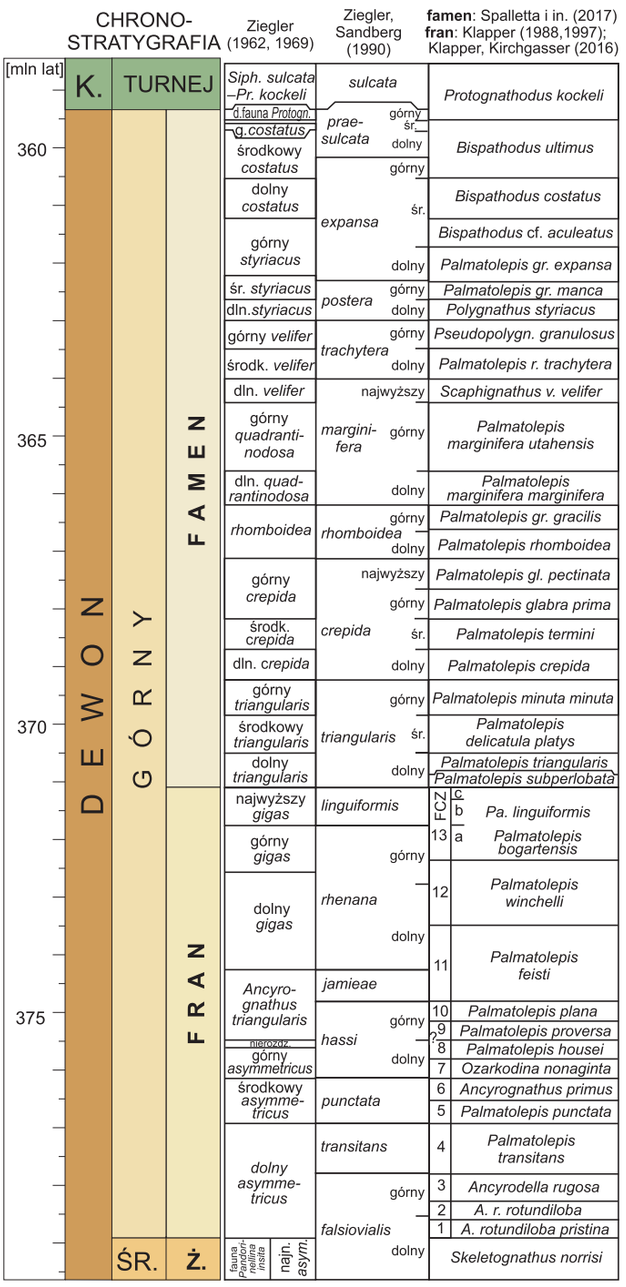


FIG. 36. Aktualna zonacja konodontowa dewonu górnego (prawa kolumna) porównana z jej wersjami wcześniejszymi. Numeracja (1–13) odnosi się do frańskich poziomów konodontowych (FCZ; Klapper, 1988, 1997; Klapper, Kirchgasser, 2016); podziały famenu – za Spalletta i in. (2017)

3
Baseny przedpola orogenu

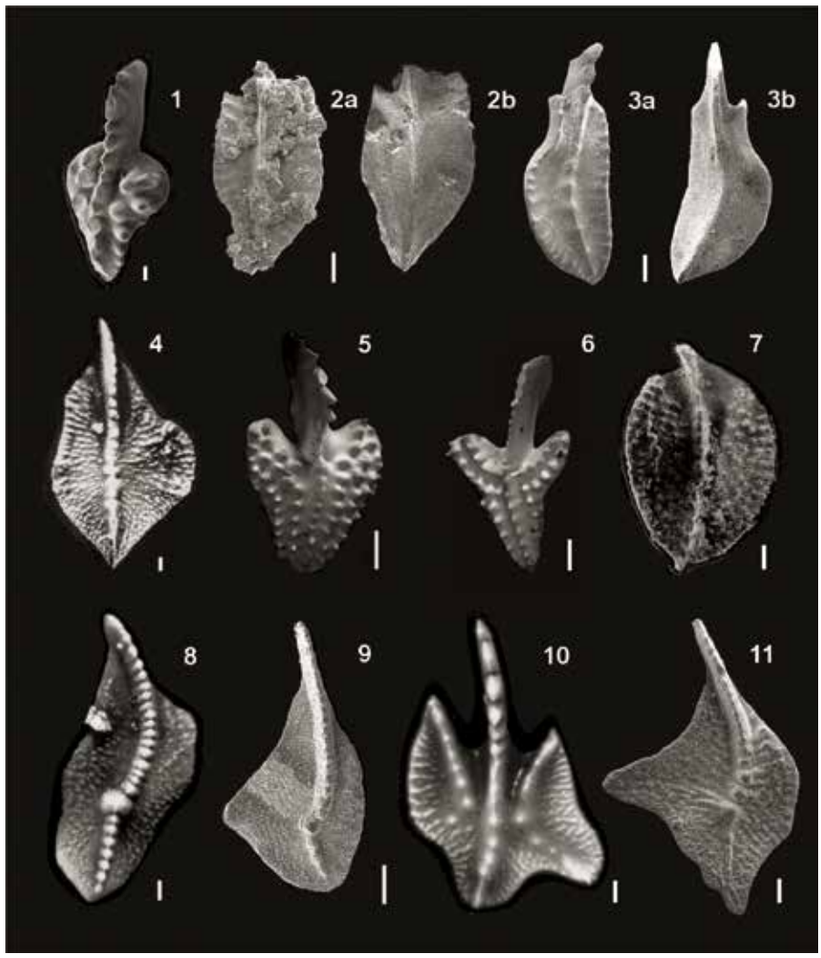


FIG. 37. Przykłady indeksowych taksonów konodontowych franu z obszaru Polski: **1** – *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha and Chernysheva, 1970, widok ukośny kamieniołom Wietrznia II, pr. 22, poziom *soluta* (= *falsiovalis*) (Racki, Bultynck, 1993: pl. 7, fig. 5); **2** – *Polygnathus morgani* Klapper, Lane, 1985, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Wilga IG 1, głęb. 3097,8 m, poziom dolny *hassi* (Narkiewicz, Bultynck, 2011, tabl. II, fig. 7a, b); **3** – *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, 1969, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Giełczew PIG 5, głęb. 1502,3–1502,1 m, poziom górna *rhenana* (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. VIII, fig. 6a, b); **4** – *Palmatolepis transitans* Müller, 1956, strona górna, Śluchowice, pr. S.13, poziom Upper *Polygnathus asymmetricus* (obecnie poziom *transitans* wg Pisarzowskiej i in., 2006) (Szulczewski, 1971: pl. 9, fig. 1); **5** – *Ancyrodella rugosa* Branson i Mehl, 1934, strona górna, Kostomłoty–Mogiłki, pr. Kt-V 21, poziom *rugosa* (= dolny *transitans*) (Pisarzowska i in., 2006: fig. 13A); **6** – *Ancyrodella gigas* Youngquist, 1947, forma 1 *sensu* Klapper, 1988, strona górna, Dębnik, pr. Deb 62B, poziom *gigas* form 1 (= poziom *punctata*) (Pisarzowska i in., 2006: fig. 13D); **7** – *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler, Bultynck, 1989, strona górna, kamieniołom Wietrznia II, pr. WiII/1, poziom *falsiovalis* (Racki, Bultynck, 1993: pl. 6, fig. 5a); **8** – *Palmatolepis linguiformis* Müller, 1956, strona górna, otwór BK-70, głęb. 194,6 m, poziom *linguiformis* (Narkiewicz, 1978a: pl. 3, fig. 7); **9** – *Palmatolepis bogartensis* (Stauffer, 1938), strona górna, otwór Giełczew PIG 5, głęb. 1502,3–1502,1 m, poziom górny *rhenana* (obecnie poziom *bogartensis*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. X, fig. 1); **10** – *Ancyrodella curvata* (Branson i Mehl, 1934), strona górna, otwór BK-70, głęb. 228,9 m; poziom środkowy *gigas* (obecnie poziom *bogartensis*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 1, fig. 5a); **11** – *Palmatolepis ultima* Ziegler, 1959, strona górna, otwór Giełczew PIG 6, głęb. 1552,0 m, poziom *triangularis* (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 14).
Długość skali = 100 µm

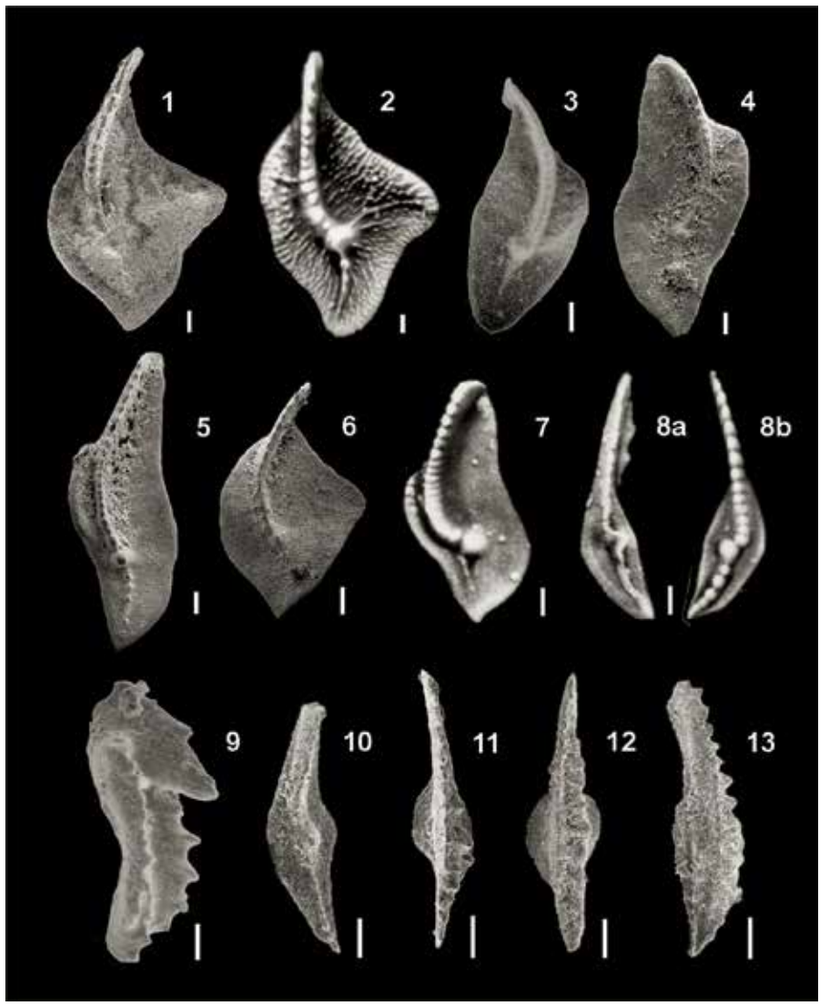


FIG. 38. Przykłady indeksowych taksonów konodontowych famenu z obszaru Polski: **1** – *Palmatolepis subperlobata* Branson i Mehl, 1934, strona górna, otwór Giełczew PIG 5, głęb. 1490,5–1490,8 m, poziom *triangularis* (obecnie poziom *subperlobata*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 6); **2** – *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955, strona górna, otwór BK-89, głęb. 408,4 m, poziom środkowy *triangularis* (Narkiewicz, 1978a: pl. 3, fig. 2); **3** – *Palmatolepis crepida* Sannemann, 1955, strona górna, otwór RR-34, głęb. 294,6 m, poziom środkowa *crepida* (Narkiewicz, 1978a: pl. 8, fig. 9); **4** – *Palmatolepis glabra prima* Ziegler, Huddle, 1969, strona górna, otwór Izdebno IG 1, głęb. 3096,9 m, poziom górny *crepida*–dolny *marginifera* (obecnie poziom P*almatolepis glabra prima*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XII, fig. 10); **5** – *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, 1962, strona górna, otwór Izdebno IG 1, głęb. 3015,3 m, poziom dolny *rhomboidea*–dolny *marginifera* (obecnie poziom *Palmatolepis rhomboidea*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XII, fig. 14); **6** – *Palmatolepis rhomboidea* Sannemann, 1955, strona górna, otwór Izdebno IG 1, głęb. 3015,3 m, poziom dolny *rhomboidea*–dolny *marginifera* (obecnie poziom *rhomboidea*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 12); **7** – *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms 1959, strona górna, otwór WB-10, głęb. 232,3 m, poziom dolny–środkowy *velifer* (obecnie poziom *Scaphignathus velifer velifer*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 10, fig. 1); **8** – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson, Mehl, 1934, a – strona dolna, b – strona górna, otwór WB-39, głęb. 163,9 m, poziom dolny–środkowy *styriacus* (obecnie poziom *Polygnathus styriacus*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 10, fig. 12a, b); **9** – *Scaphignatus velifer* Helms, 1959, widok skośny, otwór WB-10, głęb. 232,3 m, poziom dolny–środkowy *velifer* (obecnie poziom *Scaphignathus velifer velifer*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 11, fig. 1); **10** – *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg, Ziegler, 1979, strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus–praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15d); **11** – *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson i Mehl, 1934); strona górna, kamieniołom Kowala, pr. 20, poziom *praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 6d); **12** – *Bispathodus costatus* (Branson, 1934), strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus–praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15j); **13** – *Bispathodus ultimus* (Bischoff, 1957), strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus–praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15h).
Długość skali = 100 µm

ciągłość sedymentacji na granicy pięter, co umożliwia dokładne jej wyznaczenie na podstawie sukcesji konodontów *Palmatolepis* (Szulczewski, 1971, 1989; Matyja, Narkiewicz, 1995; Racki i in., 2002). Lokalnie granica biegnie w obrębie luk stratygraficznych lub osadów stratygraficznie skondensowanych (Szulczewski, 1989). W stropowej części kompleksu przebiega granica dewon/karbon udokumentowana na podstawie konodontów, głowonogów i miospor w odsłonięciach rejonu Kowali oraz w wierceniach zachodniej i środkowej części regionu kieleckiego (Turnau, 1985a; Czarnocki, 1989; Dzik, 1997; Filipiak, 2004; Malec, 2014, Matyja i in., 2021).

Jednostki litostratygraficzne wyróżnione we wschodniej części regionu kieleckiego (fig. 19) datowano na podstawie konodontów w profilu Janczyce I (Matyja, Narkiewicz, 1995). Ustalono, że jednostka wapieni detrytycznych obejmuje ?dolny–środkowy fran do poziomu *jamieae*, jednostka wapieni gruzłowych poziomy *jamieae*–górny *rhenana* środkowego–górnego franu, jednostka marglistych wapieni laminowanych poziomy górny *rhenana*–dolny *marginifera* franu górnego–famenu środkowego, jednostka wapieni falistych dolny poziom *marginifera* środkowego famenu, a jednostka czarnych łupków i wapieni poziomy *trachytera*–*expansa* górnego famenu.

Wapienie głowonogowe należące do górnodewońskich osadów skondensowanych stratygraficznie (podrozdz. 3.1.2) występują głównie w górnym franie i famenie, natomiast liliowcowe – w dolnym famenie (Szulczewski, 1989, 1995a). Wapienie mantikocerasowe z rejonu Kielc (fig. 39) są datowane na poziomy dolny–górny *gigas*, natomiast wapienie cheilocerasowe – na środkowy *crepida*–dolny *rhomboidea* (Szulczewski, 1981b). Warstwy skondensowane famenu na Ostrówce obejmują poziomy górny *marginifera*–środkowy *costatus*, ale luka stratygraficzna może lokalnie obejmować górny fran i cały famen (Szulczewski, 1978; Szulczewski in., 1996). W rejonie Jabłonnej kondensacja obejmuje na ogół środkowy *triangularis*–środkowy *costatus* (Wolska, 1967; Żakowa i in., 1983). W dewonie górnym na Wietrzni w Kielcach występują kondensacja i luki stratygraficzne franu w zakresie dolny *asymmetricus*–*linguiformis*, a famenu – środkowy *triangularis*–środkowy *crepida* (Szulczewski, 1989). Wapienie głowonogowe z Janczyc datowano na środkowy poziom *crepida* (Matyja, Narkiewicz, 1995).

Biostratygrafię konodontową dewonu górnego w głębokich otworach wiertniczych pozaświętokrzyskiej części basenu małopolskiego analizowano bez nawiązania do regionalnych podziałów litostratygraficznych i przy ograniczonej precyzji datowań (Malec, 2015; tamże przegląd wcześniejszych wyników). W szczególności, granica z karbonem jest słabo udokumentowana i (lub) dyskusyjna (Kicuła, Żakowa, 1972; Moryc, 1987; Zając, 1987).

Dewon górny **basenu łysogórskiego** rozpoznano niedostatecznie z powodu braku odpowiednich odsłonięć i wierceń. Warstwy kostomłockie uwzględniono wyżej w omówieniu basenu małopolskiego. Kompleks ilasto-marglisty zaliczono do famenu (Czarnocki, 1950), ale datowania opierają się na wyrywkowych danych (np. Racka i in., 2010). Opisane z regionu radomskiego formacje szwejkowska i Iłżanki, a także seria dolomitów i wapieni (Narkiewicz, 2011), należące w znacznej części do dewonu środkowego, omówiono w podrozdziale 3.3.3.

W **basenie lubelskim** udokumentowano dolnofrańskie położenie spągu formacji modryńskiej (podrozdz. 3.3.3), natomiast jej strop biegnie diachronicznie: w poziomie *linguiformis* najwyższego franu (otwór Giełczew PIG 5) lub w środkowofrańskim dolnym poziomie *hassi* w erozyjnie zredukowanym profilu otworu Wilga IG 1 (fig. 24; Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wiek włączonych do formacji wapieni głowonogowych z Opola Lubelskiego IG 1 sięga aż po fameńskie poziomy dolny *crepida*–dolny *rhomboidea* (Szulczewski, 1972; Narkiewicz, Bultynck, 2011).

Dane konodontowe z ogniwa krzewickiego sugerują, że jednostka jest nie młodsza od dolnofrańskiego poziomu *transitans* (Narkiewicz, Bultynck, 2011), z czym zgodne są mniej dokładne datowania miosporowe (Turnau, 2011). W segmencie komarowskim spągowe partie ogniwa lipowieckiego należą do poziomu *transitans*, a strop biegnie w dolnym poziomu *hassi* lub poniżej (Narkiewicz, Bultynck, 2011). W segmencie lubelskim granica dolna jest nie starsza od górnej części zony MN 1 najniższego franu, a górna przebiega w środkowofrańskich poziomach dolny *hassi*–*jamieae*. W segmencie komarowskim ogniwo z Łosienia należy do części franu środkowego nie niższej niż poziom *punctata*, a nie wyższej niż dolny *hassi*. W segmencie lubelskim wiek ogniwa mieści się w szerszym przedziale dolny *hassi*–*jamieae* (Narkiewicz, Bultynck, 2011). W segmencie komarowskim w dolnej części ogniwa zubowickiego stwierdzono dolny poziom *hassi*, natomiast górna jest nie młodsza niż górny poziom *rhenana*. W segmencie lubelskim dolna granica ogniwa biegnie w środkowofrańskich poziomach *hassi*–*jamieae*, a górna w górnofrańskim dolnym–górnym poziomie *rhenana*. W tym samym przedziale mieści się wiek ogniwa mełgiewskiego (Narkiewicz, Bultynck, 2011).

Dolna granica formacji bychawskiej przebiega nieco powyżej lub poniżej granicy fran/famen, a górna prawdopodobnie w pobliżu granicy dolnego–środkowego famenu (Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wcześniejsze datowania makrofaunistyczne odpowiedników formacji firlejskiej i warstw niedrzwickich (Kaliś, 1969) mają wartość problematyczną (Narkiewicz, 2011b). Konodontowy wiek formacji firlejskiej odpowiada w segmencie komarowskim dolnemu famenowi i dolnej części środkowego famenu, natomiast w pozostałej części basenu obejmuje dolny famen środkowy (Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wiek spągu warstw niedrzwickich w Opolu Lubelskim IG 1 ustalił Szulczewski (1972) na poziom *quadrantinodosa*, natomiast w wyższej części jednostki występują głowonogi wyższego famenu środkowego (Miłaczewski, 1972).

W **basenie pomorskim** datowany za pośrednictwem konodontów spąg „formacji" z Koczały biegnie w najwyższym żywecie lub na pograniczu żywetu/franu, natomiast strop sięga do górnofrańskiego dolnego poziomu *rhenana* (Matyja, 1993). „Ogniwo" unisławskie należy do dolnego franu (Matyja, 2006), a strzeżewskie – do dolnego poziomu *rhenana*–środkowego *triangularis* franu górnego–najniższego famenu (Matyja, 1993, 2006). „Ogniwo" gorzysławskie datowano na środkowy poziom *triangularis*–najwyższy *marginifera* (lub najniższy *trachytera*) famenu dolnego–środkowego, natomiast gościńskie i bielickie – na środkowo-fameńskie poziomy dolny–górny *marginifera*. „Formacja" krojancka odpowiada najwyższemu poziomowi *marginifera*–środkowemu *expansa* famenu środkowego–górnego, kłanińska dolnemu–środkowemu *expansa* famenu górnego, natomiast sąpolniańska obejmuje w części spągowej najwyższy famen – poziom górny *expansa* lub dolny *praesulcata*, a w górnej należy do missisipu (Matyja, 1993).

Badania miospor wykazały istnienie ciągłości skondensowanych stratygraficznie osadów pogranicza dewonu z karbonem, z kompletnym następstwem poziomów *rarituberculata* i *lepidophyta-nitidus*, po *vallatus*–*incohatus* (Matyja i in., 2015, 2021). Poziomy *rarituberculata* i *lepidophyta*–*nitidus* odpowiadają w podziale konodontowym przedziałowi górny *expansa*–*kockeli* najwyższego famenu, a *vallatus*–*incohatus* poziomom *sulcata/kuehni*–*sandbergi* (dolny turnej).

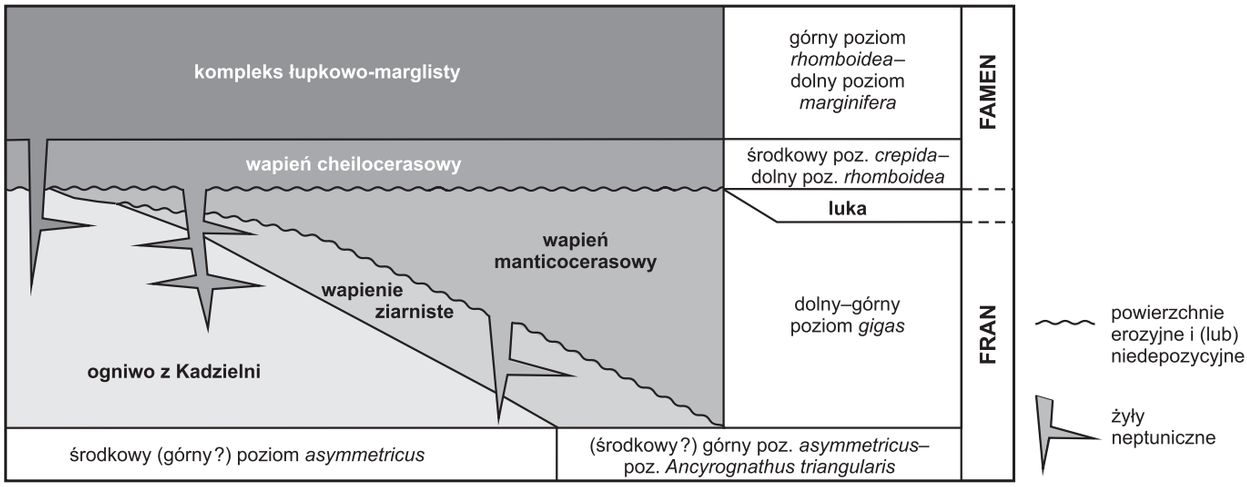


FIG. 39. Schemat stratygraficzny obrazujący układ i datowanie jednostek litostratygraficznych na Kadzielni w Kielcach (wg Szulczewskiego, 1981a, zmieniono): wapienie ziarniste są wydzieleniem nieformalnym, przypuszczalnie odpowiadającym warstwom z Wietrzni (fig. 15), poziomy konodontowe – por. fig. 36

3.4. STRATYGRAFIA ZDARZENIOWA

Dewońskie zdarzenia globalne są przedmiotem badań od lat 80. ubiegłego stulecia (House, 1983, 1985; Johnson i in., 1985). Syntetyczne opracowania z naciskiem na zdarzenia biotyczne przedstawili Walliser (1996) i House (2002). Zwięzłe podsumowanie tej problematyki znalazło się w kolejnych edycjach „Global Time Scale" (m.in. House, Gradstein, 2004; Becker i in., 2012).

Równolegle badania nad zdarzeniami dewońskimi prowadzono również w Polsce (Racki, 1986; Szulczewski, 1986; Narkiewicz, 1987, 1988). Ważnym wątkiem ich wczesnego etapu, podsumowanego przez Rackiego (1997), była dyskusja nad rolą eustatyki i tektoniki w kształtowaniu zapisu osadowego (Szulczewski, 1989, 1990; Narkiewicz, 1990; Racki, 1991; Szulczewski i in., 1996; Skompski, Szulczewski, 2000). Od końca lat 90. XX w. pojawiły się liczne nowe opracowania problematyki zdarzeń dewońskich, głównie dla kluczowego obszaru Gór Świętokrzyskich. Znaczna część tych prac porusza zagadnienia stratygrafii/korelacji zdarzeniowej lub też ma dla niej istotne implikacje.

Następstwo zdarzeń globalnych w przedziale późny ems–famen przedstawiono poniżej, na tle zonacji konodontowej, na podstawie prac publikowanych oraz własnych badań autorów. Wystąpienia zdarzeń określone jako „pewne" są dobrze udokumentowane sedymentologicznie i paleontologicznie, w niektórych przypadkach również geochemicznie, a także wyróżniają się precyzyjnym datowaniem, głównie konodontowym. Wystąpienia „prawdopodobne" dotyczą zazwyczaj zdarzeń o charakterystycznym zapisie w profilach, ale zarazem mniej dokładnie datowanych. Wreszcie kategoria wystąpień „możliwych" obejmuje najsłabiej udokumentowane poziomy zdarzeniowe, zarówno w odniesieniu do ich zapisu osadowego, jak i wieku.

Najrzadsze wystąpienia w badanym interwale wiekowym dotyczą zdarzeń późnego emsu i eiflu, dla których dane biostratygraficzne są najbardziej skąpe (podrozdz. 3.3.2, 3.3.3). Od środkowego żywetu, w warunkach nasilającej się transgresji, bardziej rozpowszechnione stały się facje głębszego szelfu o największym potencjale zachowania zapisu różnorodnych epizodów eustatycznych, anoksycznych czy biotycznych. Rośnie też precyzja ich datowania w związku z liczniej występującą fauną pelagiczną, w tym zwłaszcza konodontów.

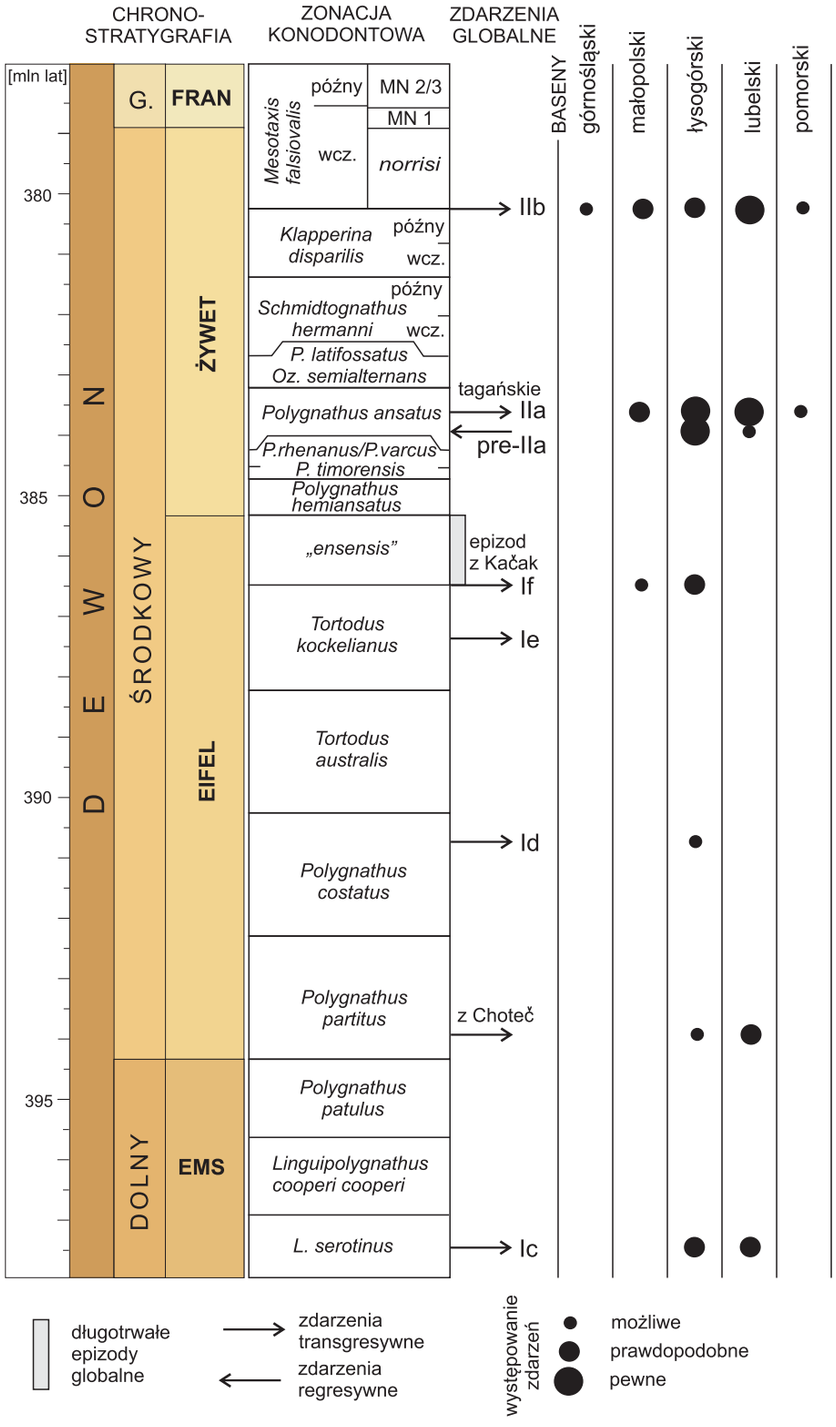


FIG. 40. Zdarzenia globalne późnego emsu i dewonu środkowego w basenach przedpola orogenu waryscyjskiego. Zdarzenia eustatyczne Ic do IIa na podstawie Johnsona i in. (1985, 1996); Johnsona, Sandberga (1988); zdarzenie z Choteč wg Wallisera (1996; por. też House, 2002); epizod z Kačak wg House'a (1985, 1996) i Wallisera (1996)

3.4.1. Dewon wczesny i środkowy

Znaczna część dewonu wczesnego odpowiada luce sedymentacyjnej, a istniejący zapis osadowy ma na ogół charakter terygeniczny. Dlatego też wczesnodewońskie zdarzenia globalne interpretowano jedynie w nielicznych przypadkach dotyczących głównie pogranicza emsu/eiflu (fig. 40).

W **basenie małopolskim** wyraźny przełomem w charakterze sedymentacji był początek cyklu G-I (podrozdz. 3.2), przypisywany na podstawie pośrednich przesłanek transgresji Ie (Racki, 1993) lub If (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Transgresywne osady ogniwa jaźwickiego (cykl G-II) mogą odpowiadać transgresji eustatycznej IIb (Racki,1993), podobnie jak pakiet osadów otwartomorskich (zespół B_1) w otworze Mzurów 49-BN koło Zawiercia (Sobstel, 2003). W strefie kostomłockiej spąg warstw z Laskowej Góry jest przypisywany transgresji IIa, a spąg warstw szydłóweckich – transgresji IIb (Racki, 1985a; Racki i in., 1985). Sąsiedztwo synsedymentacyjnego uskoku świętokrzyskiego (Narkiewicz, 1991) nie wyklucza jednak wpływu tektoniki na wahania względnego poziomu morza.

W części świętokrzyskiej **basenu łysogórskiego** transgresywne osady formacji grzegorzowickiej (fig. 41) odpowiadają wg Malca (2001b, 2002) pulsowi cyklu Ic, aczkolwiek dane konodontowe nie są tu dość precyzyjne. Osady ogniwa dąbrowskiego zapisują puls transgresji eustatycznej sugerowanej dla zdarzenia z Choteč (Malec, 2001b, 2002) lub transgresji Id wg Skompskiego i Szulczewskiego (1994). Spąg formacji z Kowali w profilu Zachełmia odpowiada poziomowi *costatus*, co może wskazywać na związek z transgresją Id (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; fig. 42), a raczej nie Ie lub If (Skompski, Szulczewski, 1994). Wkroczenie facji głębszego szelfu formacji skalskiej reprezentuje wg Malca i Turnau (1997) transgresję Ie, na podstawie problematycznego datowania za pośrednictwem konodontów i małżoraczków. Bardziej uzasadniona jest interpretacja zdarzenia *otomari* (= puls If) udokumentowanego obecnością formy *Nowakia otomari* (Dzik, 1981) obok eifelskiego korala *Calceola sandalina* (Racki, 1997).

Sedymentacja terygeniczna warstw świętomarskich jest przypisywana globalnej regresji przed zdarzeniem transgresywnym IIa (fig. 42; Malec, Turnau, 1997). Pogłębienie środowiska z początkiem sedymentacji warstw pokrzywiańskich i nieczulickich sugeruje początek cyklu IIa (Malec, Turnau, 1997), co potwierdzają konodontowe i głowonogowe dane biostratygraficzne (Turnau, Racki, 1999; Woroncowa-Marcinowska, 2005).

W regionie radomskim puls transgresywny czytelny w spągu serii wapieni z ramienionogami i krynoidami, a także w dolnej części serii margli i iłowców wapnistych można wstępnie wiązać ze zdarzeniem z Choteč, na podstawie danych z otworu Szwejki IG 3 (Narkiewicz, 2011) oraz Ostałów IG 1 (Malec, 2002; Narkiewicz i in., 2011). Regresja pre-IIa i transgresja IIa mogą natomiast odpowiadać początkowi i zakończeniu sedymentacji klastyków formacji ostałowskiej. Spąg formacji Iłżanki odpowiadałby transgresji IIb, na co wskazuje występowanie konodontów z poziomu *norrisi* (Narkiewicz, 2011). Ogólnie w profilach dewonu regionu radomskiego mniej czytelny niż w regionie łysogórskim jest związek zdarzeń i cykli T-R z eustatyką, przy większym wpływie tektoniki na architekturę depozycyjną (Narkiewicz i in., 2011).

Początek cyklu T-1 w **basenie lubelskim** (podrozdz. 3.2.4) odpowiada prawdopodobnie transgresji Ic późnego emsu (Turnau i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011). Dane konodontowe i miosporowe przemawiają za korelacją transgresji T-2 ze zdarzeniem z Choteč (Narkiewicz, 2011; por. też Turnau i in., 2005), któremu mogą też odpowiadać facje niskotlenowe w niższych partiach T-2 (Narkiewicz,

2011b). Początek cyklu T-4 można przekonująco powiązać ze zdarzeniem tagańskim (Narkiewicz, Narkiewicz, 1998), a partie stropowe cyklu T-3 prawdopodobnie korelują się z regresją pre-IIa. Transgresja T-5 odpowiada najprawdopodobniej pulsowi eustatycznemu IIb, co potwierdzają dane konodontowe (Narkiewicz, 2011; Narkiewicz i in., 2011).

Według Matyi (1998, 2009) większość cykli T-R wyróżnionych w **basenie pomorskim** (podrozdz. 3.2.5) odpowiada cyklom eustatycznym (podział wg Johnsona i in., 1985 i późniejsze modyfikacje). Ogniwa transgresywne regionalnych cykli środkowodewońskich II i III można hipotetycznie łączyć z transgresjami cykli IIa i IIb (tab. 6).

3.4.2. Dewon późny – fran

W profilach **basenu górnośląskiego** wczesnofrańskie zdarzenie transgresywne u podstawy wapieni gruzłowych można odnosić do transgresji IIc (Narkiewicz, 1987, 1988; Pisarzowska i in., 2006). Początek lokalnego cyklu VII (podrozdz. 3.2.1) odpowiada przypuszczalnie pulsowi IIb lub IIc pogranicza żywetu/franu. Spąg wapieni płytowych i jednostki wapieni laminowanych i kalcyrudytów może odpowiadać transgresji *semichatovae*. Poprzedzające go zdarzenie regresywne pre-*semichatovae* było odpowiedzialne za sedymentację kalcyrudytów w rejonie Dębnika i Siewierza–Zawiercia (Narkiewicz, 1987, 1988) i być może za regresywną część cyklu VII w podłożu Karpat. Początek sedymentacji ciemnych łupków w rejonie Siewierza–Zawiercia oraz charakterystyczny zapis konodontowy sugerują związek z górnym zdarzeniem z Kellwasser (Narkiewicz, 1978; Matyja, Narkiewicz, 1992). Podobne zjawiska stwierdzono w pobliżu granicy fran/famen w profilu Dębnika (Racki i in., 2002). Górnemu zdarzeniu z Kellwasser mogą też odpowiadać czarne margle i wapienie margliste w podłożu Karpat (cykl IX).

Wyjątkowo bogata jest problematyka zdarzeń frańskich w regionie kieleckim **basenu małopolskiego**. Podstawową transgresję frańską początkowo traktowano jako zdarzenie izochroniczne we wczesnej dobie *asymmetricus* (Narkiewicz, 1988). Obecnie wydaje się, że ma ona przebieg diachroniczny, tylko miejscami związany z transgresją IIc (sedymentacja poziomu z *Phlogoiderhynchus* – podrozdz. 3.3.4), a lokalnie, w rejonie Kielc, z tektoniką synsedymentacyjną (Pisarzowska i in., 2006; Sobstel i in., 2006). Charakterystyczny poziom goniatytowy poniżej stropu warstw szydłóweckich (Racki i in., 1985) może reprezentować epizod anoksyczny zdarzenia *Timanites* (transgresja IIc) (Racki i in., 2004; por. też Pisarzowska i in., 2006), podobnie jak „poziom marglisty ze Śluchowic" (Pisarzowska i in., 2006).

Spośród czterech wyróżnionych w ramach perturbacji *punctata* zdarzeń izotopowych węgla najbardziej klarowne są anomalie ujemna (II) i dodatnia (III) na pograniczu poziomów *transitans*–*punctata* (Pisarzowska i in., 2006; Pisarzowska, Racki, 2012). Zdarzenie II może odpowiadać transgresji eustatycznej IIc, aczkolwiek w profilach strefy kostomłockiej i Wietrzni nie można wykluczyć roli tektoniki. Analizy strontu oraz palinofacji i biomarkerów sugerują zwiększony dopływ terygenów i wzrost poziomu anoksji (John i in., 2008; Marynowski i in., 2008), natomiast badania izotopów tlenu w apatycie konodontowym wskazują na ochłodzenie w przedziale od doby *transitans* do *punctata* (Pisarzowska, Racki, 2012).



FIG. 41. Kamieniołom Bukowa Góra. Dół – „formacja" zagórzańska, wyżej ciemne łupki ogniwa z Bukowej Góry w spągu fm. grzegorzowickiej – zapis eustatycznej transgresji Ic w późnym eiflu (Malec, 2001b, 2002); nad nimi, w najwyższej części ściany kamieniołomu, jasne klastyki ogniwa z Kapkazów

Z regionu kieleckiego przytoczono wiele przykładów spłycenia przypisywanego regresji pre-*semichatovae* (Narkiewicz, 1988; por. dyskusja – Szulczewski, 1989, 1990; Racki, 1991). Zapis regresji jest na ogół nieczytelny i (lub) trudny do datowania w środowiskach płytkowodnych. Na Kadzielni (fig. 39) może mu odpowiadać wyraźna granica facjalna poniżej wapieni mantikocerasowych. Sedymentologiczne przejawy regresji we wczesnej dobie *rhenana* zaobserwowano też na Wietrzni oraz w rejonie Kowali – w przekopie kolejowym i drogowym (Sartenaer i in., 1998; Racki i in., 1993a; jednostka H-1). Transgresja *semichatovae* (IId) została dobrze udokumentowana w klasycznych profilach Kadzielni, Wietrzni i Kowali (Narkiewicz, 1988). Istnienie pulsu eustatycznego w rejonie Wietrzni potwierdza rozkład luk stratygraficznych i osadów skondensowanych (Szulczewski, 1989, 1995b).

Dolne zdarzenie z Kellwasser w profilu Kowali jest czytelne jako anomalia izotopów węgla, tlenu, osmu oraz wzbogacenie w TOC (Joachimski i in., 2001; De Vleeschouwer i in., 2013; Percival i in., 2019). W Płuckach koło Łagowa zaznacza się jako warstwa czarnego muszlowca głowonogowego o grubości 7 cm datowanego na górny poziom *rhenana*, z charakterystyczną anomalią izotopową węgla i tlenu oraz pozytywną anomalią U/Th (Rakociński i in., 2016).

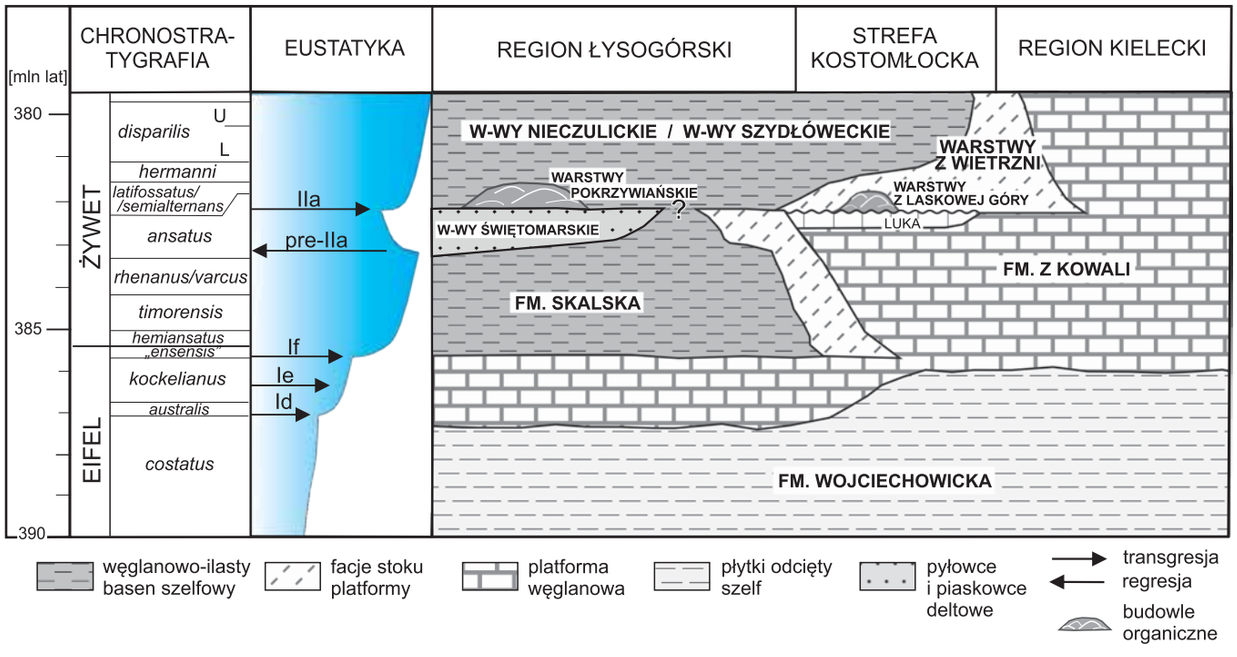


FIG. 42. Przekrój chronostratygraficzny przez pogranicze regionu kieleckiego i łysogórskiego Gór Świętokrzyskich ukazujący interpretowany wpływ zdarzeń eustatycznych na architekturę depozycyjną (wg Narkiewicz, Narkiewicza, 2010, modyfikacja w pracy Racki i in., 2022b)

Pogranicze fran/famen (F–F) w strefach wyniesień podmorskich (rafa dymińska, budowla kadzielniańska) odpowiada na ogół lukom stratygraficznym, głównie w przedziale poziomów *linguiformis*–*triangularis* (Szulczewski, 1989; Racki i in., 2002; podrozdz. 3.3.4). W profilach ciągłych stwierdzono charakterystyczny wzór biofacji konodontowych, w tym „pik ikriodusowy" w najniższym famenie (Szulczewski, 1989; Matyja, Narkiewicz, 1992). Granicy F–F w ciemnych, marglistych wapieniach laminowanych w otworze Janczyce I towarzyszą anomalie sedymentacyjne wskazujące na zwolnienie tempa depozycji i okresowe podwyższenie energii środowiska (Matyja, Narkiewicz, 1992).

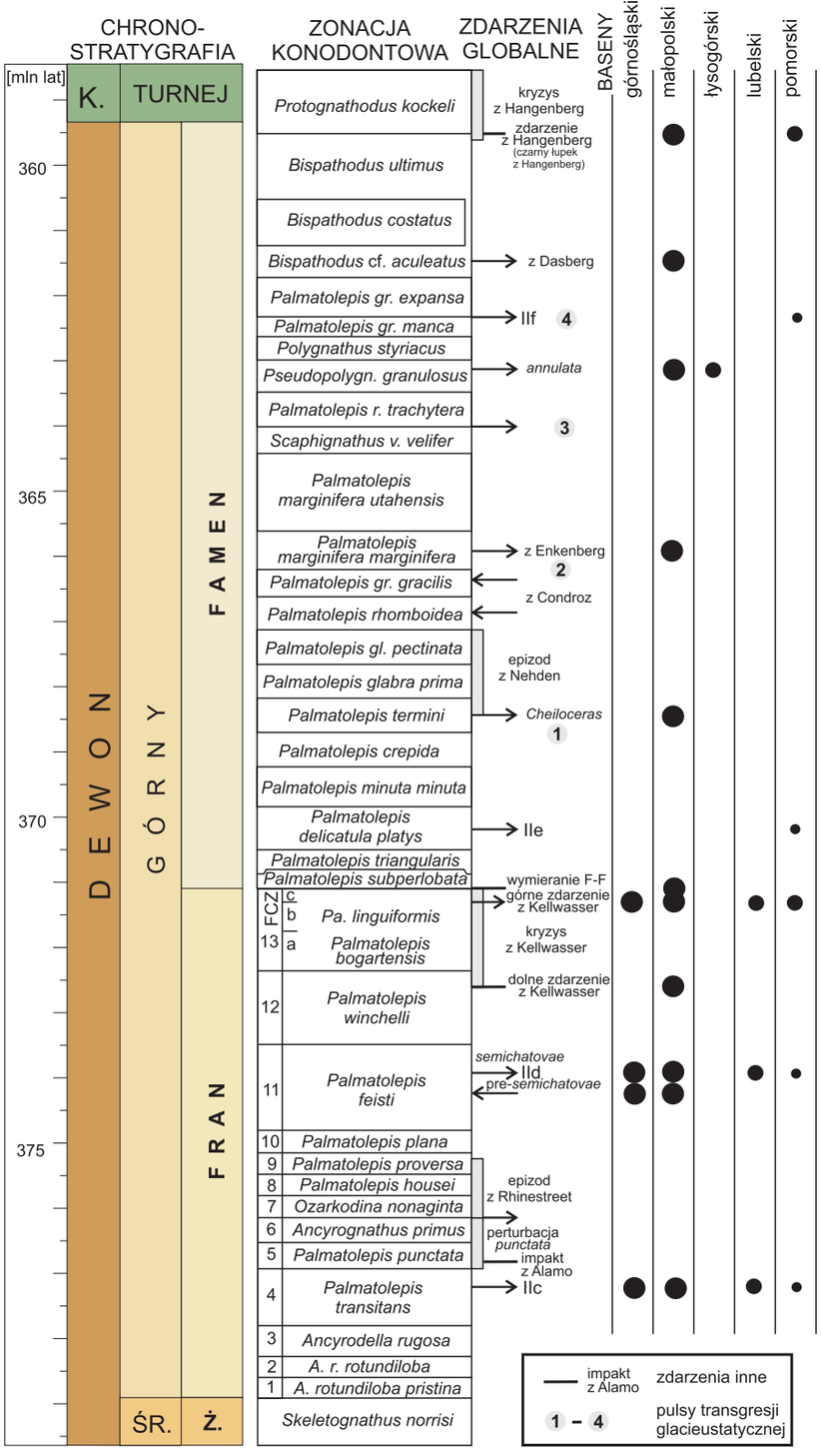


FIG. 43. Występowanie późnodewońskich zdarzeń globalnych w basenach przedpola orogenu. Zdarzenia eustatyczne IIc–IIf na podstawie Johnsona i in. (1985, 1996) oraz Johnsona, Sandberga (1988). Pulsy transgresji glacieustatycznej wg Sandberga i in. (2002). Inne objaśnienia na figurze 40 oraz w tekście. Impakt z Alamo wg Sandberga i in. (2002) i Morrowa i in. (2009); perturbacja *punctata* wg Yansa i in. (2007), Rackiego i in. (2008), Morrowa i in. (2009); inicjalna transgresja epizodu z Rhinestreet (House i in., 2000; House, 2002) wg Narkiewicza, Narkiewicz (2008); regresja pre-*semichatovae* wg Narkiewicza (1988), Narkiewicza, Hoffmana (1989); dolne zdarzenie z Kellwasser wg Zieglera, Sandberga (1990), Schindlera (1993); kryzys Kellwasser wg Schindlera (1990), Beckera i in. (2020); koncepcja zdarzeń *Cheiloceras*, z Enkenberg i *annulata* wg Wallisera (1985, 1996); epizod transgresywny z Nehden i pulsy regresji z Condroz wg Beckera i in. (2020); zdarzenie i kryzys z Hangenberg wg Kaiser i in. (2011), Beckera i in. (2020)

W dobrze udokumentowanym profilu kamieniołomu Kowala stwierdzono na granicy F–F kondensację stratygraficzną, poziom skrzemionkowania oraz ujemną anomalię podatności magnetycznej (Racki i in., 2002). Górne zdarzenie z Kellwasser zaznacza się jako regularnie laminowany madston wzbogacony w TOC i framboidy pirytowe (Bond i in., 2004). Stwierdzono pozytywny pik izotopowy węgla, siarki oraz tlenu (Joachimski i in., 2001; De Vleeschouwer i in., 2013), anomalną zawartość pierwiastków głównych i niektórych śladowych (Racki i in., 2002; Pujol i in., 2006; Percival i in., 2022) oraz anomalię izotopową osmu (Percival i in., 2019). W Płuckach granica F–F biegnie w obrębie półmetrowego pakietu bitumicznych warstw bogatych w szczątki ryb, głowonogów i bezkręgowców bentosowych. Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej oraz zaburzone warstwy i intraklasty interpretowano jako efekt zdarzeń sejsmicznych (Szrek, Salwa, 2020). Sedymentologiczne i biofacjalne zjawiska związane z F–F opisano również ze Śluchowic (Szulczewski, 1989) i z Kostomłotów (Casier i in., 2000).

W **basenie lubelskim** fazy transgresywne cykli M-1 i M-2 (podrozdz. 3.2.4) odpowiadają etapom cyklu IId, zapoczątkowanego transgresją M-1, a zakończonego regresją M-2. Osady transgresywne cyklu M-3 wypadają w dolnym poziomie *hassi*, co sugeruje początek epizodu z Rhinestreet, aczkolwiek możliwe są też tektoniczne uwarunkowania cyklu (Narkiewicz, Narkiewicz, 2008; Narkiewicz i in., 2011). Początek cyklu M-4 jest hipotetycznie łączony z transgresją *semichatovae* (Narkiewicz i in., 2011). Z kolei, rozwój cyklu M-5 zapoczątkowany w późnej dobie *rhenana* mógł nastąpić w związku z dolnym zdarzeniem z Kellwasser. Początek cyklu FA Narkiewicz i in. (2011) utożsamiają z transgresją związaną z górnym zdarzeniem z Kellwasser.

W **basenie pomorskim**, datowania frańskich cykli regionalnych IV i V (Matyja, 1993, 2009; podrozdz. 3.2.5) wskazują na związek z eustatycznymi cyklami IIc i IId. W profilu otworu Unisław 2, w obrębie ilasto-wapiennych osadów górnej części „ogniwa" strzeżewskiego, występuje prawdopodobny odpowiednik górnego zdarzenia z Kellwasser. Może o tym świadczyć nietypowe wykształcenie dwóch warstw zlepieńców śródformacyjnych (tempestytów? debrytów?) z klastami węglanów płytkowodnych, a także pojawienie się przypuszczalnego „piku ikriodusowego" (Matyja, Narkiewicz, 1992).

3.4.3. Dewon późny – famen

W regionie kieleckim **basenu małopolskiego** puls transgresywny zdarzenia *Cheiloceras* zapoczątkował sedymentację basenu szelfowego w strefach wcześniejszej kondensacji, m.in. na Kadzielni (Szulczewski, 1971, 1989; fig. 39). Ze zdarzeniem tym są związane również wapienie głowonogowe z Janczyc (Szulczewski, 1992; Matyja, Narkiewicz, 1995). Zdarzenie z Enkenberg reprezentuje jednostka wapieni falistych z głowonogami (Matyja, Narkiewicz, 1995), a w profilu Łagowa-Duli prawdopodobnie badane tam od dawna wapienie głowonogowe (Sobolew, 1911; Wolska, 1967; Makowski, 1971; Szulczewski, 1992). Zdarzenie *annulata*, znane z kamieniołomu Kowala, wyróżnia się bogactwem organizmów pelagicznych oraz geochemicznymi wskaźnikami warunków niskotlenowych (fig. 44; Racka i in., 2010). Występujące wyżej w profilu warstwy łupków bitumicznych o łącznej miąższości ok. 50 cm zinterpretowano jako zapis anoksycznego zdarzenie z Dasberg (Marynowski i in., 2010).

Badania pogranicza dewonu z karbonem są prowadzone w rejonie Kowali od niemal stu lat, początkowo za pomocą szurfów (Czarnocki, 1933; Malec, 1993a), następnie w otworze Kowala 1, gdzie jednak profil nie objął samej granicy systemów (Żakowa i in., 1985; Malec, 1995), wreszcie w kamieniołomie Kowala, skąd pochodzi materiał do licznych ostatnio prowadzonych badań (por. przegląd historyczny u Malca, 2014 i Matyi i in., 2021).

Osady związane z kryzysem z Hangenberg obejmują kilkumetrowy pakiet między warstwami woklumeriowymi najwyższego famenu (Czarnocki, 1933) a warstwami radlińskimi turneju (Malec, 2014). Zaliczony do środkowego poziomu *praesulcata* czarny łupek Hangenberg o miąższości ok. 80 cm (fig. 45; Malec, 2014; Matyja i in., 2021) odznacza się podwyższoną zawartością węgla organicznego, bogatą fauną małży *Guerichia*, głowonogów, ramienionogów i ślimaków (Marynowski, Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2012). Warstwy tufitów występują poniżej i powyżej łupku, a materiał piroklastyczny również w jego obrębie (podrozdz. 3.5.1).

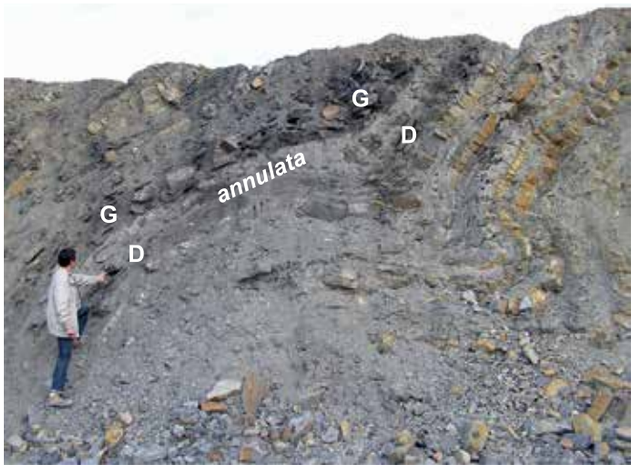


FIG. 44. Dolny (D) i górny (G) poziom czarnych łupków *annulata* w kamieniołomie Kowala

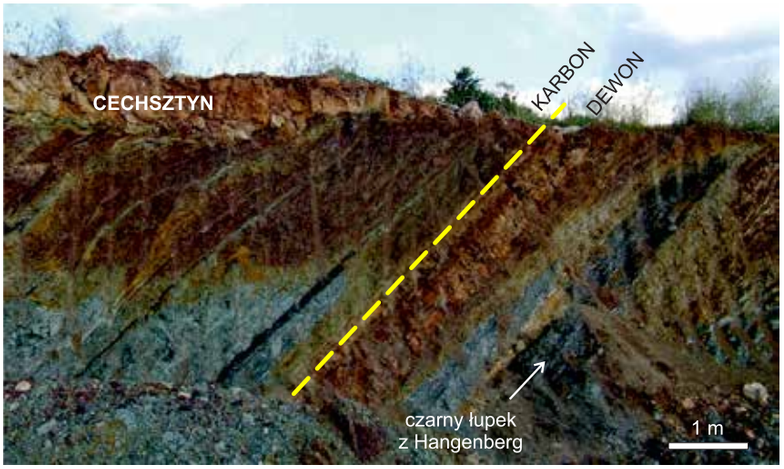


FIG. 45. Granica dewon/karbon i poziom czarnego łupku z Hangenberg w kamieniołomie Kowala (brązowe barwy osadów poniżej erozyjnego stropu dewonu i karbonu są wynikiem procesów wietrzeniowych)

W świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** odpowiednikiem zdarzenie *annulata* jest cienka warstwa bitumicznych łupków o podobnej charakterystyce jak w Kowali (Racka i in., 2010). W **basenie pomorskim** datowania fameńskich cykli regionalnych VI i VIII (Matyja, 1993, 2009; podrozdz. 3.2.5) wskazują na ich związek z eustatycznymi cyklami IIe i IIf. Granica dewon/karbon biegnie w obrębie ciągłych, chociaż skondensowanych stratygraficznie osadów „formacji" sąpolniańskiej (podrozdz. 3.3.4; Matyja i in., 2015, 2021). Nie stwierdzono sedymentologicznych atrybutów kryzysu z Hangenberg, w tym poziomu czarnego łupku; przejawem zdarzeń pogranicza dewon/karbon mogą być anomalie izotopów węgla, wahania zawartości węglanów i podatności magnetycznej.

3.5. WIEK MAGMATYZMU I TEFROSTRATYGRAFIA

3.5.1. Skały magmowe

Dewońskie skały magmowe są znane z nielicznych wystąpień skoncentrowanych w większości w regionie kieleckim basenu małopolskiego. Niewielkie intruzje w formie silli i dajek były dawniej zaliczane do magmatyzmu przed- i podewońskiego (Kardymowicz, 1967; Kowalczewski, 1974; Migaszewski, 2002). Nieliczne uzyskane w obecnym stuleciu datowania radiometryczne (tab. 7) sugerują, że część intruzji może należeć do dewonu, aczkolwiek mała precyzja datowań nie pozwala na ostateczne wnioski.

Wiek diabazu bardziańskiego, znanego m.in. z wąwozu Prągowiec k. Barda oraz z otworu Zarobiny PIG 1, mieści się w przedziale najpóźniejszy ludlow–najwcześniejszy lochkow (Nawrocki i in., 2013). Dawniej jego wystąpienie w Zalesiu było datowane mniej precyzyjnie na wczesny eifel (Migaszewski, 2002). Wiek lamprofiru z Wszachowa we wschodniej części regionu kieleckiego może obejmować niemal cały dewon środkowy i późny (Migaszewski, 2002).

3.5.2. Skały piroklastyczne i tefrostratygrafia

Z pogranicza basenu górnośląskiego i małopolskiego k. Ogrodzieńca opisano warstwę proksymalnego tufitu trachitowego datowaną na środkowy famen (Narkiewicz, 1978a). W profilu Czatkowic k. Dębnika tufity występują w odpowiednikach fameńskiej jednostki wapieni mikrytowych i ziarnistych (fig. 14). Datowania metodą U-Pb (cyrkon i monacyt) wskazują na wiek 363–366 mln lat (środkowy–późny famen; Pisarzowska i in., 2022).

Z dewonu świętokrzyskiej części **basenu małopolskiego** od dawna opisywano wystąpienia skał piroklastycznych oraz domieszki materiału piroklastycznego (Kowalczewski, 1974), wiązane z wulkanizmem kwaśnym we wczesnym dewonie (Tarnowska, 1971) i w późnym famenie (Czarnocki, 1933; Żakowa, Pawłowska, 1966), rzadziej w dewonie środkowym (Czermiński, Ryka, 1962).

Na podstawie występowania osadów piroklastycznych w dewonie świętokrzyskim opracowano schemat tefrostratygraficzny (fig. 46) głównie dla przedziału ems–eifel (Tarnowska, 1999). Warstwa T 2, o miąższości 30–50 cm ma charakter tufu lub tufitu złożonego z przeobrażonego szkliwa wulkanicznego z domieszką materiału terygenicznego, interpretowanego jako opad piroklastyczny, a jej wiek mieści się w palinozonie AB dolnego–środkowego emsu (fig. 30). Tefrohoryzont T 3 charakteryzuje się znaczną miąższością i występowaniem lapilli, co sugeruje bliskość centrum erupcji. Został datowany przez Fijałkowską-Mader (*fide* Tarnowska, 1999) na palinozonę FD górnego emsu. Jeszcze grubsza (do 2 m) jest warstwa T 4 występująca na pograniczu „formacji" z Winnej i formacji z Baraniej Góry, datowana na pogranicze emsu/eiflu. Ten najbardziej charakterystyczny tefrohoryzont ma cechy proksymalnego tufu subaeralnego, a tylko lokalnie tufitu. Cienkie poziomy bentonitowe T 6 do T 9 występują w węglanowo-ilastych osadach eiflu. Jednostka T 6 została pierwotnie opisana ze wschodniej części regionu kieleckiego (Czermiński, Ryka, 1962).

Spośród czterech tefrohoryzontów w profilach famenu (Tarnowska, 1999) największe znaczenie ma T 13 opisany z szurfu w Kowali (Malec, 1995), złożony z trzech kilkucentymetrowych warstewek tufitów (T 13 a–c), występujących blisko stropu dewonu. Te lub inne warstewki o zbliżonym położeniu w profilu kamieniołomu Kowala

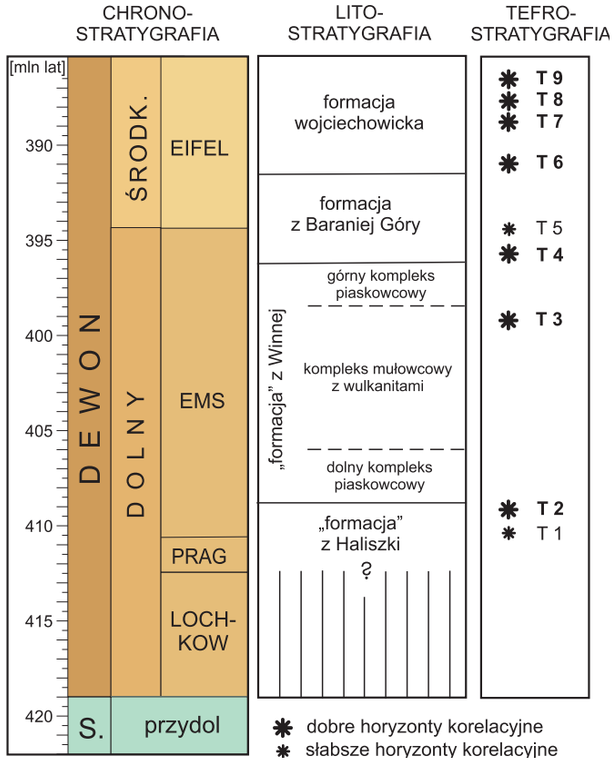


FIG. 46. Poziomy tefrokorelacyjne T 1–T 9 na tle chrono- i litostratygrafii dewonu dolnego i eiflu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (na podstawie Tarnowskiej, 1999, zmieniono)

TAB. 7. Wiek radiometryczny skał magmowych i piroklastycznych z regionu kieleckiego (basen małopolski)

Lokalizacja	Litologia	Materiał analizowany	Metoda	Wiek [mln lat]	Jednostka geochronologiczna	Źródło danych
Kamieniołom Kowala	tufity	cyrkon	U-Pb	358,89 ±0,20 358,97 ±0,11 359,97 ±0,46	najpóźniejszy famen	Myrow i in. (2014)
Kamieniołom Kowala	tufity	monacyt	U-Pb	363,1 ±4,8	środkowy–późny famen	Pisarzowska i in. (2022)
Wszachów-4 (81,0 m)	lamprofir	biotyt	K-Ar	374,4 ±15	fran środkowy	Migaszewski (2002)
Zalesie	diabaz	plagioklaz	K-Ar	391,7 ±19	eifel wczesny	Migaszewski (2002)
Zarobiny PIG 1 (84,8 m)	diabaz	cała skała	Ar/Ar plateau	412,0 ±2	lochkow/prag	Nawrocki i in. (2013)
Zarobiny PIG 1 (84,8 m)	diabaz	cała skała	Ar/Ar plateau	415,0 ±2	lochkow	Nawrocki i in. (2013)
Kielce (warstwy kieleckie)*	tuf	cyrkon	U-Pb	414,5 ±6,6	lochkow (?)	Krzemińska, Krzemiński (2019)

* warstwy kieleckie są zaliczane do górnego syluru przez Malca (1993b, 2001a)

zostały datowane metodą U-Pb przez Myrowa i in. (2014). Wyniki mają duże znaczenie stratygraficzne, bowiem dotyczą tufitów zlokalizowanych tuż poniżej i powyżej czarnego łupku z Hangenberg w Kowali (podrozdz. 3.4.3). Datowanie radiometryczne (tab. 7) pozwoliło na najbardziej jak dotąd precyzyjne ustalenie wieku i czasu trwania globalnego zdarzenia z Hangenberg. Materiał piroklastyczny w tufitach można powiązać z rozwojem wulkanizmu zasadowego typu grzbietów śródoceanicznych (Myrow i in., 2014). Dla warstewki tufitu zlokalizowanej tuż poniżej czarnego łupku z Hangenberg (= środkowy poziom Myrowa i in., 2014) mniej precyzyjne datowanie uzyskali Pisarzowska i in. (2022; tab. 7).

Ze świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** opisano poziomy tufitu i bentonity w warstwach barczańskich (fig. 47; Czarnocki, 1936; tamże charakterystyka petrologiczna opracowana przez Sujkowskiego). Ich wiek, odnoszony ostatnio do miosporowego poziomu AB dolnego–środkowego emsu, sugeruje korelację z tefrohoryzontem T 2 (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018). Poziomy tufitowe występują też w ogniwie łupku z Dobruchny na pograniczu eifel/żywet w regionie łysogórskim (Racki i in., 2022b). Podobną pozycję stratygraficzną mają warstwy bentonitów w serii iłowców dolomitycznych górnych w regionie radomskim basenu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3).

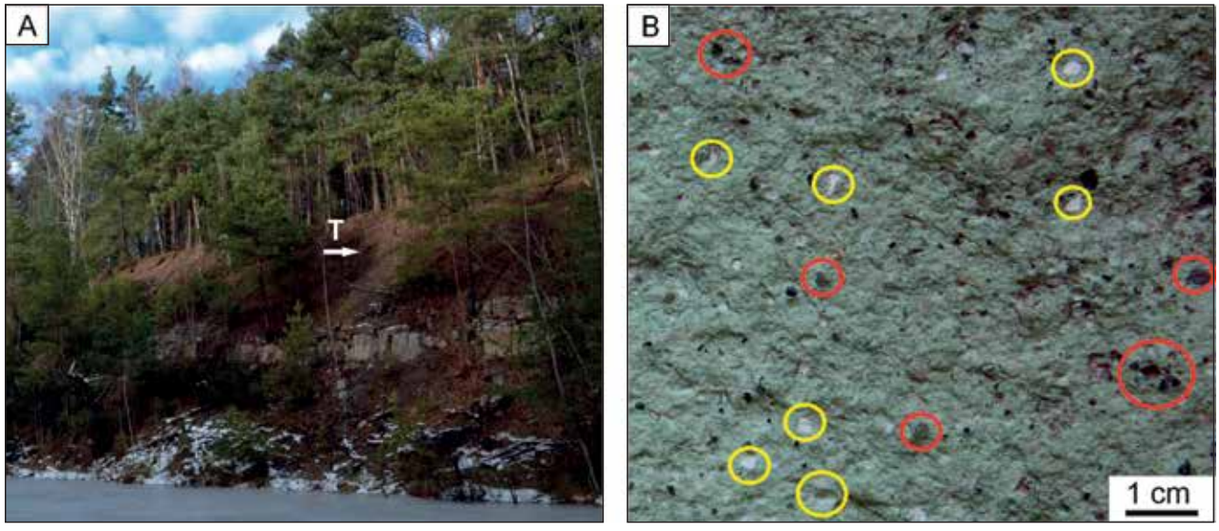


FIG. 47. A – północna ściana wschodniego kamieniołomu w Barczy z lokalizacją poziomu tufitowego (T) w warstwach barczańskich dolnego–środkowego emsu; **B** – warstwa tufitu z okruchami kwarcu (czerwone kółka) i zwietrzałych skaleni (żółte kółka) (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018: ryc. 4)

Podziękowania. *Za udostępnienie ilustracji wykorzystanych w tej pracy dziękujemy Annie Fijałkowskiej-Mader, Jindřichowi Hladilowi, Janowi Malcowi, Stanisławowi Mazurowi, Grzegorzowi Rackiemu, Michałowi Rakocińskiemu i Tatianie Woroncowej-Marcinowskiej. Część ilustracji wykonano na podstawie wcześniejszych wersji, które zawdzięczamy naszemu nieżyjącemu koledze Janowi Turczynowiczowi.*

Literatura

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000. The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society, Edinburgh, 90: 127–146.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 33.

Alexandrowicz S.W., 1970. Osady dolnego dewonu w Kluczach koło Olkusza. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 40: 151–165.

Awdankiewicz M., Kryza R., Turniak K., Ovtcharova M., Schaltegger U., 2021. The Central Sudetic Ophiolite (European Variscan Belt): precise U–Pb zircon dating and geotectonic implications. Geological Magazine, 158: 555–566.

Baliński A., 1971. *Stringocephalus burtini* Defrance from the environs of Siewierz, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 16: 461–469.

Baliński A., 1973. Morphology and paleoecology of Givetian brachiopods from Jurkowice-Budy, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 18: 269–297.

Baliński A., 1979. Brachiopods and conodonts from the Frasnian of the Dębnik Anticline, southern Poland. Palaeontologia Polonica, 39: 3–95.

Baliński A., 1995. Brachiopods and conodont biostratigraphy of the Famennian from the Dębnik Anticline, southern Poland. Palaeontologia Polonica, 54: 3–88.

Baliński A., Olempska E., Racki G. (red.), 2002. Biotic responses to the Late Devonian global events. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 186–404.

Baliński A., Olempska E., Racki G., 2006. Early-Middle Frasnian transition: Biotic response to a major perturbation of the global carbon budget. Acta Palaeontologica Polonica, 51: 606–608.

Baran U., Jawor E., Jawor W., 1997. Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. Przegląd Geologiczny, 45: 66–75.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 223–257.

Becker R.T., House M.R., Klapper G., 1997. Event sequence and sea level-changes in the Upper Givetian and Frasnian of the Tafilalt (Southern Morocco). The Amadeus Grabau Symposium, International Meeting on Cyclicity and Bioevents in the Devonian System, Programme and Abstracts, July 20–27, 1997. University of Rochester, Rochester.

Becker R.T., Gradstein, F.M., Hammer O., 2012. The Devonian Period. *W:* The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 559–601. Elsevier B.V., Amsterdam.

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.C., 2020. The Devonian Period. *W:* The Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 733–810. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam.

Bederke, E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudeten-faltung: Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–55.

Bederke E., 1929. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 429–523.

Belka Z., Narkiewicz M., 2008. Devonian. *W:* The geology of Central Europe. Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic (red. T. McCann): 383–410. The Geological Society, London.

Bełka Z., 1985. Lower Carboniferous conodont biostratigraphy In the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. Acta Geologica Polonica, 35: 33–60.

Berkowski B., 2001. Astogeny of amural colonial Rugosa from the Famennian of the Sudetes – a palaeoenvironmental study. Acta Geologica Polonica, 51: 109–120.

Berkowski B., 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from southern Poland. Palaeontologia Polonica, 61: 1–87.

Biernat G., Baliński A., 1973. Fauna z otworów wiertniczych Sosnowiec IG-1 i Goczałkowice IG-1 (Stromatoporoidea, Tabulata, Brachiopoda i Trilobita). Kwartalnik Geologiczny, 17: 629–630.

Biernat G., Szulczewski M., 1975. The Devonian brachiopod *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer, 1866) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 20: 199–221.

Bond D., Zatoń M., 2003. Gamma-ray spectrometry across the Upper Devonian basin succession at Kowala in the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 53: 93–99.

Bond D., Wignall P.B., Racki G., 2004. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. Geological Magazine, 41: 173–193.

Bond D.P.G., Wignall P.B., 2008. The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 263: 107–118.

Buch L., von, 1839. Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. Physikalische Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften, Berlin: 149–169. Druckerei der Königlichen Akademie der Wissenschaften.

Buggisch W., 1972. Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). Abhandlungen Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62: 1–68.

Bultynck P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 57: 149–181.

Bultynck P., 2007. Limitations on the application of the Devonian standard conodont zonation. Geological Quarterly, 51: 339–344.

Bultynck P., Dejonghe L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, 4: 39–69.

Bultynck P., Gouwy S., 2008. Reference sections for the Middle Givetian substage. Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter, 23: 21–26.

Buła Z., Habryn R., 2010. Budowa geologiczna prekambru i paleozoiku regionu krakowskiego. *W*: Prekambr i paleozoik regionu krakowskiego: 7–39.

Buła Z., Byś I., Florek R., Habryn R., Jachowicz M., Kwarciński J., Laskowicz R., Liszka B., Madej K., Maksym A., Markowiak M., Pietusiak M., Probulski J., Ryłko W., Salwa S., Sikora R., Staryszak G., Tabol-Wójcik P., Tomaś A., Zacharski J., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

Casier J.-G., Devleeschouver X., Lethiers F., Preat A., Racki G., 2000. Ostracods and sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in the Kostomłoty section (Holy Cross Mountains, Poland). Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 70: 53–74.

Casier J.-G., Devleeschouver X., Lethiers F., Preat A., Racki G., 2002. Ostracods and fore-reef sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in Kielce (Holy Cross Mountains, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 47: 227–246.

Chlupáč I., Galle A., Hladil J., Kalvoda J., 2000. Series and stage boundaries in the Devonian of the Czech Republic. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 225: 159–172.

Chorowska M., 1979. Nowe wyniki badań stratygraficznych dewonu okolic Kłodzka i problem granicy dewon/karbon. *W*: Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów sowiogórskich i metamorfiku kłodzkiego: 143–152.

Chorowska M., 1980. Problem granicy sylur–dewon w profilu w Zdanowie w świetle badań konodontowych. *W*: Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych: 42–46.

Chorowska M., 1982. Badania stratygraficzne formacji metamorficznych Sudetów. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 341: 117–139.

Chorowska M., Oberc J., 1980. The stratigraphy and tectonics of the Uppermost Silurian and Lower Devonian of the Zdanów Section (Góry Bardzkie Mts, Sudety Mts) in the light of conodont studies. Kwartalnik Geologiczny, 24: 193–207.

Chorowska M., Radlicz K., 1984. Karbońskie wapienie i zlepieńce zachodniej części struktury bardzkiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 251–290.

Chorowska M., Sawicki, L., 1975. O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. Kwartalnik Geologiczny, 19: 261–276.

Chorowska M., Wajsprych B., 1995. Góry Bardzkie Mts. Unit. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 137–139.

Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Kwartalnik Geologiczny, 25: 243–264.

Chorowska M., Milewicz J., Radlicz K., 1987. Wstępne wyniki otworu wiertniczego Boguszyn IG-1 (Sudety). Przegląd Geologiczny, 35: 344–347.

Chorowska M., Fedorowski J., Radlicz K., 1992. Famennian and Tournaisian deposits from the Zdanów IG 1 borehole (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 1–32.

Clausen C.-D., Weddige K., Ziegler W., 1993. Devonian of the Rhenish Massif. Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter, 10: 18–19.

Cymerman Z., Piasecki M. A, Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, notheastern Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.

Czarnocki J., 1927. Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926, w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 17.

Czarnocki J., 1933. Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 35: 32–33.

Czarnocki J., 1936. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 129–200.

Czarnocki J., 1948. Przewodnik 20. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–299.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w zwiazku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Literatura

Czarnocki J., 1951. Złoże rud żelaza w Dąbrowie pod Kielcami w związku z zagadnieniem rud dewońskich w świętokrzyskim. Prace Instytutu Geologicznego, 7: 95–114.

Czarnocki J., 1989. Klimenie Gór Świętokrzyskich. Prace Państwowego Instytutu Gelogicznego, 127: 1–92.

Czermiński J., Ryka W., 1962. Bentonit w dolomitach eiflu w Jurkowicach koło Klimontowa. Kwartalnik Geologiczny, 6: 8–22.

Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–302.

Dahlgrün F., Finckh L., 1924. Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien. Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, 44.

Dathe E., 1904. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen and benachbarten Bundesstaaten. Blatt Neurode. Königlicher Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Lieferung 115.

De Vleeschouwer D., Rakociński M., Racki G., Bond D.P.G., Sobień K., Claeys P., 2013. The astronomical rhythm of Late–Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). Earth and Planetary Science Letters, 365: 25–37.

Devleeschouwer X., Herbosch A., Préat A., 2002. Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 171–193.

Dopieralska J., Belka Z., Haack U., 2006. Geochemical decoupling of water masses in the Variscan oceanic system during Late Devonian times. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240: 108–119.

Dzik J., 1981. Wiek formacji skalskiej dewonu świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 29: 125–129.

Dzik J., 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. Acta Palaeontologica Polonica, 42: 57–170.

Dzik J., 2002. Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 565–650.

Ekiert F., 1971. Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 66: 5–77.

Embry A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *W*: Sequence stratigraphy on the northwest European margin (red. R.J. Steel i in.): 1–11. Elsevier.

Fijałkowska-Mader A., Malec J., 2011. Biostratigraphy of the Emsian to Eifelian in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 55: 109–138.

Fijałkowska-Mader A., Malec J., 2018. Wiek dolnodewońskiego poziomu tufitowego z Barczy (Góry Świetokrzyskie) na podstawie miospor. Przegląd Geologiczny, 66: 578–584.

Filipiak P., 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 313–324.

Filipiak P., 2004. Miospore stratigraphy of Upper Famennian and Lower Carboniferous deposits of the Holy Cross Mountains (central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 128: 291–322.

Filipiak P., 2011. Palynology of the Lower and Middle Devonian deposits in southern and central Poland. Review of Palaeobotany and Palynology, 166: 213–252.

Filipiak P., 2014. Palinologia dolnodewońskich i środkowodewońskich osadów klastycznych z otworu wiertniczego Trojanowice 2. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 459: 7–32.

Filipiak P., Racki G., 2005. Unikatowy zapis dewońskich zdarzeń beztlenowych w profilu kamieniołomu Kowala k. Kielc. Przegląd Geologiczny, 53: 846–847.

Finckh L., 1932. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen and benachbarten Bundesstaaten. Blatt Frenkenstein. Königlich Preussischen Geologischen Landes-anstalt und Bergakademie, Lieferung 273.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society Special Publications, 179: 23–86.

Freyer G., 1968. Conodontenfunde aus dem Oberdevon und Unterkarbon von Dzikowiec Kłodzki (Ebersdorf) und Gołogłowy (Hollenau) in Dolny Śląsk (Niederschleisien). Geologie, 17: 60–67.

Galloway W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bulletin, 73: 125–142.

Girard C., Lecuyer Ch., 2002. Variations in Ce anomalies of conodonts through the Frasnian/Famennian boundary of Poland (Kowala – Holy Cross Mountains): implications for the redox state of seawater and biodiversity. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 299–311.

Głazek J., Karwowski Ł., RackI G., Wrzołek T., 1981. The early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. Acta Geologica Polonica, 31: 233–250.

Gouwy S., Bultynck P., 2000. Graphic correlation of Frasnian sections (Upper Devonian) in the Ardennes,Belgium. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 7: 25–52.

Gunia T., 1968. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzice Depression (Middle Sudetes). Geologia Sudetica, 4: 115–220.

Gunia T., Wojciechowska I., 1971. Zagadnienia wieku wapieni i fyllitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). Geologia Sudetica, 5: 137–164.

Gürich G., 1896. Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. Verhandlungen Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft, 2: 1–539.

Gürich G., 1902. Zur Diskussion über das Profil von Ebersdorf. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 54: 57–65.

Gürich G., 1903. Das Devon von Debnik bei Krakau. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich−Ungarns und des Orients, 15: 127–164.

Gürich G., 1904. Eine Stromatoporide aus dem Kohlenkalke Galiziens. Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich−Ungarns und des Orients, 17: 1–5.

Gürich G., 1909. Clymenienkalk von der Conradmühle in Polsnitz bei Freiburg in Schlesien. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 30: 341–344.

Hajłasz B., 1967. O eifelskich tentakulitach z Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 11: 549–556.

Halamski A.T., 2013. Frasnian Atrypida (Brachiopoda) from Silesia (Poland) and the age of the eo-Variscan collision in the Sudetes. Geodiversitas, 35: 289–308.

Halamski A.T., Baliński A., Racki G., Amler M.R.W., Basse M., Denayer J., Dubicka Z., Filipiak P., Kondas M., Krawczyński W., Mieszkowski R., Narkiewicz K., Olempska E., Wrzołek T., Wyse Jackson P.N., Zapalski M.K., Zatoń M., Kozłowski W., 2022. The pre-Taghanic (Givetian, Middle Devonian) ecosystems of Miłoszów near Nowa Słupia (Holy Cross Mts). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 92: 323–379.

Hallam A., Wignall P.B., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. Earth-Science Reviews, 48: 217–250.

Haydukiewicz A., 1977. Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). Geologia Sudetica, 12: 7–68.

Haydukiewicz A., 1987. Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *W*: Przewodnik 58. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 95–102.

Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986. Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części jednostki Bolkowa (Góry Kaczawskie). Geologia Sudetica, 21: 185–196.

Haydukiewicz J., 1974. Upper Devonian conodonts from Mikołajów shales, Bardo Mts, Sudetes. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 21: 233–236.

Haydukiewicz, J., 1979, Stratigraphy of the Zdanów series in the northern part of the Bardo unit on the basis of conodonts. Geologia Sudetica, 14: 77–99.

Haydukiewicz J., 1980. Stratygrafia serii zdanowskiej. *W*: Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych: 49–52.

Haydukiewicz J., 1981. Pelagiczne utwory turneju w południowo-zachodniej części Gór Bardzkich. Geologia Sudetica, 16: 219–226.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation (Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 275–284.

Haydukiewicz J., 1998. Latest Devonian conodonts from an olistolith in the northern part of the Góry Bardzkie, West Sudetes. Geologia Sudetica, 31: 61–68.

Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapciński J., 1999. Dokumentacja paleontologiczna osadów podpermskich w rejonie Zbąszynia (monoklina przedsudecka). *W*: Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania Dolnego Śląska: 7–17.

Hedberg H. (red.), 1976. International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. John Wiley and Sons.

Heller S., 1995. Lithologie und Fazies der devonischen Sedimente im Grundgebirge des Oberschlesischen Kohlenbeckens (Bohrung Goczałkowice IG 1) Polen. Uniwersytet w Tybindze, Niemcy [pr. magister.].

Hladil J., 1988. Structure and microfacies of middle and upper Devonian carbonate buildups in Moravia, Czechoslovakia. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 607–618.

Hladil J., 1992. Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). *W*: Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif. Prague, Czechoslovakia, Sept. 26–Oct. 3, 1988: 121–126.

Hladil J., 1994. Moravian Middle and Late Devonian buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 172: 111–125.

Hladil J., Mazur S., Galle A., Ebert J., 1999a. Revised age of the Mały Bożków limestone in the Kłodzko metamorphic unit (Early Givetian, late Middle Devonian): implications for the geology of the Sudetes. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 211: 329–353.

Hladil J., Melichar L., Otava J., Galle A., Krs M., Man O., Pruner P., Čejchan P., Orel P., 1999b. The Devonian in the easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 54: 27–47.

House M.R., 1983. Devonian eustatic events. Proceedings of the Ussher Society, 5: 396–405.

House M.R., 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. Nature, 313: 17–22.

House M.R., 1996. The Middle Devonian Kačák Event. Proceedings of the Ussher Society, 9: 79–84.

House M.R., 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 5–25.

House M.R., Gradstein F.M., 2004. The Devonian Period. *W*: Geological Time Scale 2004 (red. F. Gradstein i in.): 202–221. Cambridge University Press, Cambridge.

Literatura

House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V., 2000. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian Platform). Geological Society Special Publications, 178: 147–176.

Jaeger H., 1959. Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten Thüringer Silur. Abhandlungen der deutschen Akademie der Wissenschaften, 2: 1–197.

Jaeger H., 1963. *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Berichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 8: 649–652.

Jaeger H., 1964. *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Geologie, 13: 249–273.

Jaeger H., 1976. Das Silur und Unterdevon vom Thüringischen Typ in Sardinien und seine regionale geologische Bedeutung. Nova Acta Leopoldina. Neue Folge, 45 (224): 263–299.

Janoušek V., Aichler J., Hanžl P., Gerdes A., Erban V., Žáček V., Pecina V., Pudilová M., Hrdličková K., Mixa P., Žáčková E., 2014. Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multi-disciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). International Journal of Earth Sciences, 103: 455–483.

Jawor E., 1970. Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. Acta Geologica Polonica, 20: 709–769.

Jawor E., Baran U., 2004. Budowa geologiczna i charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku małopolskiego. *W:* Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 25–48. Wydaw. TBPŚ „Geosfera", Kraków.

Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–38.

Jerzmański J., 1970. Neue Ergebnisse im westlichen Teil des Blok przedsudecki. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften A, Geologie und Paläontologie, 15: 305–313.

Joachimski M.M., Ostertag-Henning C., Pancost R.D., Strauss H., Freeman K.H., Littke R., Damste J.S., Racki G., 2001. Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in $\delta^{13}C$ and $\delta^{34}S$ across the Frasnian-Famennian boundary (Kowala, Holy Cross Mountains/ Poland). Chemical Geology, 175: 109–131.

John E.H., Cliff R., Wignall P.B., 2008. A positive trend in seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ values over the Early–Middle Frasnian boundary (Late Devonian) recorded in well-preserved conodont elements from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 269: 166–175.

Johnson J.G., Sandberg A.C., 1988. Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 171–178.

Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. GSA Bulletin, 96: 567–587.

Johnson J.G., Klapper G., Elrick M., 1996. Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, northern Antelope Range, Nevada: establishment of reference horizons for global cycles. Palaios, 11: 3–14.

Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 283: 5–100.

Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T., 2009. High resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. Palaeontographica Americana, 63: 99–143.

Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam S.Z., 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). Palaeo-geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310: 340–364.

Kaliś J., 1969. Wstępna charakterystyka serii górnodewońskiej z niektórych wierceń zachodniej części niecki lubelskiej. Acta Geologica Polonica, 19: 805–821.

Kardymowicz I., 1967. Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 197: 329–410.

Kazmierczak J., Kremer B., Racki G., 2012. Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats. Geobiology, 10: 371–383.

Kaźmierczak J., 1971. Morphogenesis and systematics of the Devonian Stro-matoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeontologica Polonica, 26: 1–150.

Kaźmierczak J., Goldring R., 1978. Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. Geological Magazine, 115: 359–366.

Kicuła J., Żakowa H., 1972. Dewon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 42: 165–228.

Klapper G., 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 449–468.

Klapper G., 1997. Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France, and Western Canada. GSA Special Paper, 321: 113–129.

Klapper G., Becker R.T., 1999. Comparison of Frasnian (Upper Devonian) conodont zonations. Bolletino della Societa Paleontologica Italiana, 37: 339–348.

Klapper G., Foster C.T.Jr., 1993. Shape analysis of Frasnian species of the Late Devonian conodont genus *Palmatolepis*. Paleontological Society Memoir, 32: 1–35, Supplement to Journal Paleontology, 67.

Klapper G., Johnson J.G., 1980. Endemism and dispersal of Devonian conodonts. Journal of Paleontology, 59: 904–951.

Klapper G., Johnson J.G., 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones. Journal of Paleontology, 64: 934–941.

Klapper G., Kirchgasser W.T., 2016. Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. Journal of Paleontology, 90: 525–554.

Klapper G., Feist R., House M.R., 1987. Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. Episodes, 10: 97–101.

Klapper G., Feist R., Becker T.T., House M.R., 1993. Definition of the Frasnian/ Famennian Stage boundary. Episods, 16: 433–441.

Klimek S., Koszarski L., 1955. Stratygrafia Dębnika w porównaniu z dewonem obszarów sąsiednich. Przegląd Geologiczny, 3: 388.

Kłossowski J., 1976. Sedymentacja i stratygrafia konodontowa dewonu okolic Świętomarza i Śniadki w Górach Świętokrzyskich. Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa [pr. magister.].

Kłossowski J., 1985. Sedymentacja dewonu środkowego w regionie łysogórskim (profil Świętomarz/Śniadka). Przegląd Geologiczny, 33: 264–267.

Kondas M., Filipiak P., 2022. Middle Devonian (Givetian) palynology of the northern Holy Cross-Mountains (Miłoszów, south-central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 301,104629.

Konior K., Tokarski A., 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 140: 1–79.

Korn D., 1993. The ammonoid faunal change near the Devonian–Carboniferous boundary. Annales de la Sociéte Geologique de Belgique, 117: 205–212.

Kotas A. (red.), 1973. Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Goczałkowice IG 1. CAG, Warszawa.

Kowalczewski Z., 1971. Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 15: 263–283.

Kowalczewski Z., 1974. Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 11–62.

Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.

Kryza R., Pin C., 2010. The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. Gondwana Research, 17: 292–305.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., 1999. Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. Geologia Sudetica, 32: 127–137.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland–a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.

Krzywiec P., Narkiewicz M., 1998. Devonian depositional architecture in central segment of the Lublin trough: preliminary results of integrated seismic and borehole study. Geological Quarterly, 42: 131–140.

Kuchciński J., 1964. Wstępne wiadomości o psylofitowej florze warstw z Wilczy w Sudetach Środkowych. Kwartalnik Geologiczny, 8: 232–240.

Kurałowicz E., 1976. Lower Devonian graptolite fauna from the Bardo Mts (Sudetes). Acta Geologica Polonica, 26: 485–488.

Lewowicki S., 1959. Fauna wapieni klimeniowych z Dzikowca Kłodzkiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 146: 73–119.

Łapot W., 1982. Petrografia dolnego i najniższych poziomów środkowego dewonu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 519: 34–68.

Łapot W., 1988. Petrografia utworów górnego dewonu z Gołogłów i Łącznej (dewon kłodzki, Sudety). Geologia Sudetica, 23: 155–187.

Łaptaś A., 1982. Sedymentacja utworów węglanowych dewonu środkowego rejonu Dębnika. Studia Geologica Polonica, 75: 59–100.

Łobanowski H., 1971. The Lower Devonian in the western part of the Klonów Belt (Holy Cross Mts). Part I – Upper Emsian. Acta Geologica Polonica, 21: 629–687.

Łobanowski H., 1981. Bukowa Góra, kamieniołom; piaskowce dewonu dolnego. *W:* Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 249–255

Łobanowski H., 1990. Lower Devonian terrains of clastic deposition in Poland and their affinities to other European Devonian palaeogeographic-facial provinces. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, (7): 404–420.

Makowski, H., 1971. A contribution to the knowledge of Upper Devonian ammonoids from the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 131–136.

Malec J., 1993a. Stop 1A: Devonian – Carboniferous boundary at Kowala. *W:* Global Boundary Events: An Interdisciplinary Conference (red. M. Narkiewicz). Excursion guidebook: 10–11.

Malec J., 1993b. Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 37: 501–536.

Malec J., 1995. Stop 1. Kowala. Devonian/Carboniferous boundary. *W*: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Guide to Excursion A2: 20–21.

Malec J., 2001a. A sedimentological study of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western part of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 45: 397–415.

Malec J., 2001b. Stratygrafia zdarzeniowa w profilu późnego emsu i wczesnego eiflu w regionie łysogórskim. Posiedzenie Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 57: 120–122.

Malec J., 2005. Litostratygrafia pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 415: 5–58.

Literatura

Malec J., 2012. Warstwy świętomarskie dewonu środkowego w Górach Świętokrzyskich w świetle badań sedymentologicznych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 452: 131–166.

Malec J., 2014. The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 58: 217–234.

Malec J., 2015. Biostratygrafia utworów dewonu i karbonu z centralnej części masywu małopolskiego na podstawie konodontów. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 41–82.

Malec J., 2002. Stratygrafia utworów z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [rozpr. doktor.].

Malec J., Racki G., 1992. Givetian and Frasnian ostracod associations from the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 37: 359–384.

Malec J., Turnau, E., 1997. Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice – Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 45: 67–86.

Malec J., Miłaczewski L., Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1996. Stratigraphy of the Devonian in the Szwejki IG 3 deep well, Central Poland. Geological Quarterly, 40: 367–392.

Malinowska L., 1955. Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 95: 5–80.

Marynowski L., Filipiak P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 144: 569–595.

Marynowski L., Filipiak P., Pisarzowska A., 2008. Organic geochemistry and palynofacies of the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) of the Holy Cross Mountains, Southern Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 269: 152–165.

Marynowski L., Filipiak P., Zatoń M., 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 147: 527–550.

Marynowski L., Zatoń M., Rakociński M., Filipiak P., Kurkiewicz S., Pearce T.J., 2012. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346: 66–86.

Matyja H., 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. Acta Geologica Polonica, 43: 27–94.

Matyja H., 1998. Architektura depozycyjna basenu dewońskiego na obszarze pomorsko-kujawskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 73–88.

Matyja H., 2004. Stratygrafia, węglanowe systemy depozycyjne dewonu środkowego i franu, architektura facjalna. *W:* Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w mieszanych, klastyczno-węglanowych środowiskach marginalnomorskich (modele facjalne, stratygrafia sekwencji) (kier. H. Matyja, J. Pacześna). CAG, Warszawa [nr inw. 752/2005].

Matyja H., 2006. Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 79–122.

Matyja H., 2009. Depositional history of the Devonian succession in the Pomeranian Basin, NW Poland. Geological Quarterly, 53: 63–92.

Matyja H., Narkiewicz M., 1992. Conodont biofacies succession near the Frasnian/Famennian boundary – some Polish examples. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 154: 125–147.

Matyja H., Narkiewicz M., 1995. Conodont stratigraphy of the Upper Devonian in the Janczyce I borehole section, eastern Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 39: 177–206.

Matyja H., Stempień-Sałek M., 1994. Devonian/Carboniferous boundary and the associated phenomena in western Pomerania (NW Poland). Annales de la Société Géologique de Belgique, 116: 249–263.

Matyja H., Turnau, E., 2008. Integrated analysis of miospores and conodonts: a tool for correlation of shallow-water, mixed siliciclastic-carbonate succession of Lower? and Middle Devonian (Pomeranian basin, NW Poland). *W:* Global Alignments of the Lower Devonian Carbonate and Clastic Sequences: 67–71.

Matyja H., Tomaś A., Lipiec M., Turnau E., 2001. Stratygrafia dewońsko-karbońskiej serii węglanowej w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 33–60.

Matyja H., Sobień K., Marynowski L., Stempień-Sałek M., Małkowski K., 2015. The expression of the Hangenberg Event (latest Devonian) in a relatively shallow-marine succession (Pomeranian Basin, Poland): the results of a multi-proxy investigation. Geological Magazine, 52: 400–428.

Matyja H., Woroncowa-Marcinowska T., Filipiak P., Brański P., Sobień K., 2021. The Devonian/Carboniferous boundary interval in Poland: multidisciplinary studies in pelagic (Holy Cross Mountains and Sudetes) and ramp (Western Pomerania) successions. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 101: 421–472.

Maziane-Serraj N., Higgs K.T., Streel M., 1999. Revision of the late Famennian miospore zonation scheme in eastern Belgium. Journal of Micropalaeontology, 18: 17–25.

Mazur S., 1987. Tektonika utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie w Dzikowcu (Góry Bardzkie): Przegląd Geologiczny, 35: 327–332.

Mazur S., 2003. Ewolucja strukturalna metamorfiku kłodzkiego i jej znaczenie dla tektoniki piętra waryscyjskiego Sudetów. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2581, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 74.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Przeglad Geologiczny, 58: 133–145.

Migaszewski Z.M., 2002. Datowanie diabazów i lamprofirów świętokrzyskich metoda K-Ar i Ar-Ar. Przegląd Geologiczny, 50: 227–229.

Miłaczewski L., 1966. Utwory dewońskie w wierceniu Niedrzwica IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 10: 1098–1099.

Miłaczewski L., 1972. Kryteria podziału stratygraficznego dewonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 3: 18–31, 37–45.

Miłaczewski L., 1981. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Prace Instytutu Geologicznego, 101.

Miłaczewski L., 2004. Akwatorium Bałtyku i republiki nadbałtycke. *W:* Paleozoiczna akrecja Polski. Osady facji „old red" w Polsce – systemy depozycyjne, źródła materiału klastycznegoi tektoniczne uwarunkowania depocentrów. CAG, Warszawa [nr inw. 4182/2016 A].

Miłaczewski L., Niemczycka T., 1967. Budowa geologiczna rejonu Niedrzwicy. Kwartalnik Geologiczny, 11: 557–571.

Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970. Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. *W*: Przewodnik 42. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 7–32.

Miłaczewski L., Radlicz K., Nehring M., Hajłasz B., 1983. Osady dewonu w podłożu północno-zachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeżnej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 344: 23–56.

Mišař Z., Pouba Z., Skácel J., 1963. Geologická mapa ČSSR. Mapa předčtverohornich útvarù, měřitko 1:200 000; sheet Jesenik. Ústředního ústavu geologického, Praha.

Morrow J.R., Sandberg C.A., Malkowski K., Joachimski M.M., 2009. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 282: 105–118.

Moryc W., 1987. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego (Dyskusja). Kwartalnik Geologiczny, 31: 357–364.

Moryc W., 1996. Budowa geologiczna utworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Młp. – Rzeszów i ich perspektywiczność. Nafta-Gaz, 48: 205–223.

Murchison R.I., Verneuil É., Keyserling A., 1845. The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. John Murray, London.

Muszer J., 2020. First discovery of Mississippian trace fossils in the Świebodzice Unit from the Witoszów region (SW Poland). Geological Quarterly, 64: 838–860.

Muszer J., Haydukiewicz J., 2011. The quarry in Dzikowiec as a geotouristic site and its importance for studies on the Upper Paleozoic in the Sudetes. *W:* Geotourism: a variety of aspects: 243–257.

Myrow P.M., Ramezani J., Hanson A.E., Bowring S.A., Racki G., Rakociński M., 2014. High-precision U–Pb age and duration of the latest Devonian (Famennian) Hangenberg event, and its implications. Terra Nova, 26: 222–229.

Narkiewicz K., 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu środkowego obszaru radomsko-lubelskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 147–192.

Narkiewicz K., 2015. Taxonomic revision and phylogenetic affinities of the conodont *Bipennatus montensis* (Weddige 1977) from the Eifelian (Middle Devonian) of Poland. Paläontologische Zeitschrift, 89: 125–132.

Narkiewicz K., Bultynck P., 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. Geological Quarterly, 51: 419–442.

Narkiewicz K., Bultynck P., 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* conodont Zone in North America, Europe and North Africa. Journal of Paleontology, 84: 588–625.

Narkiewicz K., Bultynck P., 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 193–254.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1992. Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts.): sedimentology and conodont biofacies. Geological Quarterly, 36: 281–304.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1998. Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. Palaeontologia Polonica, 58: 213–223.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2008. The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. Acta Geologica Polonica, 58: 287–301.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 255: 287–300.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2015. The age of the oldest tetrapod tracks from Zachełmie, Poland. Lethaia, 48: 10–12.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., Wudarska A., 2010. Significance of conodont data for explaining geosystem perturbations during the Middle Devonian Kačák Episode. Marine Micropaleontology, 185, 102307.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., Bultynck P., 2016. Conodont biofacies of the Taghanic transgressive interval (middle Givetian): Polish record and global comparisons. Geological Society Special Publications, 423: 201–222.

Literatura

Narkiewicz K., Narkiewicz M., Bultynck P., Königshof P., 2017. The past, present and future of the upper Eifelian conodont zonation. Cuadernos del Museo Geominero, 22: 137–140.

Narkiewicz M., 1973. Dewon pasma Góry Zamkowej w Chęcinach. Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa [pr. magister.].

Narkiewicz M., 1978a. Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. Acta Geologica Polonica, 28: 415–470.

Narkiewicz M., 1978b. Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. Kwartalnik Geologiczny, 22: 693–706

Narkiewicz M., 1985. Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. Przegląd Geologiczny, 33: 253–258.

Narkiewicz M., 1987. Zdarzenia na późnodewońskim szelfie południowej Polski i ich znaczenie stratygraficzne. Kwartalnik Geologiczny, 31: 581–598.

Narkiewicz M., 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 619–636.

Narkiewicz M., 1990. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 38: 327–330.

Narkiewicz M., 1991. Procesy dolomityzacji mezogenetycznej na przykładzie żywetu i franu Gór Świętokrzyskich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 132: 1–54.

Narkiewicz M., 1996. Devonian stratigraphy and depositional environments in proximity of the Sub-Carpathian Arch: Lachowice 7 well, southern Poland. Geological Quarterly, 40: 65–88.

Narkiewicz M., 2001. Litostratygrafia, środowiska sedymentacji i zarys diagenezy węglanów dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 9–32.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 182.

Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.

Narkiewicz M., 2009. Late burial dolomityzation of the Devonian carbonates and a tectonothermal evolution of the Holy Cross Mts area (Central Poland). Mineralogia – Special Papers, 35: 51–59.

Narkiewicz M., 2011a. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 7–52.

Narkiewicz M., 2011b. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 53–146.

Narkiewicz M., 2020. The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. Geological Quarterly, 64: 377–401.

Narkiewicz M., Hoffman A., 1989. The Frasnian/Famennian transition: the sequence of events in southern Poland and its implications. Acta Geologica Polonica, 39: 13–28.

Narkiewicz M., Olkowicz-Paprocka I., 1983. Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 27: 225–256.

Narkiewicz M., Racki G., 1984. Stratygrafia dewonu antykliny Dębnika. Kwartalnik Geologiczny, 28: 513–546.

Narkiewicz M., Racki G., 1987. Korelacja i rozwój sedymentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. Kwartalnik Geologiczny, 31: 341–356.

Narkiewicz M., Racki G., Wrzołek T., 1990. Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 34: 433–456.

Narkiewicz M., Miłaczewski L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998. Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 57–72.

Narkiewicz M., Racki G., Skompski S., Szulczewski M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W:* 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 51–77.

Narkiewicz M., Narkiewicz K., Turnau E., 2011. Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 289–318.

Narkiewicz M., Krzywiec P., Diemer J., 2012. Geologia Gór Świętokrzyskich oczami Rodericka Murchisona – wizyta w czerwcu 1843 roku i jej echa. Przegląd Geologiczny, 60: 220–225.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Nawrocki J., Salwa S., Pańczyk M., 2013. New ^{40}Ar-^{39}Ar age constrains for magmatic and hydrothermal activity in the Holy Cross Mts. (southern Poland). Geological Quarterly, 57: 551–560.

Nehring-Lefeld M., 1985. Biostratygrafia osadów dewonu dolnego obszaru radomsko-lubelskiego na podstawie małżoraczków i konodontów. Prace Instytutu Geologicznego, 112.

Nowiński A., 1976. Tabulata and Chaetetida from the Devonian and Carboniferous of southern Poland. Palaeontologia Polonica, 35.

Oberc J., 1957. Region Gór Bardzkich (Sudety). Przewodnik dla geologów. Wydaw. Geol., Warszawa.

Oberc J., 1966. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Prace Instytutu Geologicznego, 47.

Oberc J., 1987. Struktura bardzka jako reper rozwoju waryscydów wschodniej części Sudetów Zachodnich i ich przedpola. *W:* Przewodnik 58. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 165–180.

Oberc J., 1998. Budowa płaszczowinowa zachodniej części struktury bardzkiej; przemieszczenia poziome bloku sowiogórskiego. Przegląd Geologiczny, 46: 80–86.

Olempska E., 1979. Middle to Upper Devonian ostracoda from the southern Holy Cross Mountains, Poland. Palaeontologia Polonica, 40: 57–162.

Over D.J., Hopkins T.H., Brill A., Spazaini A.L., 2003. Age of the Middlesex Shale (upper Devonian, Frasnian) in New York State. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 242: 217–223.

Pajchlowa M., 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice-Skały. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 122: 145–254.

Pajchlowa M., Miłaczewski L., 2003. Korelacja biostratygraficzna dewonu Polski z innymi obszarami. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1b, zeszyt 1/2. Dewon (red. M. Pajchlowa i in.): 20–26. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pajchlowa M., Kardymowicz I., Bukowy S., Cebulak S., Sawicki L., Oberc J., Gunia T., 1968. Dewon. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1 Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 313–362. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pajchlowa M., Miłaczewski L., Dadlez J., Radlicz K., 1980. Zarys badań dewonu w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 24: 141–153.

Pajchlowa M., Malinowska L., Miłaczewski L., Sarnecka E., Woroncowa-Marcinowska T. (red.), 2003. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1b, zeszyt 1/2. Dewon. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Paproth E., Feist R., Flajs G., 1991. Decision on the Devonian–Carboniferous boundary stratotype. Episodes, 14: 331–336.

Percival L.M.E., Selby D., Bond D.P.G., Rakociński M., Racki G., Marynowski L., Adatte T., Spangenberg J.E., Föllmi K.B., 2019. Pulses of enhanced continental weathering associated with multiple Late Devonian climate perturbations: Evidence from osmium-isotope compositions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 524: 240–249.

Percival L.M.E., Marynowski L., Baudin F., Goderis S., De Vleeschouwer D., Rakociński M., Narkiewicz K., Corradini C., Da Silva A.-C., Claeys P., 2022. Combined Nitrogen-Isotope and Cyclostratigraphy Evidence for Temporal and Spatial Variability in Frasnian–Famennian Environmental Change. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 23, e2021GC010308.

Pisarzowska A., Racki G., 2012. Isotopic chemostratigraphy across the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) on the South Polish carbonate shelf: A reference for the global punctata Event. Chemical Geology, 334: 199–220

Pisarzowska A., Sobstel M., Racki G., 2006. Conodont-based event stratigraphy of the Early-Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. Acta Palaeontologica Polonica, 51: 609–646.

Pisarzowska A., Paszkowski M., Kołtonik K., Budzyń B., Szczerba M., Rakociński M., Sláma J., Zagórska A., Łaptaś A., 2022. Geotectonic settings of Variscan explosive volcanism in the light of Famennian tuffites provenance from southern Poland. Earth-Science Reviews, 234, 104218.

Playford G., McGregor D.C., 1993. Miospores and organic-walled microphytoplankton of Devonian–Carboniferous boundary beds (Bakken Formation), southern Saskatchewan: a systematic and stratigraphic appraisal. Geological Survey of Canada Bulletin, 445: 1–107.

Pluta K., Górecka-Nowak A., 2018. Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodzice Unit (Sudetes, SW Poland). Geological Quarterly, 62: 120–133.

Porębska E., 1980. Granica sylur–dewon w profilu Zdanowa wyznaczona na podstawie graptolitów. *W:* Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych: 35–41.

Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from the Zdanow section, Bardo Mts (Sudetes). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 89–209.

Porębska E., 2003. Gromada Graptolithina Bronn, 1846. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 1b/1. Dewon (red. L. Malinowska): 519–530. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Porębska E., Sawłowicz Z., 1997. Palaeoceanographic linkage of geochemical and graptolite events across the Silurian–Devonian boundary in Bardzkie Mountains (Southwest Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 132: 343–354.

Porębski S.J., 1981. Świebodzice succession (Upper Devonian–lowermost Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. Geologica Sudetica, 16: 101–192

Porębski S.J., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian–lower Carboniferous Swiebodzice succession. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 259–274.

Pożaryski W., Dembowski Z. (red.), 1984. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.

Pujol F., Berner Z., Stüben D., 2006. Palaeoenvironmental changes at the Frasnian/Famennian boundary in key European sections: Chemostratigraphic constraints. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240: 120–145.

Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder (I + II). Stuttgart, Cotta'schen Buchhandlung, 338 + 695 str. Stuttgart und Tübingen.

Literatura

Racka M., Marynowski L., Filipiak P., Sobstel M., Pisarzowska A., Bond D.P., 2010. Anoxic Annulata events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): geochemical and palaeontological record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297: 549–575.

Racki G., 1985a. Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostomłoty in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 35: 265–275.

Racki G., 1985b. Cykliczność sedymentacji a podział stratygraficzny dewońskiej serii stromatopoidowo-koralowcowej Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 33: 267–270.

Racki G., 1986. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mts: brachiopod responses to eustatic events. Lecture Notes in Earth Sciences, 8: 203–212.

Racki G., 1988. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mountains, Central Poland: introduction to ecostratigraphy. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 119–131.

Racki G., 1990. Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland: stratigraphic and ecologic aspects. Lecture Notes in Earth Sciences, 30: 169–181.

Racki G., 1991. O eustatyce, tektonice i innych zdarzeniach w późnym dewonie Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 39: 193–198.

Racki G., 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 37: 87–182.

Racki G., 1995. Co dalej z dewońska krzywą eustatyczną? Przegląd Geologiczny, 43: 632–636.

Racki G., 1997. Devonian eustatic fluctuations in Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 199: 1–12.

Racki G., 2005. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. Developments in Paleontology and Stratigraphy, 20: 5–36.

Racki G., Bultynck P., 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 43: 1–26.

Racki G., Narkiewicz M., 2000. Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 48: 65–76.

Racki G., Narkiewicz M. (red.), 2006. Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Racki G., Soboń-Podgórska J., 1993. Givetian and Frasnian calcareous microbiotas of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 37: 255–289.

Racki G., Turnau E., 2000. Devonian series and stage boundaries in Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 225: 145–158.

Racki G., Głuchowski E., Malec J., 1985. The Givetian to Frasnian succession at Kostomłoty in the Holy Cross Mts, and its regional significance. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 158–171.

Racki G., Głuchowski E., Wrzołek T., 1989. Zdarzenie na granicy fran–famen w regionie świętokrzyskim a najważniejsze grupy bentosu. Przegląd Geologiczny, 37: 546–551.

Racki G., Makowski I., Mikłas J., Gawlik S., 1993a. Brachiopod biofacies in the Frasnian reef-complexes: an example from the Holy Cross Mts, Poland. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1331, Geologia, 12/13: 64–109.

Racki G., Wrzołek T., Słupik A., Nowak B., 1993b. Nowe dane o dewonie antykliny Siewierza na podstawie wiercenia WB-12. Prace Uniwersytetu Śląskiego. Geologia, 12/13: 110–125.

Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X., 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 251–297.

Racki G., Piechota A., Bond D., Wignall P., 2004. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 48: 267–282.

Racki G., Joachimski M.M., Morrow J.R., 2008. A major perturbation of the global carbon budget in the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 269: 127–129.

Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarzowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B., 2022a. A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). Geologica Society of America Bulletin, 134: 2373–2398.

Racki G., Wójcik K., Halamski A.T., Narkiewicz M., 2022b. Middle Devonian Skały Formation in the Holy Cross Mountains (Poland) – formal description and subdivision based on new field data. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 92: 425–444.

Rakociński M., Pisarzowska A., Janiszewska K., Szrek P., 2016. Depositional conditions during the Lower Kellwasser Event (Late Frasnian) in the deep-shelf Łysogóry Basin of the Holy Cross Mountains Poland. Lethaia, 49: 571–590.

Richardson J.B., McGregor D.C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. Geological Survey of Canada Bulletin, 364: 1–79.

Rogers F.S., 1998. Conodont biostratigraphy of the Little Cedar and Lower Coralville formations of the Cedar Valley Group (Middle Devonian) of Iowa and significance of a new species of *Polygnathus*. Journal of Paleontology, 72: 726–737.

Romanek A., Rup M., 1990. Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1. Kwartalnik Geologiczny, 34: 221–242.

Römer F., 1863. Die Altersbestimmung des schwarzen Marmors von Dembnik im Gebiete von Krakau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 15: 708–713.

Römer F., 1866a. Geologische Beobachtugen im Polnischen Mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 18: 667–690.

Römer F., 1866b. Über die Auffindung devonischer Kalksteinschichten bei Siewierz im Königsreiche Polen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 18: 433–438.

Roszek H., Siedlecki S., 1963. On the presumably Late Silurian and Early Devonian sediments in the environs of Cracow. Bulletin de l'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 11: 15–22.

Różkowska M., Fedorowski J., 1972. Genus *Disphyllum* de Fromentel (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. Acta Palaeontologica Polonica, 18: 265–340.

Samsonowicz J., 1917. Utwory dewońskie wschodniej części gór Świętokrzyskich: materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, Wydział III Nauk Matematycznych i Przyrodniczych, 20: 1–69.

Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L., 1992. Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 150: 1–87.

Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. GSA Special Paper, 356: 473–487.

Sarnecka E., 1986. Tabulata i Chaetetida z otworu wiertniczego Ostałów 1. Kwartalnik Geologiczny, 30: 49–62.

Sartenaer P., Racki G., 1992. A new Late Givetian rhynchonellid species from the Holy Cross Mountains, Poland, and its relevance to stratigraphical and ecological problems near the Givetian/Frasnian boundary. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 62: 61–73.

Sartenaer P., Racki G., Szulczewski M., 1998. The late Frasnian rhynchonellid genus *Pammegetherhynchus* (Brachiopoda) in Poland, and its relevance to the Kellwasser Crisis. Acta Palaeontologica Polonica, 43: 379–394.

Sawicki L., 1968. Okolice Głuchołazów. *W*: Dewon, Sudety. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia. Paleozoik (red. S. Sokołowski): 342–345. Wydaw. Geol., Warszawa.

Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). Abhandlungen der Preusischen Geologischen Landesanstalt, 178: 1–132.

Schindler E., 1990. The Late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser Crisis. Lecture Notes in Earth Sciences, 30: 151–159.

Schindler E., 1993. Event-stratigraphic markers within the Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 104: 115–125.

Skompski S., Szulczewski M., 1994. Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Facies, 30: 247–266.

Skompski S., Szulczewski M., 2000. Lofer-type cyclothems in the Upper Devonian of the Holy Cross Mts. (central Poland). Acta Geologica Polonica, 50: 393–406.

Sobolev D., 1909. Srednij dewon Kielecko-Sandomirskowo Kriaża. Materiały dla Gieologii Rossii, 24: 4–536.

Sobolew D., 1911. O famenskom jaruse Kielecko-Sandomirskowo Krjaża. Jeżegodnik Geol. Mineral. Ross., 13: 34–41

Sobolev D., 1912. O verkhnem neodevone Łagowa. Izvestiya Varshavskogo Politekhnicheskogo Instituta, 3: 1–32.

Sobstel M., 2003. Sedimentary record of eustatic changes on the Givetian (Devonian) carbonate platform of Małopolska Massif, southern Poland. Acta Geologica Polonica, 53: 189–200.

Sobstel M., Makowska-Haftka M., Racki G., 2006. Conodont ecology in the Early-Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf. Acta Palaeontologica Polonica, 51: 719–746.

Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. Bulletin of Geosciences, 92: 31–57

Stoakes F.A., 1980. Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton formations of Alberta, Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 28: 234–410.

Streel M., Higgs K., Loboziak S., Riegel W., Steemans P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne–Rhenish regions. Review of Palaeobotany and Palynology, 50: 211–229.

Streel M., Bełka Z., Dreesen R., Durkina A. V., Groos-Uffenorde H., Hance L., Hartkopf-Fröder C., Haydukiewicz J., Korn D., Perri M.C., Piecha M., Spalletta C., 2004. Relation of the neritic microfaunas and continental microfloras with the conodont and other pelagic faunas within the latest part of the Famennian. *W*: SDS Annual Meeting Rabat, March 1 and 2, 2004: 67–73.

Studencka J., 1983. *Chimaerothyris dombrowiensis* (Gürich) z dolnego eiflu Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 27: 471–490.

Szczepański J., 2007. A vestige of an early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jegłowa Beds, Strzelin Massif. Geological Quarterly, 51: 271–284.

Literatura

Szczepański J., Józefiak D., 1999. Jegłowa beds-record of polyphase deformation and metamorphism in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Mineralogical Society of Poland Special Papers, 14: 33–37.

Szrek P., Ginter M., 2007. Poziomy wapieni typu Kellwasserkalk w Płuckach koło Łagowa. *W*: 20 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 157–161.

Szrek P., Salwa S., 2020. High-energy events in the Frasnian-Famennian boundary interval of the Płucki section in the Holy Cross Mountains, Poland. Facies, 66, 9.

Szulczewski M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 1–129.

Szulczewski M., 1972. Konodonty górnodewońskie i ich znaczenie stratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 3: 32–37.

Szulczewski M., 1973. Famennian – Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 15–59.

Szulczewski M., 1978. The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Caboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 28: 283–298.

Szulczewski M., 1981a. Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *W:* Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 68–82.

Szulczewski M., 1981b. Kadzielnia. *W:* Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 110–115.

Szulczewski M., 1981c. Stratygrafia franu wzgórz kostomłockich. *W:* Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 222–225.

Szulczewski M., 1986. Late Devonian events in Poland. Annales de la Societe geologique de Belgique, 109: 263–265.

Szulczewski M., 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 37: 551–557.

Szulczewski M., 1990. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 38: 330–334.

Szulczewski M., 1992. Ekologiczne uwarunkowania zespołów faunistycznych w śródszelfowych basenach fameńskich Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 40: 610.

Szulczewski M., 1995a. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.

Szulczewski M., 1995b. The Holy Cross Mountains – Devonian to Carboniferous. Stop 3. Kostomloty and Laskowa Quarries; Stop 4. Wietrznia. *W:* Guide to Excursion A2, XIII International Congress on Carboniferous-Permian.

Szulczewski M., Porębski S., 2008. Stop 1 – Bukowa Góra, Lower Devonian. *W:* Ichnological sites of Poland. The Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guidebook: 18–37.

Szulczewski M., Racki G., 1981. Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 31: 147–162.

Szulczewski M., Belka Z., Skompski S., 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian–Carboniferous of the south-western Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 106: 21–49.

Tarnowska M., 1971. Dolnodewońskie skały polimiktyczne i tufogeniczne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 15: 569–588.

Tarnowska M., 1976. Korelacja litologiczna dewonu dolnego we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 296: 75–128.

Tarnowska M,. 1981. Dewon dolny w centralnej części Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 57–68.

Tarnowska M., 1983. Litostratygrafia niższego dewonu w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. CAG, Oddział Świętokrzyski, Kielce [rozpr. doktor.].

Tarnowska M., 1999. Schemat dewońskiego wulkanizmu piroklastycznego w Górach Świętokrzyskich. *W:* Geologia i sozologia w regionie świętokrzyskim u schyłku XX wieku: 43–54.

Teller L., 1959. Problem warstw żdanowskich oraz granica sylur–dewon w Górach Bardzkich. Przegląd Geologiczny, 7: 21–23.

Teller L., 1960. Poziom monograptus hercynicus z warstw żdanowskich w Górach Bardzkich. Acta Geologica Polonica, 10: 325–338.

Teller L., 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. Acta Geologica Polonica, 19: 393–502.

Tietze E., 1870. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf umweit Neurode in der Grafschaft Glatz. Palaeontographica, 19: 108–158.

Tomczykowa E., 1991. Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 134: 1–62.

Trela W., Malec J., 2007. Zapis $\delta^{13}C$ w osadach pogranicza dewonu i karbonu w południowej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 55: 411–415.

Turnau E., 1974. Microflora from core samples of some palaeozoic sediments from beneath the Flysch Carpathians (Bielsko–Wadowice area, southern Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 143–169.

Turnau E., 1985a. Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland); Spores. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 1–5.

Turnau E., 1985b. Zony sporowe w formacjach dewońskich okolicy Pionek (Polska centralna). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 355–374.

Turnau E., 1986. Lower to Middle Devonian spores from vicinity of Pionki (central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 46: 311–354.

Turnau E., 1995. Stratygrafia i korelacja utworów środkowego dewonu Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. Przegląd Geologiczny, 43: 211–214.

Turnau E., 1996. Miospore stratigraphy of Middle Devonian deposits from Western Pomerania. Review of Palaeobotany and Palynology, 93: 107–125.

Turnau E., 2004. Korelacja klastyczno-węglanowych utworów dewonu środkowego i franu na obszarze Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. *W:* Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesno-frańskiej i jej zapis w środowiskach marginalnomorskich obszaru północno-zachodniej Polski (kier. H. Matyja, J. Pacześna). CAG, Warszawa [nr inw. 752/2005].

Turnau E., 2007. Palinostratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 122: 62–69.

Turnau E., 2008. Wyniki badań palinostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 124: 125–135.

Turnau E., 2011. Palinostratygrafia dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 255–288.

Turnau E., 2012. Wyniki badań palinostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 135: 52–58.

Turnau E., Jakubowska L., 1989. Early Devonian miospores and age of the Zwoleń Formation (Old Red Sandstone facies) from Ciepielów IG-1 borehole. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 391–416.

Turnau E., Matyja H., 2001. Timing of the onset of Devonian sedimentation in northwestern Poland: palynological evidence. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 67–74.

Turnau E., Miłaczewski L., Wood G.D., 2005. Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian (?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom–Lublin area (Central Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 121–137.

Turnau E., Racki G., 1999. Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 106: 237–271.

Turnau E., Tarnowska M., 1997. Obecność zigenu (pragu) i emsu koło Kielc. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 53: 154–155.

Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J., 2011. Jaskinie Kadzielni. Geopark Kielce.

Urbanek Z., 1975. On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). Bulletin de l'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences de la Terre, 22: 167–172.

Urbanek Z., 1978. The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks of north-eastern part of the Góry Kaczawskie. Geologia Sudetica, 13: 7–30.

Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1975. Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. Geologia Sudetica, 10: 155–169.

Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995. Stratigraphy. *W:* Pre-Permian geology of central and eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer i in.): 315–327. Springer, Berlin.

Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompsom S., Sangree J.B., Bubb J.N., Hailelid W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. AAPG Memoir, 26: 49–212.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian – Carboniferous continental margin (Sudetes). *W:* IAS 7th European Meeting. Kraków – Poland. Excursion Guide Book: 141–164.

Wajsprych B., 1995. The Bardo Mts. rock complex: the Famennian – Lower Carboniferous preflysch (platform)-to-flysch (foreland) basin succession, the Sudetes. *W:* XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków – Poland. Guide to Excursion, B2: 23–42.

Wajsprych B., 2008. The Bardo Mts. Rock Complex (BMRC) as a core of a concept of the Central Sudetes Geopark (SW Poland). *W:* Geoeducational potential of the Sudety Mts. (red. A.T. Solecki): 101–112. Fundacja Ostoja, Wrocław.

Walliser O.H., 1985. Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 75: 401–408.

Walliser O.H., 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. *W:* Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic (red. O.H. Walliser): 225–250. Springer, Berlin.

Walliser O.H., 2000. The Eifelian-Givetian Stage boundary. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 225: 37–47.

Walliser O.H., Bultynck P., Weddige K., Becker, R.T., House, M.R., 1995. Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. Episodes, 18: 107–115.

Weddige K., 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. Senckenbergiana Lethaea, 58: 271–419.

Wendt J., Belka Z., 1991. Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the Eastern Anti-Atlas. Facies, 25: 51–90.

Wendte J., Stoakes F.A., Campbell C.V., 1992. Devonian-Early Mississippian carbonates of the Western Canada Sedimentary Basin: a sequence-stratigraphic framework. SEPM Short Course, 28: 1–255.

Wendte J.C., Uyeno T.T., Abrahamson B., 1995. Physical stratigraphy and conodont biostratigraphy of the Beaverhill Lake Group, late Middle to early Late Devonian, east-central Alberta. Geological Survey of Canada, Open File 3058.

Literatura

Weyer D., 1965. Zur Ammonoideen-Fauna der Gattendorfia-Stufe von Dzikowiec (Ebersdorf) in Dolny Śląsk (Niederschlesien), Polen. Berichte der Geologischen Gessellschaft in der DDR, 10: 443–464.

Witzke B.J., Bunker B.J., Rogers F.S., 1988. Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central midcontinent, U.S.A. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 221–250.

Wojewoda J., 2016. Basen świebodzki – granice, architektura osadów i ewolucja strukturalna. *W:* 6. Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6 „Granice sedymentologii": 142–144.

Wolska Z., 1967. Górnodewońskie konodonty z południowo-zachodniego regionu Gór Świętokrzyskich. Acta Palaeontologica Polonica, 12: 363–465.

Woroncowa-Marcinowska T., 2005. Middle Devonian conodonts from black shales of the Ściegnia section, Góry Świętokrzyskie Mountains, central Poland. Studia Geologica Polonica, 124: 159–170.

Woroncowa-Marcinowska T., 2012. Middle Devonian conodonts and structural implications for Świętomarz-Śniadka section (Holy Cross Mountains). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 82: 349–360.

Wójcik K., 2015. The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mts. Part I: Lithostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 65: 141–179.

Wrzołek T., 1988. Tetracoral zonation of the stromatoporoid-coral limestones, southwestern Holy Cross Mts, Poland. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 413–423.

Wyżga, B., 1987. Lower Palaeozoic of Bardo Mountains (Sudetes): a sequence of deep sea pelagic sediments. Geologia Sudetica, 22: 119–145.

Yans J., Corfield R.M., Racki G., Préat A., 2007. Evidence for perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian *punctata* Zone (Late Devonian). Geological Magazine, 144: 263–270.

Zając R., 1981. Korelacja utworów dewonu i karbonu dolnego podłoża środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 331: 39–56.

Zając R., 1984. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 28: 291–316.

Zając R., 1987. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego (Odpowiedź). Kwartalnik Geologiczny, 31: 599–608.

Zaręczny S., 1888. Über das Krakauer Devon. Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 38: 47–68.

Zaręczny S., 1889. Studyja geologiczne w Krakowskim okręgu, cz. I. Dewon. Sprawozdanie Komisyi Fizyograficznej, 23: 1–35.

Ziegler W., 1962. Taxionomie und Phylogenie oberdevonisher Conodonten un ihre stratigraphische Bedeutung. Abhandlungen Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 38: 1–166.

Ziegler W., 1969. Eine neue Conodonten-Fauna aus dem höchesten Oberdevon. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 17: 343–360.

Ziegler W., 1971. Conodont stratigraphy of the European Devonian. GSA Memoir, 127: 227–284.

Ziegler W., Klapper G., 1982. The *disparilis* Conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 55: 463–491.

Ziegler W., Sandberg C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 121: 1–115.

Żaba J., Ciesielczuk J., Malik K., Strzyżewska-Konieczna S., 2005. Budowa oraz ewolucja strukturalna utworów dewońsko-karbońskich Gór Opawskich (strefa morawsko-śląska). *W*: Przewodnik 76 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 116–127.

Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Kwartalnik Geologiczny, 7: 73–94.

Żakowa H., Pawłowska J., 1966. Karbon synkliny miedzianogórskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 195: 5–64.

Żakowa H., Szulczewski M., Chlebowski R., 1983. Górny dewon i karbon synkliny borkowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 345: 5–134.

Żakowa H., Nehring-Lefeld M., Malec J., 1985. Devonian-Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 87–95.

Żakowa H., Radlicz K., Malec J., 1986. Podłoże permu w okolicy Szydłowca. Kwartalnik Geologiczny, 30: 23–48.

Żelichowski A.M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 263: 7–97.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 281-336. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.978-83-68623-86-4.pp.281-336

SYSTEM	ODDZIAŁ		PIĘTRO	wiek w mln lat
				298,9 ±0,15
KARBON	PENSYLWAN	górny	gżel	
			kazim	303,7 ±0,1
		środkowy	moskow	307,0 ±0,1
		dolny	baszkir	315,2 ±0,2
	MISSISIP	górny	serpuchow	323,4 ±0,4
		środkowy	wizen	330,3 ±0,4
		dolny	turnej	346,7 ±0,4
				358,86 ±0,19

KARBON

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja, Stanisław Z. Mikulski

Wstęp

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

Nazwa systemu karbońskiego została po raz pierwszy zastosowana dla sukcesji węglonośnej w Anglii i Walii przez Philipsa w 1835 r. (wg Ramsbottoma, 1984). Międzynarodowa Komisja Stratygrafii w 1999 r. zatwierdziła podział karbonu na dwa podsystemy, a następnie na oddziały oraz piętra (Heckel, Clayton, 2006a, b). Osady systemu powstały w przedziale wiekowym od 358,86 ±0,19 do 298,9 ±0,15 mln lat temu (Cohen i in., 2025). Granicy dewon–karbon odpowiada globalny profil i punkt stratotypowy (GSSP) spągu turneju wyznaczonemu w profilu La Serre w południowej Francji (Paproth i in., 1991). Współczesne badania wskazują na istnienie problemów biostratygraficznych na tej granicy, a jej wyznaczenie powinno opierać się na szerszym spektrum badań, nie tylko konodontów, ale również geochemiczno-sedymentologicznych (tzw. zdarzenia z Hangenberg – Kaiser i in., 2008; Kaiser, 2009). Górną granicę karbonu wyznacza GSSP dolnej granicy piętra assel, zlokalizowany w profilu Aidaralash w północnym Kazachstanie.

Według Lucasa i in. (2022) na konstrukcję karbońskiej skali czasowej główny wpływ miały odmiennie warunki panujące na Ziemi w czasie missisipu i pensylwanu. W missisipie prakontynenty Laurosji i Gondwany były oddzielone oceanem Rei (fig. 1), dominował klimat gorący, lodowce miały mały zasięg, a wulkanizm był ograniczony. W warunkach tych dobrze rozwijała się fauna morska, która była kosmopolityczna, gdyż mogła łatwo rozprzestrzeniać się w obrębie szelfów oceanicznych, co obecnie umożliwia dobrą korelację profili. Natomiast w pensylwanie, z chwilą zamknięcia oceanu Rei i powstania superkontynentu Pangei oraz wypiętrzenia waryscyjskiego pasma orogenicznego (fig. 2), nastąpił prowincjonalizm fauny morskiej oraz flory, co negatywnie wpłynęło na możliwość jej korelacji w skali globalnej. Jednocześne nasilenie wulkanizmu szczególnie w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) spowodowało dużą dostępność skał wulkanicznych, co skutkuje większą liczbą izotopowych datowań wieku dla pensylwanu niż missisipu. W pensylwanie nastąpiło też znaczne zmniejszenie aktywności ziemskiego pola magnetycznego, co w dużym stopniu utrudnia stosowanie magnetostratygrafii. Obecnie nastąpił rozwój metod cyklostratygraficznych w związku z wielkimi epizodami glacjalnymi mającymi miejsce w obrębie kontynentu Gondwany.

Chociaż od zatwierdzenia globalnego podziału karbonu minęło już prawie 20 lat, nie został on w pełni wprowadzony w miejsce dotychczas stosowanego w Polsce, regionalnego podziału zachodnioeuropejskiego. Podział globalny zastosowano na Pomorzu Zachodnim, na podstawie nowych, kompleksowych badań biostratygraficznych (Matyja, 1993; Matyja i in., 2000). W basenie płocko-lubelskim również zastosowano podział globalny, jednakże na podstawie wyników stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2008,



FIG. 1. Globalna paleogeografia w czasie missisipu (wg Lucasa i in., 2022 uzupełniono)



FIG. 2. Globalna paleogeografia w czasie pensylwanu (wg Lucasa i in., 2022, uzupełniono)

2010a, 2019a; Waksmundzka i in., 2021), dowiązanych do chronostratygrafii przy zastosowaniu izochronicznych horyzontów biostratygraficznych (Musiał, Tabor, 1988; Skompski, 1996). Wśród nowych metod stratygraficznych stosowanych w Polsce na niewielką skalę znajdują się chemostratygrafia i datowania izotopowe cyrkonów detrytycznych (Krzeszowska, Kokowska-Pawłowska, 2016; Zagórska i in., 2020; Krzeszowska, 2024). W ostatnich latach w Polsce nastąpiło drastyczne ograniczenie lub wręcz zanik prowadzenia badań biostratygraficznych konodontów, otwornic i goniatytów, na których bazuje podział globalny. Obecnie są wykonywane w niewielu rejonach (podłoże monokliny przedsudeckiej, Sudety) jedynie badania palinologiczne – miospor karbońskich (np. Górecka-Nowak, 2002, 2007, 2010), na podstawie których określa się wiek utworów w dowiązaniu do skali globalnej (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004).

TAB. 1. Podział stratygraficzny karbonu GZW wg Czarnockiego (1935)

<table>
<tr><th colspan="2" rowspan="2">Chronostratygrafia</th><th rowspan="2">Grupa</th><th colspan="4">Obszar</th></tr>
<tr><th colspan="2">Śląski</th><th>Krakowski</th><th>Dąbrowski</th></tr>
<tr><td>Stefan</td><td></td><td rowspan="6">łękowa</td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td>libiąskie górne</td><td rowspan="3"></td></tr>
<tr><td rowspan="3">Westfal</td><td rowspan="2">C</td><td>libiąskie dolne</td></tr>
<tr><td colspan="2">chełmskie</td><td rowspan="2">seria warstw Jaworzna</td></tr>
<tr><td rowspan="2">B</td><td colspan="2">łaziskie</td></tr>
<tr><td colspan="2">orzeskie</td><td>niedzieliskie / brzeszczańskie górne</td><td>orzeskie</td></tr>
<tr><td rowspan="2">A</td><td colspan="2">brzeszczańskie dolne</td><td rowspan="2">warstwy jawiszowickie (w znacznej części obszaru brak)</td><td rowspan="2">rudzkie</td><td>górne</td></tr>
<tr><td>rudzkie</td><td>dolne</td><td>dolne</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Namur</td><td>górny</td><td>siodłowa</td><td colspan="2">siodłowe</td><td colspan="2">redenowskie</td></tr>
<tr><td rowspan="4">dolny</td><td rowspan="4">brzeżna</td><td colspan="2">porębskie</td><td rowspan="4">słabo udokumentowane pokłady w otworach Brzeszcz i Schlutiusa oraz pokłady Tenczynka</td><td>grodzieckie (Andrzeja)</td></tr>
<tr><td colspan="2">jaklowieckie</td><td>florowskie</td></tr>
<tr><td colspan="2">hruszowskie</td><td>sarnowskie</td></tr>
<tr><td colspan="2">pietrzkowickie</td><td>malinowickie</td></tr>
<tr><td>Dinant</td><td></td><td colspan="4"></td></tr>
</table>

Pierwsze publikacje dotyczące karbonu Sudetów i Górnego Śląska pochodzą z pierwszej połowy XIX w., natomiast dane dotyczące karbonu w innych regionach Polski – z okresu późniejszego (zob. omówienie w Jachowicz, Żakowa, 1968). Podsumowanie ponad stuletniej historii badań utworów karbońskich zagłębi węglowych zawarto ponadto w nowszych atlasach geologicznych (np. Grocholski, Augustyniak, 1971; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Buła, Kotas, 1994; Zdanowski, 1999; Jureczka i in., 2005; Bossowski, Ihnatowicz, 2006) oraz monografiach (np. Karbon GZW, 1972; Dembowski, Porzycki, 1988; Zdanowski, Żakowa, 1995). Ujęcia stratygraficzne karbonu całej Polski podsumowano w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008) i „Atlasie geologicznym Polski" (Waksmundzka, Buła, 2017; Waksmundzka i in., 2017), a także w Kombrink i in. (2010) i Narkiewicz (2020, 2021).

W ostatnim półwieczu syntetyczne opisy utworów występujących w basenie śródsudeckim podali Nemec i in. (1982), Dziedzic i Teisseyre (1990), Mastalerz i in. (1993), Bossowski i Ihnatowicz (1994a, b) oraz Awdankiewicz i in. (2003). Charakterystykę sedymentologiczną osadów mississipu przedstawili Teisseyre (1975), Wajsprych (1978), Nemec i in. (1980), Porębski (1981) oraz Mastalerz (1995), a pensylwanu – Nemec (1984), Kurowski (1996), Mastalerz (1996) oraz Ihnatowicz (2005). Istotny wpływ na rozpoznanie stratygrafii utworów karbonu na obszarze sudeckim oraz Wielkopolski miały badania palinostratygraficzne (m.in. Krawczyńska-Grocholska, 1975, 1978; Ślusarczyk, 1980; Górecka, 1981; Karnkowski, Rdzanek, 1982; Górecka, Górecka-Nowak, 1987, 1990; Górecka-Nowak, 1995; Turnau i in., 2002; Górecka-Nowak, 2007, 2008; Górecka-Nowak i in., 2021), a także rewizja wiekowa (np. Muszer, 2020; Górecka-Nowak i in., 2021) wcześniejszych podziałów stratygraficznych osadów dolnokarbońskich na podstawie makrofauny (np. Żakowa, 1963, 1966).

Dla Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), z bogatą historią prac stratygraficznych (tab. 1, 2), po opublikowaniu monografii „Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego", w której podano

Utwory karbonu w Polsce są dostępne w nielicznych odsłonięciach, na Górnym Śląsku, w Sudetach, Małopolsce i Górach Świętokrzyskich, jak również w rdzeniach wiertniczych przechowywanych w Centralnym Archiwum Geologicznym. Utwory karbonu zajmujące obecnie ponad połowę obszaru Polski, występują w odizolowanych od siebie jednostkach tektonicznych (basenach lub subbasenach sedymentacyjnych; fig. 3), które przypuszczalnie w czasie depozycji stanowiły części jednego, rozległego basenu karbońskiego, a obecne granice uzyskały w wyniku syn- i posedymentacyjnych procesów tektonicznych oraz epigenetycznej erozji (Narkiewicz, 2020, 2023). W niniejszym rozdziale omówiono zatem stan stratygrafii karbonu z podziałem na rejony występowania lub baseny przy zastosowaniu tradycyjnych nazw, zakorzenionych w dotychczasowej literaturze; nowy podział basenów sedymentacyjnych (Narkiewicz i in., 2023) został tu wykorzystany w ograniczonym zakresie. W miejsce dotychczasowych nazw karbońskiego basenu lubelskiego i centralnej Polski (Waksmundzka, 2019a, b), zastosowano nazwę basen płocko-lubelski, z subbasenami lubelskim i płockim (Waksmundzka, 2023).

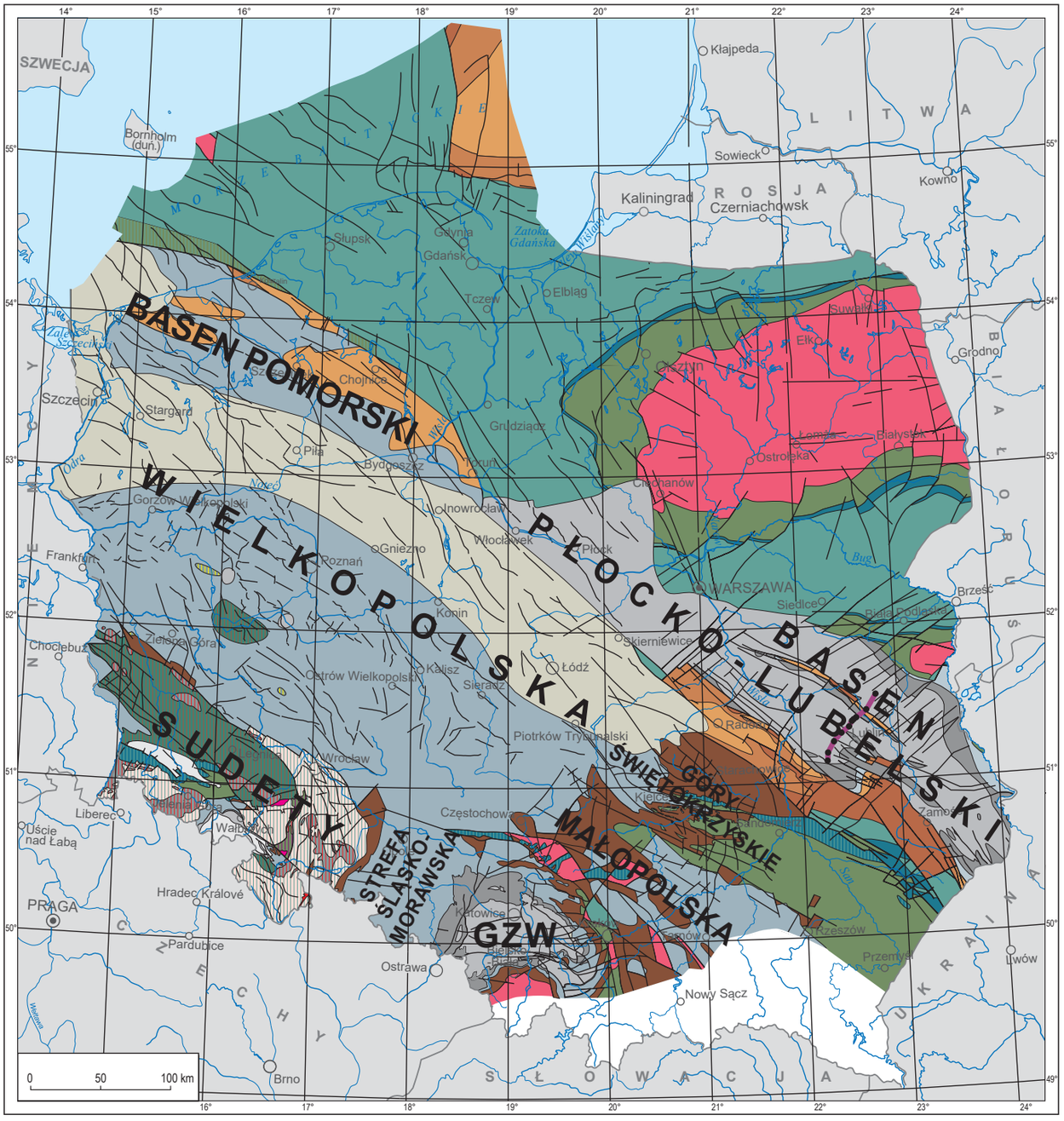


FIG. 3. Usytuowanie karbońskich jednostek tektonicznych (basenów lub subbasenów sedymentacyjnych) na mapie geologicznej Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu; na obszarze basenu płocko-lubelskiego zaznaczono otwory wiertnicze i linię korelacyjną zilustrowane na figurze 27 (wg Waksmundzkiej, Buły, 2017, zmieniono)

TAB. 2. Podział karbonu produktywnego GZW na grupy pokładów wg Doktorowicza-Hrebnickiego, Bocheńskiego (1945, 1952)

Chronostratygrafia		Warstwy	Numery pokładów węgla	Obszar dąbrowski
Westfal	D C B A	libiąskie łaziskie orzeskie rudzkie	110–118 201–215 301–364 401–419	
Namur	B–C	siodłowe	501–510	
	A	porębskie jaklowieckie gruszowskie pietrzkowickie	601–631 701–723 801–848 901–	warstwy grodzieckie warstwy florowskie warstwy sarnowskie warstwy malinowickie

Wstęp

nowoczesny podział karbonu produktywnego (Dembowski, 1972a), stosowany z pewnymi modyfikacjami do dziś (patrz podrozdz. 2.4 – fig. 15) – w kolejnych trzech dziesięcioleciach wykonano wiele różnych opracowań z wynikami badań stratygraficznych karbonu węglonośnego, którym sprzyjał okres prowadzenia licznych prac wiertniczych. Podejmowano również nieliczne próby sformalizowania jednostek litostratygraficznych zgodnie z zasadami kodeksu litostratygraficznego (Kotas, 1976). Podsumowanie badań w polskiej części zagłębia zawarto w monografii „The Carboniferous System in Poland" (Zdanowski, Żakowa, 1995). W ostatnich dekadach, w związku ze spadkiem liczby nowych wierceń nastąpiło ograniczenie badań stratygraficznych, dość szeroko prowadzono jednak badania sedymentologiczne (m.in. Doktor, Gradziński, 1999; Doktor, Kędzior, 2002; Gradziński i in., 2005; Kędzior, 2016). W ograniczonym zakresie kontynuowano także prace dotyczące zagadnień lito- i biostratygraficznych, a także wieku bezwzględnego (m.in. Jureczka, 2002a,b, 2011; Oliwkiewicz-Miklasińska, 2002; Hýlová i in., 2013, 2016; Jirásek i in., 2013a, b). Nieliczne prace dotyczyły również stratygrafii sekwencyjnej i chemostratygrafii (Krzeszowska, 2024; Opluštil i in., 2024).

Prowadzono także badania podłoża karbonu produktywnego (m.in. Kotas, 1973, 1982, 1995; Soboń-Podgórska, 1973; Bełka, 1985, 1987; Narkiewicz, 2005), także w NE obrzeżeniu GZW (Paszkowski, 1995a, b; zob. Wagner, 2008). Brak nowych wierceń mocno ograniczył badania stratygraficzne, zwłaszcza w strefie morawsko-śląskiej na zachód od granic GZW, gdzie utrzymywany jest podział stratygraficzny wywodzący się z Republiki Czeskiej (Unrug, Dembowski, 1971; Unrug, 1977). Dane dla nowszych badań dostarczały głównie odsłonięcia osadów fliszowych, w większości w czeskiej części strefy, a w polskiej – w rejonie Głubczyc i Toszka (Trzepierczyńska, 2003; Bábek i in., 2018). Nowe dane do rozpoznania starszych utworów karbonu wniosły natomiast otwory wiertnicze (o dużej głębokości) wykonane w rejonie skrajnie SE części GZW (Jawor, Brzostowska, 1990; Buła, 2001; Trzepierczyńska, 2001; Buła, Krieger, 2004). Podsumowanie budowy geologiczno-strukturalnej paleozoiku występującego pod Karpatami przedstawili Narkiewicz (2007, 2020, 2021, 2023) oraz Buła i Habryn (2011).

Stan badań stratygraficznych w subbasenie lubelskim wraz z możliwością odniesienia granic biostratygraficznych do chronostratygrafii i geochronologii podsumował Skompski (1998). Charakterystykę karbonu w Zagłębiu Lwowsko-Wołyńskim (Ukraina) wraz z korelacją z profilem karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) opublikowali Shulga i in. (2007). Wyniki kompleksowych badań sedymentologicznych, regionalnych i stratygrafii sekwencji utworów karbonu z różnych rejonów basenu płocko-lubelskiego opublikowała Waksmundzka (2008, 2010a, 2019a; Waksmundzka i in., 2021).

Utwory karbonu w Górach Świętokrzyskich były przedmiotem szczegółowych badań lito-, bio- i chronostratygraficznych, jak również paleogeograficznych. Objęto nimi zarówno odsłonięcia powierzchniowe, jak i otwory wiertnicze (m.in. Bełka, Skompski, 1988; Szulczewski, 1995; Żakowa, Migaszewski, 1995; Szulczewski i in., 1996; Bełka i in., 1996; Jaworowski, 2002; Malec, 2014).

Pierwszy lokalny schemat biostratygraficzny dla karbonu Pomorza Zachodniego na podstawie palinomorf opracowała Turnau (1978). Późniejsze badania mikrofauny i mikroflory umożliwiły nawiązanie do europejskich schematów stratygraficznych missisipu (Matyja, 1997; Clayton, Turnau, 1990) oraz stworzenie lokalnych schematów biostratygraficznych (w przypadku palinomorf i małżoraczków bentosowych), bądź nawiązanie do schematów regionalnych lub globalnych uznanych za standardowe (w przypadku konodontów i entomozoidów). W przypadku pensylwanu Pomorza Zachodniego uzyskane do tej pory rezultaty analizy biostratygraficznej są niejednoznaczne (por. Dybova-Jachowicz, Pokorski, 1984; Kmiecik, 1995, 1997; Górecka i in., 1985; Górecka-Nowak, 2023).

1 Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja, Janusz Jureczka, Stanisław Z. Mikulski

Karbońskie baseny sedymentacyjne są zlokalizowane w zachodniej, południowej i SE Polsce (fig. 3), wchodząc w skład platformy paleozoicznej (Mazur i in., 2020; Mazur, 2025). Basen płocko-lubelski jest systemem cienkonaskórkowym, który został nasunięty na prekambryjską platformę wschodnioeuropejską (Krzywiec i in., 2017). Obie platformy przeszły złożoną ewolucję, a w ich skład wchodzi szereg terranów. Złożone procesy geotektoniczne zachodzące w paleozoiku do późnego karbonu włącznie, które doprowadziły do utworzenia paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej, jak również jej zespolenia z platformą prekambryjską, miały zasadniczy wpływ na powstanie i wypełnienie osadami wszystkich basenów karbońskich w Polsce. Obie platformy wchodzące w skład kontynentów Laurosji (Euroameryki) i Gondwany (fig. 1) połączyły się, wynikiem czego było utworzenie super-kontynentu Pangei, wypiętrzenie waryscyjskiego pasma orogenicznego (fig. 2), powstanie w jego obrębie basenów śródgórskich, a na przedpolu – basenów przedgórskich (Aleksandrowski, Buła, 2017). Procesom geotektonicznym towarzyszył nasilony mag-matyzm, który charakteryzował się głębokim plutonizmem reprezentowanym przez małe i średniej wielkości intruzje granitoidowe, jak również rozległą, płytką i powierzchniową aktywnością subwulkaniczną i wulkaniczną, której produkty zachowały się w basenach sedymentacyjnych. Przebieg frontu deformacji waryscyjskich na obszarze Polski był interpretowany odmiennie przez różnych autorów (np. Narkiewicz, 2007, 2020, 2023; Mazur i in., 2010; Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Aleksandrowski i in., 2017). Jego przebieg zaproponowany przez Mazura i in. (2020), jak również Mazura (2025), zasadniczo różni się od wcześniejszych, gdyż rejon GZW, Małopolski, Gór Świętokrzyskich, Radom–Kraśnik, jak również SW i centralna część subbasenu lubelskiego, są lokowane w obrębie eksternidów waryscyjskich, a nie ich przedpola.

Poniżej scharakteryzowano paleogeografię i ramy tektonodepozycyjne karbońskich basenów sedymentacyjnych w Polsce, poczynając od Pomorza Zachodniego, przez Polskę zachodnią i południową, do basenu płocko-lubelskiego, zlokalizowanego w SE części kraju (fig. 3).

1.1. BASEN POMORSKI

Basen pomorski rozciąga się na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego i jest od niego oddzielony strefą uskokową Koszalin–Chojnice, stanowiącą część transkontynentalnej strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), która jest również NE granicą strefy szwu transeuropejskiego TESZ. W podłożu paleozoicznej pokrywy osadowej Pomorza występuje mozaika bloków skorupy krystalicznej, do których należy blok pomorski (Dadlez, 1997, 2000). W jego strukturze zaznaczają się rozłamy podłużne o przebiegu NW–SE, z których największą rolę w czasie rozwoju przestrzeni akomodacyjnej w dewonie i karbonie odgrywał uskok Koszalina. Natomiast od SE basen mógł być zamknięty przez jeden z synsedymentacyjnie aktywnych rozłamów poprzecznych (tzw. Włocławek–Konin – Królikowski i in., 1999). Cechą charakterystyczną epikontynentalnego basenu pomorskiego była wzmożona ruchliwość podłoża, z powodu bliskości mobilnego pasa waryscydów, co miało duży wpływ na depozycję. Współczesną, południową granicę basenu wyznacza front deformacji waryscyjskich (Narkiewicz, 2020; Mazur i in., 2020; Mazur, 2025).

W karbonie basen był usytuowany w obrębie pasa perykontynentalnych basenów, obrzeżających od południa kontynent Laurosji. Głównymi elementami paleogeograficznymi warunkującymi rozwój sedymentacji były obszary lądowe, będące wyniesieniami kratonu wschodnioeuropejskiego (ląd fennoskandzki na północy i ląd mazursko-suwalski stanowiący część wyniesienia białoruskiego na wschodzie). Dźwigająca się pod koniec famenu część fennoskandzka kratonu, wymusiła zbliżony do równoleżnikowego układ facji w ciągu karbonu, czego odzwierciedleniem jest rozkład formacji litostratygraficznych. Najwyższy famen i missisip tworzą jeden cykl sedymentacyjny o tendencji spłycającej ku górze. Rozwój sedymentacji oraz rozkład facji w karbonie był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy i NE w kierunku kratonu, bądź wycofywaniem się zbiornika w kierunku oceanu renohercyńskiego (Rei).

Wzdłuż tego frontu basen pomorski graniczy z utworami karbonu Wielkopolski, występującymi w podłożu monokliny przedsudeckiej, które należą do zewnętrznej części orogenu waryscyjskiego, określanej jako eksternidy morawsko-śląskie i wielkopolskie. Utwory karbonu są tu mocno sfałdowane, a osie fałdów przebiegają równolegle do krawędzi bloku przedsudeckiego. Wiek deformacji tektonicznych jest trudny do udokumentowania, jednakże wyniki badań palinologicznych datują go jako nie starszy od westfalu C (Górecka-Nowak, 2007; Mazur i in., 2010).

1.2. SUDETY

Obszar Wielkopolski na południu graniczy z Sudetami (blokiem sudeckim i przedsudeckim; fig. 4), gdzie występują karbońskie skały osadowe, jak również magmowe i metamorficzne, wchodzące wraz z Masywem Czeskim w skład wewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego, tzw. waryscyjskich internidów. Spotykane tu osady fliszowe i molasowe nie tworzą ciągłej pokrywy, gdyż powstały w osobnych basenach śródgórskich i przedgórskich, rozwiniętych na NE przedpolu Masywu Czeskiego, w schyłkowych fazach orogenezy waryscyjskiej lub bezpośrednio po niej (Mazur i in., 2006). Na obszarze większości jednostek tektonicznych w Sudetach utwory karbońskie zalegają niezgodnie na skałach metamorficznych lub krystalicznych występujących w podłożu.

W północnej części jednostki (struktury) bardzkiej utwory turneju spoczywają, prawdopodobnie w ciągłości sedymentacyjnej, na osadach węglanowych famenu (Chorowska i in., 1992; Matyja i in., 2021).

Do największych jednostek tektonicznych Sudetów należy **synklinorium śródsudeckie**, wypełnione słabo zdeformowanymi skałami osadowo-wulkanicznymi. Utworzyło się ono jako rozległe zapadlisko śródgórskie o dużym tempie subsydencji we wczesnym karbonie (Augustyniak, Grocholski, 1968; Dziedzic, Teisseyre, 1990; Turnau i in., 2002; Awdankiewicz i in., 2003); za odrębny subbasen w jego obrębie jest uznawana tzw. niecka wałbrzyska.

W kolejnej jednostce – **synklinorium północnosudeckim** – występują klastyczne utwory lądowe, będące reliktem wypełnienia osadowego zapadlisk tektonicznych, które utworzyły się w późnym karbonie, w początkowym etapie rozwoju basenu północnosudeckiego (Milewicz, 1968a; Kowalski i in., 2018). Jednostka Świebodzic jest zbudowana z utworów klastycznych i klastyczno-węglanowych missisipu, które wraz z węglanami ?dewonu górnego, stanowią wypełnienie znacznie większego, późnowaryscyjskiego basenu (przypuszczalnie przedgórskiego), podlegającego silnej subsydencji (Gunia, 1968; Porębski, 1981; Żelaźniewicz i in., 2011).

Utwory karbońskie na obszarze **masywu Gór Sowich** tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie rowów lub półrowów tektonicznych, uformowanych w krystalicznym podłożu masywu. Zachowały się w nich różne fragmenty sukcesji klastyczno-węglanowej określanej jako tzw. kulm sowiogórski, który przypuszczalnie miał rozprzestrzenienie większe niż obecne (Oberc, 1949; Żakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986). Przypuszcza się, że obszary depozycji utworzyły się w miejscu obniżeń w podłożu krystalicznym. Możliwe jest, że podczas transgresji morskiej w późnym wizenie baseny sedymentacyjne na obszarze Sudetów były ze sobą połączone. Pierwotny zasięg tych basenów jest trudny do określenia z uwagi na późniejszą przebudowę w wyniku tektoniki blokowej i procesów denudacyjnych.

1.3. GÓRNOŚLĄSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE

Region GZW obejmuje obszar zagłębia, regionalnej jednostki geologiczno-złożowej położonej w południowej Polsce oraz w rejonie ostrawsko-karwińskim w Republice Czeskiej (Jureczka i in., 2005), a także obszary obrzeżenia zagłębia na bloku górnośląskim.

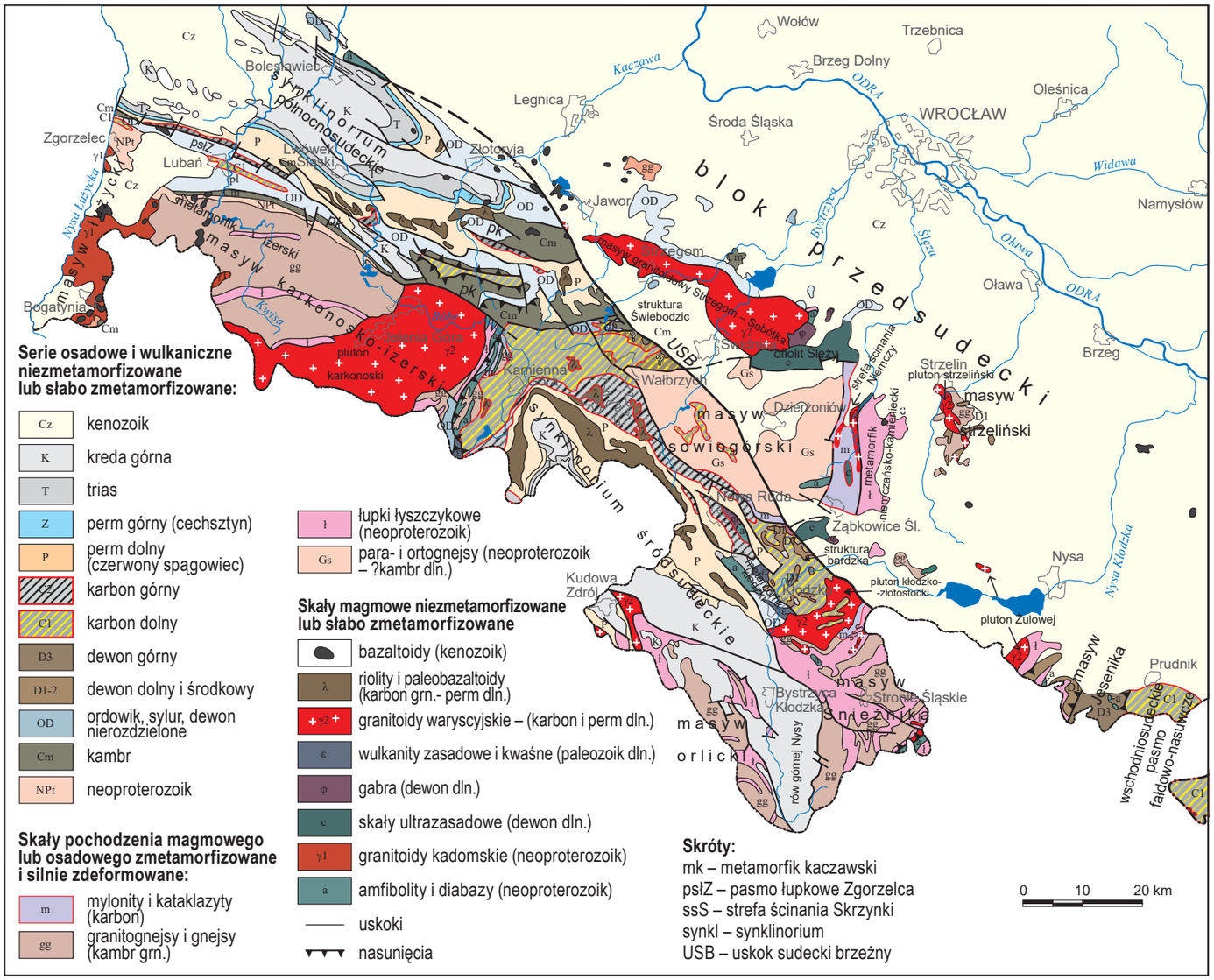


FIG. 4. Rozprzestrzenienie utworów karbonu w Sudetach na tle budowy geologicznej Dolnego Śląska wg Sawickiego (1995, zmieniono)

1 Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Podstawowe znaczenie dla rozwoju sedymentacyjnego utworów karbonu regionu GZW ma jego pozycja geotektoniczna w zapadlisku przedgórskim, uformowanym w czasie waryscyjskiej epoki tektonicznej (Kotas, Porzycki, 1984) we wschodniej części morawsko-śląskiego basenu sedymentacyjnego, w którym następowała depozycja osadów od dewonu po późny karbon (m.in. Unrug, Dembowski, 1971; Kotas 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995). Basen ten został ukształtowany na prekambryjskiej jednostce tektonicznej, określanej jako brunowistulikum (Buła, Żaba, 2005), której wschodni segment stanowi blok górnośląski (fig. 5). Według Kotasa (2006a) w końcowej fazie ewolucji karboński basen przedgórski był przekształcany w śródgórski. Odmienną pozycję geotektoniczną przedstawili Aleksandrowski i Buła (2017), przedłużając basen górnośląski na blok małopolski, jako jedno zapadlisko śródgórskie górnośląsko-małopolskie.

Tempo depozycji osadów karbońskich było zróżnicowane czasowo i przestrzennie, w zależności od tempa subsydencji i ewolucji waryscyjskiego systemu górotwórczego. Zróżnicowany był również charakter litologiczno-facjalny deponowanych osadów. Karbon rozpoczyna się od prefliszowej asocjacji węglanowej, przechodzącej w morskie osady klastyczne asocjacji fliszowej, a następnie w molasowe osady węglonośne (Kotas, 1995). Charakterystyczną cechą osadów węglonośnych jest ich wyraźna dwudzielność oraz redukcja miąższości w kierunku wschodnim. Starszą część profilu tworzą utwory wykształcone w warunkach sedymentacji paralicznej, z wyraźnie zaznaczającymi się wpływami okresowych zalewów morskich, stopniowo zanikających w kierunku wschodnim. Pozostałą, młodszą część tworzą utwory wykształcone wyłącznie w warunkach lądowych, po ostatecznym odcięciu basenu sedymentacyjnego od wpływów morskich. W najwyższej części profilu karbonu występują już osady bezwęglowe. Na pograniczu utworów paralicznych i lądowych występuje luka stratygraficzna, o zwiększającym się zasięgu czasowym w kierunku wschodnim.

1.4. MAŁOPOLSKA, KARPATY ZEWNĘTRZNE, ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE, GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKE

W Małopolsce (w podłożu niecki miechowskiej, Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego) utwory missisipu występują z luką stratygraficzną na górnym dewonie, a miejscami na fundamencie krystalicznym bloku małopolskiego (fig. 5). Na przebieg sedymentacji, jak również obecność licznych luk stratygraficznych w profilu karbonu, duży wpływ miały ruchy blokowe w podłożu, w wyniku których powstały rowy i półrowy, w których osady te zachowały się (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Obecnie występują na niewielkim obszarze zachodniej Małopolski w strefie przedgórza orogenu waryscyjskiego (Buła, Habryn, 2011). W profilu turneju występują płytkomorskie osady platformy węglanowej, a powyżej silikoklastyki facji kulmu, które osadziły się w wizenie i wczesnym namurze, w pogłębiającym się zbiorniku morskim. Basen sedymentacyjny był poddany naprężeniom analogicznych, jak w obrębie eksternidów waryscyjskich – ekstensyjnym w turneju, natomiast w wizenie–wczesnym namurze kompresji związanej z orogenezą waryscyjską (Narkiewicz, 2007, 2020). Blok małopolski został wyniesiony, a pokrywa osadowa w dużym stopniu zerodowana.

W regionie kieleckim **Gór Świętokrzyskich** na powierzchni występują erozyjnie odsłonięte skały tworzące trzon paleozoiczny, zbudowany z utworów m.in. missisipu – turneju i wizenu. W pensylwanie obszar Gór Świętokrzyskich znalazł się w zasięgu oddziaływania ruchów waryscyjskich, którym towarzyszyły procesy subwulkaniczne i wulkaniczne, w wyniku których powstały ok. 330–320 mln lat temu intruzje diabazów i lamprofirów (Salwa, 2017).

1.5. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

Basen płocko-lubelski obejmuje obszar wychodni karbońskich w SE i centralnej Polsce, a jego kontynuacją jest basen lwowsko-wołyński, leżący na obszarze Ukrainy. Subbasen lubelski jest wypełniony utworami karbonu, powstałymi w okresie późny ?turnej–późny moskow (Waksmundzka, 2008; Waksmundzka i in., 2021). Depozycja osadów karbońskich była poprzedzona erozją trwającą na tym obszarze przez wczesny i środkowy turnej, a na niektórych obszarach – do wizenu środkowego (Waksmundzka, 2010a). W segmencie płockim luka stratygraficzna sięga do baszkiru najniższego, a profil karbonu jest mocno zredukowany. Obejmuje on utwory baszkiru niższego i sięga do baszkiru wyższego, spoczywając na sylurze (Waksmundzka, 2019a). Basen płocko-lubelski jest typu śródkratonicznego (Narkiewicz, 2023). Oś basenu przebiega w kierunku NW–SE, jego NE część jest łagodnie nachylona ku SW, natomiast zachodni kraniec ma strome nachylenie związane z granicą tektoniczną. W stropie karbonu występuje wyraźna niezgodność i luka stratygraficzna, mająca związek z orogenezą waryscyjską (Narkiewicz, 2023). Rozwojowi basenu towarzyszył magmatyzm oraz wulkanizm o charakterze anorogenicznym, który rozpoczął się na platformie wschodnioeuropejskiej, ok. 348 mln lat temu w późnym turneju (Pańczyk, Nawrocki, 2015; Krzemińska i in., 2021; Waksmundzka i in., 2021), i zachodził również w późnym wizenie (Kozłowska i in., 2025).



FIG. 5. Tektoniczna regionalizacja bloków górnośląskiego (brunowistulikum) i małopolskiego w planie podpermsko-mezozoicznym (Buła i in., 2008)

Litostratygrafia

2

Janusz Jureczka, Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

2.1. POMORZE ZACHODNIE

Północno-wschodnia część Pomorza (łącznie ze strefą Koszalin–Chojnice) charakteryzuje się dobrym rozpoznaniem geologicznym i znaczącym stopniem zaangażowania tektonicznego. Stwierdzono tu osady znacznej części missisipu (aż po wizen) i niewielką część pensylwanu (część westfalu). Położona najbardziej na SW część obszaru pomorskiego, nazywana strefą Laska–Czaplinek, jest znacznie słabiej rozpoznana. Pod utworami pensylwanu lub permu osiągnięto jedynie wyższą część missisipu – od czadu, poprzez arund i asb, po brygant (Matyja, 1993, 2006, 2008).

Nieformalny podział litostratygraficzny został opracowany z uwzględnieniem różnic w wykształceniu litologiczno-facjalnym utworów karbonu w obu regionach (fig. 6; tab. 3). Na północnym wschodzie wydzielono formacje: iłowców wapnistych z Sąpolna, margli z Trzebiechowa, piaskowców arkozowych z Gozdu, wapieni ooidowych z Kurowa, iłowców wapnistych z Grzybowa, piaskowców kwarcowych z Drzewian, które przypisano do missisipu, oraz formację z Wolina wieku pensylwańskiego. Natomiast w regionie SW oprócz wymienionych jednostek, wykreowano w pozycji stratygraficznej odpowiadającej formacji piaskowców kwarcowych z Drzewian formacje: iłowców z Łobżonki, wapieni z Czaplinka i iłowców z Nadarzyc (Żelichowski, 1987; Lipiec, Matyja, 1998; Lipiec 1999), oraz formacje Regi i Dziwny w obrębie utworów pensylwanu (Żelichowski, 1995a).

2.2. WIELKOPOLSKA (PODŁOŻE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ)

W profilu karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej jak dotychczas nie wyodrębniono jednostek litostratygraficznych. Większość z wykonanych tu otworów jedynie nawierciła przystropowe, niewielkiej miąższości partie karbonu; jedynie otwór Marcinki IG 1 przewiercił profil do ok. 2000 m, nie osiągając spągu karbonu. Na podstawie wykształcenia petrograficznego profilu utworów karbonu Żelichowski (1995b) wyróżnił dwa rejony charakteryzujące się odmiennym składem składników ziarnistych: SW (dolnośląski) oraz NE (poznański). Autor ten podzielił również pionową sukcesję karbonu na dwie duże jednostki litologiczne: dolną zaliczoną do missisipu i górną – pensylwańską. Dolna jest zbudowana z przeławicających się piaskowców – wak, rzadziej arenitów, głównie sublitycznych i litycznych oraz subarkozowych (Kozłowska, Kuberska, 2015) oraz iłowców, tworzących kompleks szarogłazowy (Krzemiński, 1995, 1996, 2005). Górną jednostkę tworzą piaskowce (arenity i waki kwarcowe), przeławicone iłowcami i mułowcami, reprezentujące najmłodszą część karbonu.

2.3. SUDETY

W obrębie utworów karbonu stosuje się nieformalne podziały litostratygraficzne dla odrębnych jednostek geologicznych, które obecnie stanowią mniejsze lub większe fragmenty basenów śródgórskich i przedgórskich, rozwiniętych w czasie orogenezy waryscyjskiej lub bezpośrednio po niej (Mazur i in., 2006). Najstarszymi osadami przypuszczalnie powstałymi w wizenie środkowym (Turnau i in., 2002), wypełniającymi inicjalny **basen śródsudecki**, są utwory w jego północnej i zachodniej części, zaliczane do formacji: z Sadów Górnych, z Figlowa, z Nagórnika i z Ciechanowic (fig. 7; tab. 4; Nemec i in., 1982). Powyżej wydziela się formacje ze Starych Bogaczowic i z Lubomina (tzw. „starszy kulm" w starszej literaturze – Teisseyre, 1971, 1975). Nad osadami formacji z Lubomina występują utwory formacji ze Szczawna, wydatowane na wizen górny (Żakowa, 1958, 1963; Turnau i in., 2002) oraz serpuchow (Górecka-Nowak i in., 2021). Powyżej formacji ze Szczawna występują osady zaliczane kolejno do formacji: z Wałbrzycha (fig. 8A), z Białego Kamienia i z Żaclerza (Nemec i in., 1982), których wiek określono na namur–westfal. Powyżej formacji z Żaclerza (fig. 8B) występują osady formacji z Glinika zaliczane do wyższego westfalu–niższego stefanu, wyróżniane dawniej jako „warstwy ottweilerskie". Najwyższymi, uznawanymi za karbońskie, osadami basenu śródsudeckiego są utwory formacji z Ludwikowic (najwyższy stefan).

Utwory karbonu w **synklinorium północnosudeckim** włączono do dolnej części formacji ze Świerzawy (fig. 9; tab. 5; Karnkowski, 1981), którą uznano za odpowiednik wiekowy formacji z Ludwikowic z synklinorium śródsudeckiego (Nemec i in., 1982), a wiek określono na stefański (Milewicz, Górecka, 1965). W stropie wydzielenia występują „łupki antrakozjowe I poziomu" (wg Dziedzica, 1959), których wiek doprecyzowano na stefan C (Ihnatowicz, 2007b).

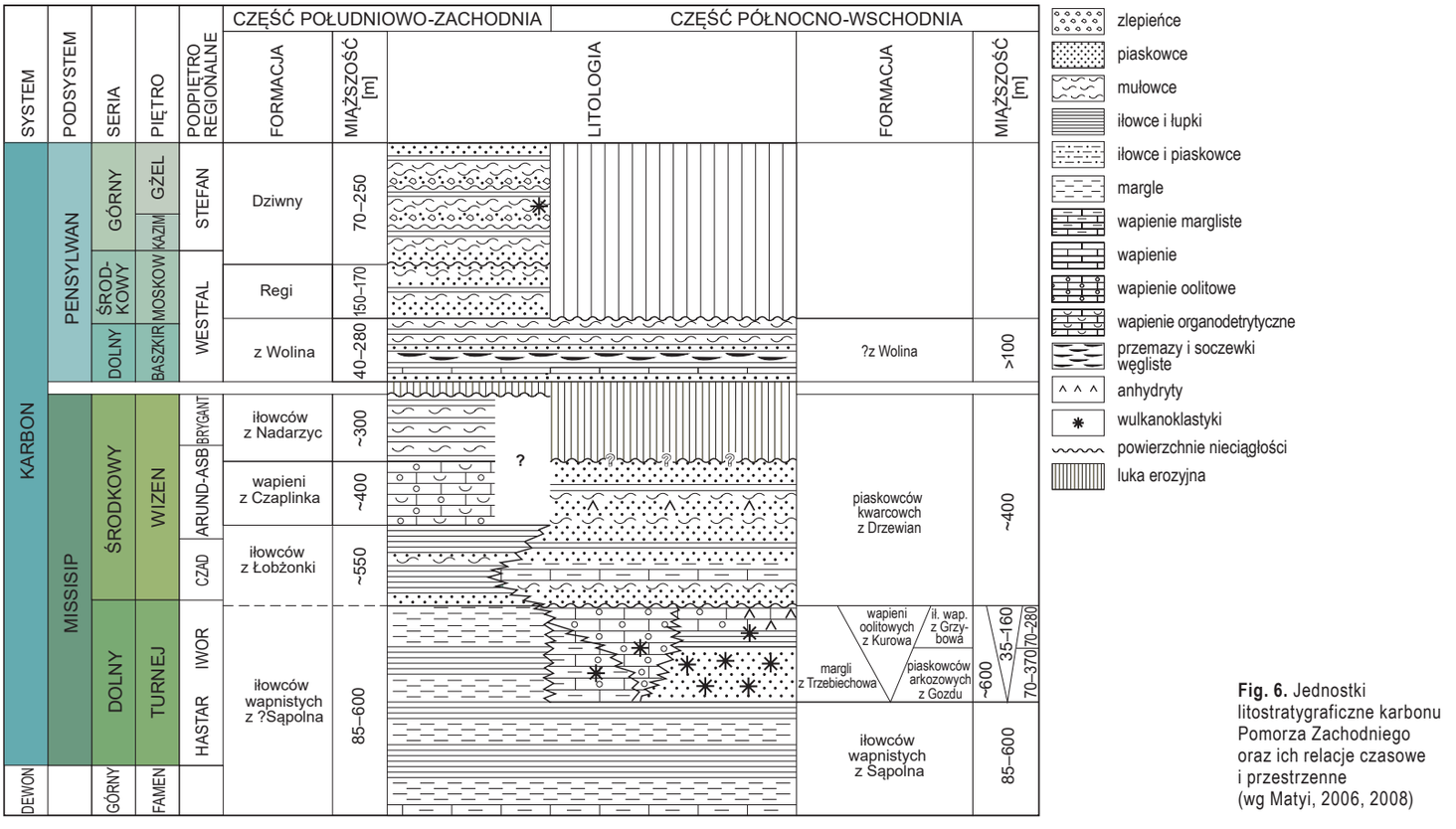


Fig. 6. Jednostki litostratygraficzne karbonu Pomorza Zachodniego oraz ich relacje czasowe i przestrzenne (wg Matyi, 2006, 2008)

TAB. 3. Podział litostratygraficzny utworów karbonu na obszarze Pomorza Zachodniego i zachodniej części polskiej strefy Bałtyku (wg Matyi, 2006, 2008)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia
Formacja Dziwny	70–250	rejon SW Pomorza, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	piaskowce, zlepieńce, iłowce i mułowce, sporadycznie przewarstwienia tufów/facje rzeczne i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory	stefan (kazim–gżel)	miosporowa
Formacja Regi	150–170	rejon SW Pomorza, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	piaskowce, iłowce, mułowce, sporadycznie przewarstwienia tufów/facje rzeczne i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory	wyższa część westfalu C i westfal D (moskow wyższy)	miosporowa
Formacja z Wolina	40–280 SW/> 100 NE	rejony SW i NE, zachodnia część polskiej strefy Bałtyku	Żelichowski (1995a)	otwór Strzeżewo 1, K1-1/86, K9-1/98, L2-1/87	mułowce i iłowce, sporadycznie przewarstwienia piaskowców, wapieni, węgli, tufów/facje rzeczne, deltowe, płytkiego szelfu węglanowego i piroklastyczne	miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	westfal A–B i niższa cześć C (baszkir wyższy–moskow niższy)	miosporowa
Formacja iłowców z Nadarzyc	ok. 300	rejon SW	Żelichowski (1987); Matyja (2006, 2008); Lipiec (*w*: Lipiec, Matyja, 1998); Lipiec (1999); Matyja i in. (2000)	otwory: Czaplinek IG 1, Błotno 3 i Moracz IG 1	iłowce, sporadycznie przewarstwienia wapieni/facje basenowe i skłonu platformy węglanowej	otwornice, miospory, szczątki uwęglonej flory	wizen górny	otwornicowa, miosporowa
Formacja wapieni z Czaplinka	ok. 400	rejon SW	Żelichowski (1987); Lipiec (w: Lipiec, Matyja, 1998); Lipiec (1999); Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory: Czaplinek IG 1, Czaplinek IG 2, Laska 2, Piaski PIG 2, Moracz IG 1	wapienie ziarniste z przewarstwieniami iłowców i iłowców wapnistych/facje platformy węglanowej	szkarłupnie, otwornice, mszywioły, glony, problematyki glonowe, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, małżoraczki, gąbki	wizen – arund, holker, asb	otwornicowa
Formacja iłowców z Łobżonki	ok. 550	rejon SW	Żelichowski (1987); Lipiec (*w*: Lipiec, Matyja, 1998); Lipiec (1999); Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory: Moracz IG 1, Czaplinek IG 1, Okonek 1, Lipka 1, Zabartowo 1, Zabartowo 2, Wilcze IG 1	iłowce i mułowce z przeławiceniami piaskowców kwarcowych/facje basenowe i deltowe	otwornice, ramienionogi, goniatyty, miospory	turnej – iwor, wizen – czad, arund	otwornicowa, miosporowa, goniatytowa
Formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian	ok. 400	rejon NE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	Otwory: Okonek 1, Lipka 1	piaskowce kwarcowe, przewarstwienia mułowców i paleogleby/facje deltowe, lagunowe i równi pływowej	małże, małżoraczki, ramienionogi, liliowce, goniatyty, miospory	turnej – iwor, wizen – czad, arund, holker, asb	małżoraczkowa, miosporowa, goniatytowa
Formacja margli z Trzebiechowa	ok. 600	rejon NE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory: Brda 1, Brda 2, Biały Bór 1, Biały Bór 3, Bielica 1, Rzeczenica 1	margle, iłowce wapniste, wapienie margliste, z przewarstwieniami piaskowców arkozowych/facje skłonu platformy węglanowej; ekwiwalent facjalny karbońskiej części formacji iłowców wapnistych z Sąpolna	ramienionogi, szkarłupnie, mszywioły, małże, ślimaki, małżoraczki, miospory, konodonty, otwornice	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja wapieni ooidowych z Kurowa	35–160	rejon NE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory z rejonu Daszewa, Chmielna, Wierzchowa, Kurowa, Drzewian, Brdy	wapienie oolitowe i organodetrytyczne, przewarstwienia margli i piaskowców arkozowych/facje szelfu węglanowego	szkarłupnie, ramienionogi, małże, korale, mszywioły, glony, małżoraczki, miospory, konodonty, otwornice	turnej – iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja iłowców wapnistych z Grzybowa	70–280	rejon NE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory z rejonu Grzybowa, Niekłonic, Biesiekierza, Daszewa, Kłanina, Kurowa	łupki, wapniste iłowce, margle, wapienie, przewarstwienia piaskowców arkozowych i wapieni oolitowych/facje szelfu węglanowego	małże, ślimaki, ramienionogi, małżoraczki, miospory, konodonty, mikrokonchy	turnej – iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja piaskowców arkozowych z Gozdu	70–370	rejon NE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory z rejonu Grzybowa, Sarbinowa, Drzewian, Wierzchowa	piaskowce arkozowe, przewarstwienia tufitów, iłowców, margli i wapieni oolitowych/facje szelfu klastycznego i piroklastyczne	konodonty, miospory	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa
Formacja iłowców wapnistych z Sąpolna	85–600	rejony NE i SE	Matyja i in. (2000); Matyja (2006, 2008)	otwory Trzebusz 1, Gorzysław 8, Karcino 1, Karcino 2, Karlino 1, Daszewo 3p, Białogard 8, Kłanino 1, Drzewiany 1	iłowce/facje otwartomorskie węglanowe i ilaste	liliowce, glony, otwornice, małżoraczki, ramienionogi, konodonty, miospory	turnej – hastar, iwor	konodontowa, miosporowa, goniatytowa

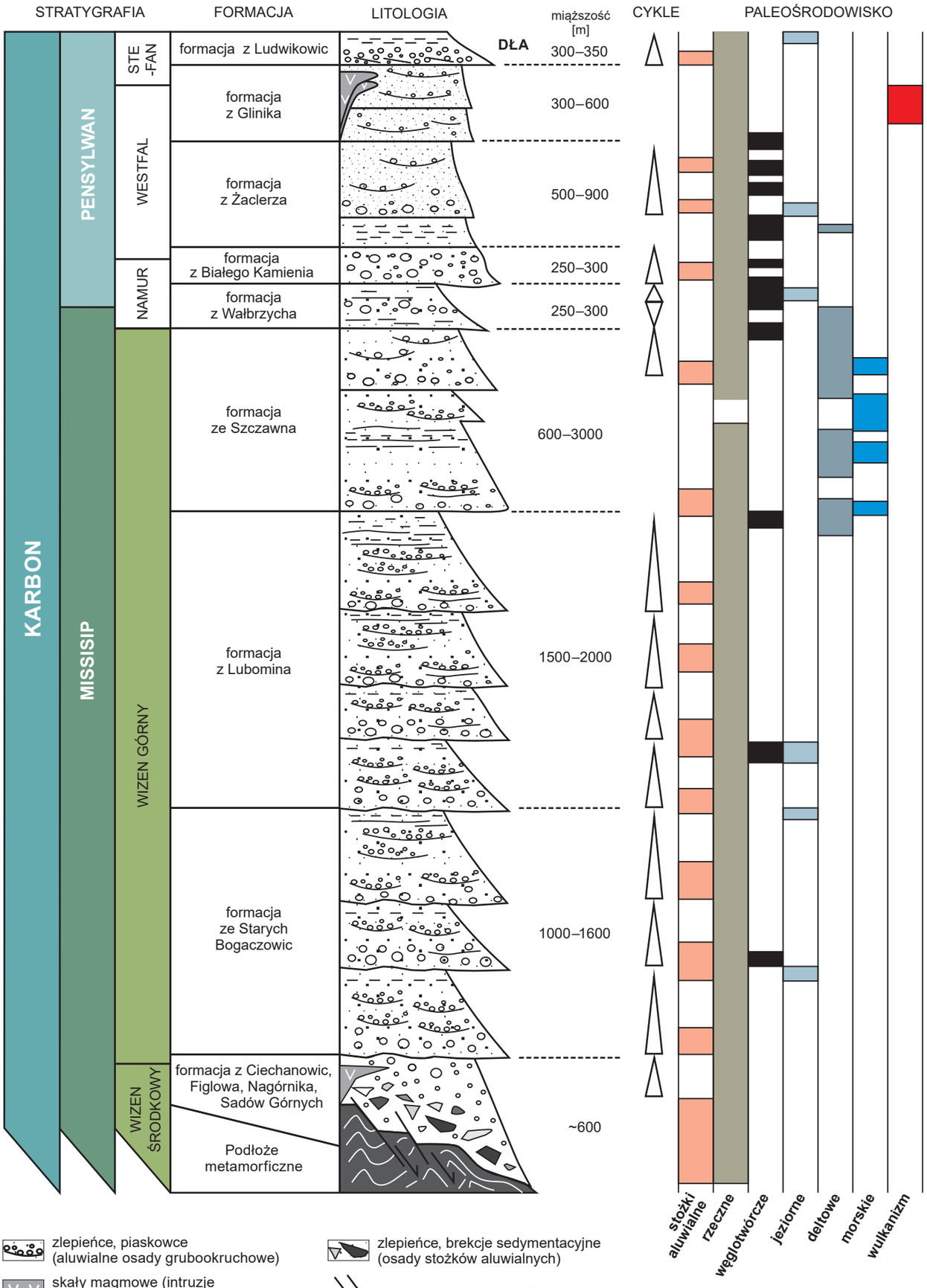


FIG. 7.
Uproszczony podział litostratygraficzny karbońsko-permskiego wypełnienia osadowego basenu śródsudeckiego z uwzględnieniem najważniejszych pokładów węgla, cykli sedymentacyjnych i paleośrodowisk sedymentacji (zestawiono na podstawie Mastalerza i in., 1993): **DŁA** – dolne łupki antrakozjowe

TAB. 4. Podział litostratygraficzny utworów karbonu obszaru synklinorium śródsudeckiego (basenu środsudeckiego) (wg Nemeca i in., 1982; Bossowskiego, Ihnatowicza, 2006)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil
Formacja z Ludwikowic	300–350	NE (rejon Unisławia Śląskiego), wschodnia część (rejon Ludwikowic Kłodzkich i Nowej Rudy) oraz zachodnia część (rejon Lubawki, tylko w otworach wiertniczych) synklinorium śródsudeckiego	Miecznik (1981, 1989); Nemec i in. (1982); Jerzykiewicz (1987); Bossowski, Ihnatowicz (1994a); Wójcik-Tabol i in. (2021); Nowak i in. (2022)	rejon Unisławia Śląskiego, Ludwikowic Kłodzkich i Nowej Rudy (wychodnie); otwory wiertnicze Unisław Śląski IG 1, Lubawka IG 1, Grzędy IG 1, Miłków IG 1, Świerki IG 1, Świerki IG 2 i in.
Formacja z Glinika	300–600	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemec i in. (1982); Miecznik (1989); Bossowski, Ihnatowicz (1994a, 2006); Górecka-Nowak, Majewska (2002); Ihnatowicz (2005)	rejon Glinika, Rybnicy Leśnej, Ludwikowic Kłodzkich, Nowej Rudy oraz Okrzeszyna (skrajna, zachodnia część synklinorium), w synklinorium śródsudeckim (wychodnie); otwory wiertnicze: Głuszyca IG 1, Grzędy IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Grzmiąca IG 1, Miłków IG 1 i in.
Formacja z Żaclerza	500–900	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemec i in. (1982); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Mastalerz (1996); Nowak, Górecka-Nowak (1999)	rejon Wałbrzycha, Jedliny Zdroju oraz Nowej Rudy w synklinorium śródsudeckim (wychodnie); otwory wiertnicze: Głuszyca Górna IG 1, Grzędy IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Miłków IG 1 i in. (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)
Formacja z Białego Kamienia	250–300	synklinorium śródsudeckie	Nemec i in. (1982); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Górecka-Nowak (1995); Kurowski (1996, 1998)	rejon Wałbrzycha i Jedliny Zdroju (wychodnie); otwory wiertnicze: liczne otwory surowcowe w rejonie Wałbrzycha, Boguszowa–Gorc, Głuszyca Górna IG 1, Grzędy IG 1, Lubawka IG 1, Unisław Śląski IG 1, Miłków IG 1 i in. (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)
Formacja z Wałbrzycha	250–300	synklinorium śródsudeckie	Dziedzic (1971); Nemec i in. (1982); Nemec (1984); Bossowski, Ihnatowicz (1994b, 2006); Górecka-Nowak, Majewska (2002); Górecka-Nowak i in. (2021)	rejon Jabłowa, Szczawna Zdroju, Wałbrzycha, Jedliny Zdrój i Głuszycy (wychodnie); otwory wiertnicze, w tym m.in.: liczne otwory surowcowe w rejonie Wałbrzycha, Boguszowa–Gorc i Nowej Rudy, Borówno 1, Grzędy IG 1, Dzikowiec IG 1 (rów Czerwieńczyc)
Formacja ze Szczawna	600–3000	północna i NE część synklinorium śródsudeckiego (rejon Kamiennej Góry, Szczawna Zdroju i Wałbrzycha)	Żakowa (1958, 1960, 1963); Nemec i in. (1982); Mastalerz (1995); Górecka-Nowak i in. (2021)	rejon Wałbrzycha, Konradowa i Szczawna Zdroju (wychodnie)
Formacja z Lubomina	1500–2000	północna i NE część synklinorium śródsudeckiego	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon miejscowości Lubomin
Formacja ze Starych Bogaczowic	1000–1600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Starych Bogaczowic, na NE od Kamiennej Góry
Formacja z Ciechanowic	600–700	NW część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Ciechanowic, na zachód od Marciszowa
Formacja z Figlowa	ok. 600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002);	rejon Figlowa (Sadów Górnych), na wschód od Marciszowa
Formacja z Nagórnika	ok. 600	północna część synklinorium	Teisseyre (1968, 1971); Dziedzic, Teisseyre (1990); Turnau i in. (2002); Awdankiewicz (2022)	rejon Nagórnika, na wschód od Marciszowa
Formacja z Sadów Górnych	ok. 600	północna część synklinorium	(Teisseyre, 1968, 1971; Dziedzic i Teisseyre, 1990; Turnau i in., 2002)	rejon Sadów Górnych

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce, w górnej części wydzielenia iłowce, wapienie i mułowce (ogniwo łupków antrakozjowych dolnych). Formacja z Ludwikowic Kłodzkich jest dzielona na trzy odrębne ogniwa – idąc od dołu: ogniwo zlepieńca podstawowego (rejon Nowej Rudy) lub zlepieńca z Unisławia (rejon Unisławia Śląskiego), ogniwo piaskowca płytowego oraz ogniwo łupków antrakozjowych dolnych	małże z rodzaju *Anthracosia* (górna część formacji, ogniwo łupków antrakozjowych dolnych), szczątki uwęglonej flory	stefan C	palinostratygrafia górnej części formacji (Jerzykiewicz, 1987; Górecka-Nowak, 1989; Trzepierczyńska, 1997)	utwory dolnej i środkowej części formacji to utwory proksymalnych i środkowych części stożków napływowych (Kowalski i in., 2025). Osady drobnoziarniste ogniwa łupków antrakozjowych dolnych mają genezę jeziorną (Mastalerz i in., 1993). Powstawały w płytkich, rozległych jeziorzyskach tworzących się w środkowej części późnokarbońskiego basenu śródsudeckiego (Kowalski i in., 2025). Na ogniwo łupków antrakozjowych dolnych składają się osady, będące fragmentami sekwencji zarówno transgresywnych, jak i regresywnych, w tym osady otwartych jezior śródlądowych (Mastalerz, Nehyba, 1997; Kowalski i in., 2025)
piaskowce, iłowce, mułowce, sporadycznie węgiel kamienny (otwór Głuszyca Górna IG 1), przewarstwienia tufów i pokładowe intruzje trachyandezytów (rejon Ścinawki Górnej i Ścinawki Średniej – znane z otworów wiertniczych)/dawniej wyróżniane jako „warstwy ottweilerskie"; obecnie formacja dzielona jest na (idąc od dołu): ogniwo z Łomnicy, ogniwo z Grzmiącej i ogniwo z Petrovic (Ihnatowicz, 2005). Spąg formacji wyznacza strop pokładu węgla nr 301 (włączanego w obręb formacji z Żaclerza)	sporadycznie szczątki uwęglonej flory	westfal D–stefan B	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, 1995)	osady rzek roztokowych, podrzędnie meandrujących, rozwinięte prawdopodobnie częściowo w obrębie stożków napływowych (Ihnatowicz, 2005)
piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce, węgiel kamienny; obecnie formacja dzielona jest na (idąc od dołu): ogniwo z Boguszowa (warstwy żaclerskie dolne) oraz ogniwo z Gorców (warstwy żaclerskie górne). W obrębie ogniwa z Boguszowa w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 26 pokładów węgla (nr 423–448), w rejonie Jugowa–Nowej Rudy – 21 pokładów (405–425), a w rejonie Słupca-Ścinawki Średniej – 11 pokładów węgla (405–415). W obrębie ogniwa z Gorców w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 22 pokłady węgla (nr 301–322), w rejonie Jugowa–Nowej Rudy – 4 pokłady (301–304), a w rejonie Słupca-Ścinawki Średniej – 4 pokłady węgla (301–304) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki uwęglonej flory	westfal A–westfal C	palinostratygrafia (Górecka, Górecka-Nowak, 1987; Górecka-Nowak, 1995)	osady rzek meandrujących i rzek roztokowych charakteryzujących się stosunkowo niewielką krętością, pozakorytowa sedymentacja fitogeniczna (pokłady węgla). W strefach proksymalnych basenu prawdopodobnie również stożki napływowe
piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce, węgiel kamienny (podrzędnie). W obrębie formacji w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 2 pokłady węgla (nr 549 i 550), natomiast w rejonie Boguszowa–Gorc jeden pokład (549) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki uwęglonej flory	namur A–westfal A (Górecka-Nowak, 1995; Maćko, Górecka-Nowak, 2024)	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, 1995; Maćko, Górecka-Nowak, 2024)	osady rzek roztokowych charakteryzujących się niewielką krętością, podrzędnie pozakorytowa sedymentacja fitogeniczna (pokłady węgla). W strefach proksymalnych basenu prawdopodobnie również stożki napływowe
piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce, węgiel kamienny. W spągu wydzielenia w rejonie Nowej Rudy wyróżnia się utwory jeziorne („argility noworudzkie") oraz, lokalnie, utwory grubookruchowe (zlepieńce „gabrowe" i „diabazowe"). W obrębie formacji w rejonie Wałbrzycha wyróżniono 28 pokładów węgla (nr 652–680), w rejonie Nowej Rudy – 32 pokłady (601–632) (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	szczątki uwęglonej flory	namur A (Górecka-Nowak i in., 2021). Według niektórych autorów najstarsze osady formacji mogą reprezentować najwyższy wizen (Bossowski, Ihnatowicz, 2006)	palinostratygrafia (Górecka-Nowak, Majewska, 2002; Górecka-Nowak i in., 2021)	osady rzek meandrujących i roztokowych, pozakorytowa sedymentacja fitogeniczna (pokłady węgla): osady równi aluwialnej oraz (prawdopodobnie?) górnej równi deltowej (Nemec, 1984)
piaskowce, zlepieńce, mułowce, wapienie	fauna morska, m.in. goniatyty, łodzikowate, ramienionogi, koralowce, małże oraz trylobity (w wapieniach i drobnoziarnistych piaskowcach), skamieniałości śladowe	wizen górny–namur A	palinostratygrafia (Górecka-Nowak i in., 2021), biostratygrafia, skamieniałości śladowe (Muszer, 2020)	osady stożków napływowych i delt stożkowych zasilających basen śródsudecki (Mastalerz, 1995)
zlepieńce, piaskowce, mułowce	fragmenty uwęglonej flory, skamieniałości śladowe	wizen górny	palinostratygrafia	osady proksymalnych i dystalnych części stożków napływowych (północne i zachodnie ramy basenu) zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu śródsudeckiego
zlepieńce, piaskowce, mułowce	nieliczne fragmenty uwęglonej flory	wizen górny	palinostratygrafia	osady proksymalnych i dystalnych części stożków napływowych (północne i zachodnie ramy basenu) zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu śródsudeckiego
zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce, mułowce, w górnej części wydzielenia przewarstwienia węgla o grubości do 30 cm	nieliczne fragmenty uwęglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej, zachodniej krawędzi basenu, podrzędnie utwory jeziorne
zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce, mułowce	nieliczne fragmenty uwęglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu
zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce, mułowce, z przewarstwieniami górnokarbońskich andezytów (andezyty Nagórnika) o charakterze silli (Awdankiewicz, 2022)	nieliczne fragmenty uwęglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu
zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce, mułowce, w górnej części wydzielenia przewarstwienia węgla o grubości do 30 cm	nieliczne fragmenty uwęglonej flory	najwyższy wizen środkowy	palinostratygrafia	osady proksymalnych i części stożków napływowych rozwijających się przy uskokowej krawędzi basenu



FIG. 8. Wykształcenie litologiczne i przykładowe cechy utworów karbonu górnego na obszarze synklinorium śródsudeckiego: **A** – pokłady węgla kamiennego w utworach formacji z Wałbrzycha; odsłonięcie w Wałbrzychu (stan na 2019 r.); **B** – odsłonięcie pokładu nr 301 w obrębie górnej części osadów formacji z Żaclerza w Nowej Rudzie (stan na 2003 r.); **C** – kilkunastometrowy pień skrzemieniałego drzewa wydobyty z utworów formacji z Żaclerza w kopalni węgla kamiennego w Nowej Rudzie (stan na 2019 r.); **D** – grubookruchowe osady stożków napływowych formacji z Ludwikowic, odsłonięcie w Nowej Rudzie (stan na 2021 r.). A , D – fot. A. Kowalski; B –fot. A. Ihnatowicz; C – fot. P. Raczyński

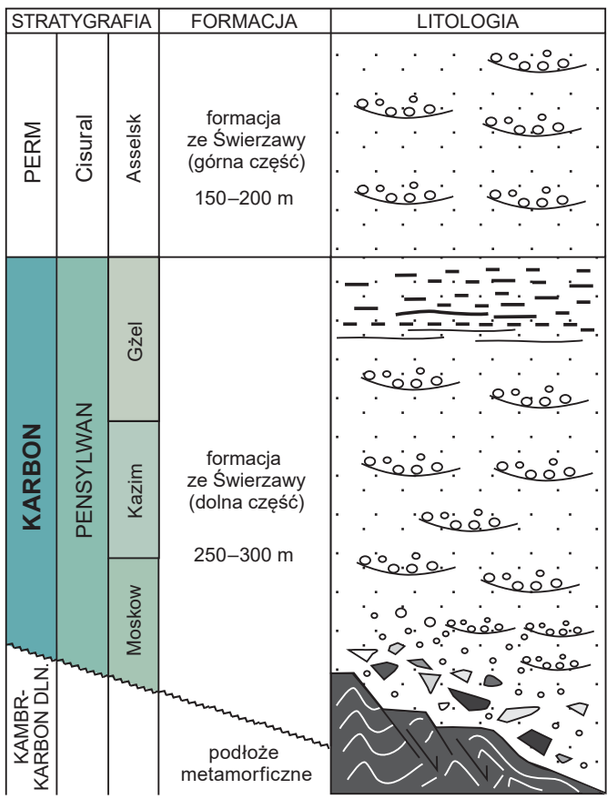
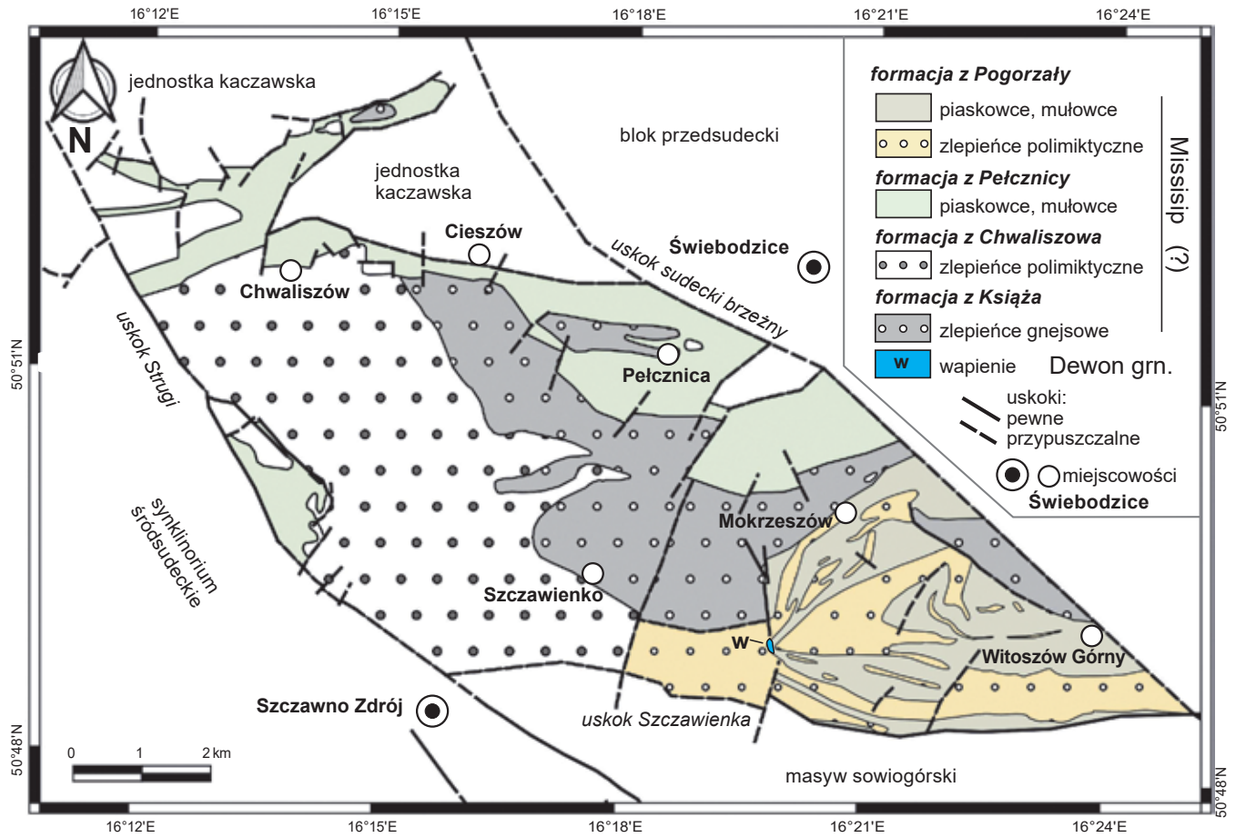


FIG. 9. Uproszczony podział litostratygraficzny permokarbońskiego (na profilu ujęto tylko dolną część sukcesji dolnopermskiej) wypełnienia osadowego synklinorium północnosudeckiego (zestawiono na podstawie Mastalerza i in., 1993); objaśnienia jak na figurze 7

W obrębie **depresji Świebodzic** wyróżniono cztery formacje (tab. 6), wykazujące znaczne zróżnicowanie lateralne (fig. 10; Porębski, 1981). Utwory formacji z Pogorzały (fig. 11) kontaktują, prawdopodobnie tektonicznie, z osadami formacji z Książa (Porębski, 1981), które są uznawane za równowiekowe lub starsze od utworów formacji z Pogorzały i z Pełcznicy (Wojewoda, 2016; Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Natomiast ekwiwalentem lateralnym formacji z Książa są utwory formacji z Chwaliszowa, które reprezentują przypuszczalnie przedział turnej górny–wizen.

Utwory karbońskie na obszarze **masywu Gór Sowich** tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie niewielkich rowów lub półrowów tektonicznych (Oberc, 1949; Żakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986). Wystąpienia te są powszechnie określane jako tzw. kulm sowiogórski, który dzielono na trzy części (Oberc, 1949; Żakowa, 1958). Poszczególne wydzielenia były określane jako nieformalne jednostki litostratygraficzne – ogniwa (Żakowa, Żak, 1962) lub zespoły/jednostki (Łapot, 1986, 1988). Począwszy od dołu wyróżniono tu: zlepieńce gnejsowe lub zlepieńce gabrowe; tzw. serię ilasto-szarogłazową oraz zlepieńce polimiktyczne (tzw. zlepieńce z Kamionek), kończące profil karbonu kulmu sowiogórskiego (fig. 12). Dla tych jednostek zaproponowano nowe nazwy formacji: z Walimia/z Jugowa, z Sokolca i z Kamionek (Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025; tab. 7). Starsze oznaczenia biostratygraficzne wskazują na przynależność kulmu sowiogórskiego do górnego wizenu (Żakowa, 1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962), jednak w świetle zaliczenia formacji z Sokolca do górnego serpuchowu–dolnego baszkiru (Muszer i in., 2016a,b); nie można wykluczyć, że omawiane utwory kulmu sowiogórskiego są młodsze niż do tej pory uznawano.

Litostratygrafia osadów występujących na obszarze **jednostki bardzkiej** została oparta na wydzieleniach nieformalnych określanych jako formacje, sekwencje lub serie (fig. 13; tab. 8; Wajsprych, 1995), a wydatowana na turnej–wizen (Głuszek, Tomaś, 1992; Matyja i in., 2021). W dolnej części sukcesji karbońskiej wyróżniono wapień piętra *Gattendorfia* (Schindewolf, 1937), zaliczany do górnej, karbońskiej części formacji z Wapnicy, w obrębie której znajduje się udokumentowana granica dewonu i karbonu (fig. 14A; Matyja i in., 2021). Powyżej występują formacje z Gołogłów i z Nowej Wsi, a następnie tzw. wapienie allodapiczne, określane w starszej literaturze jako



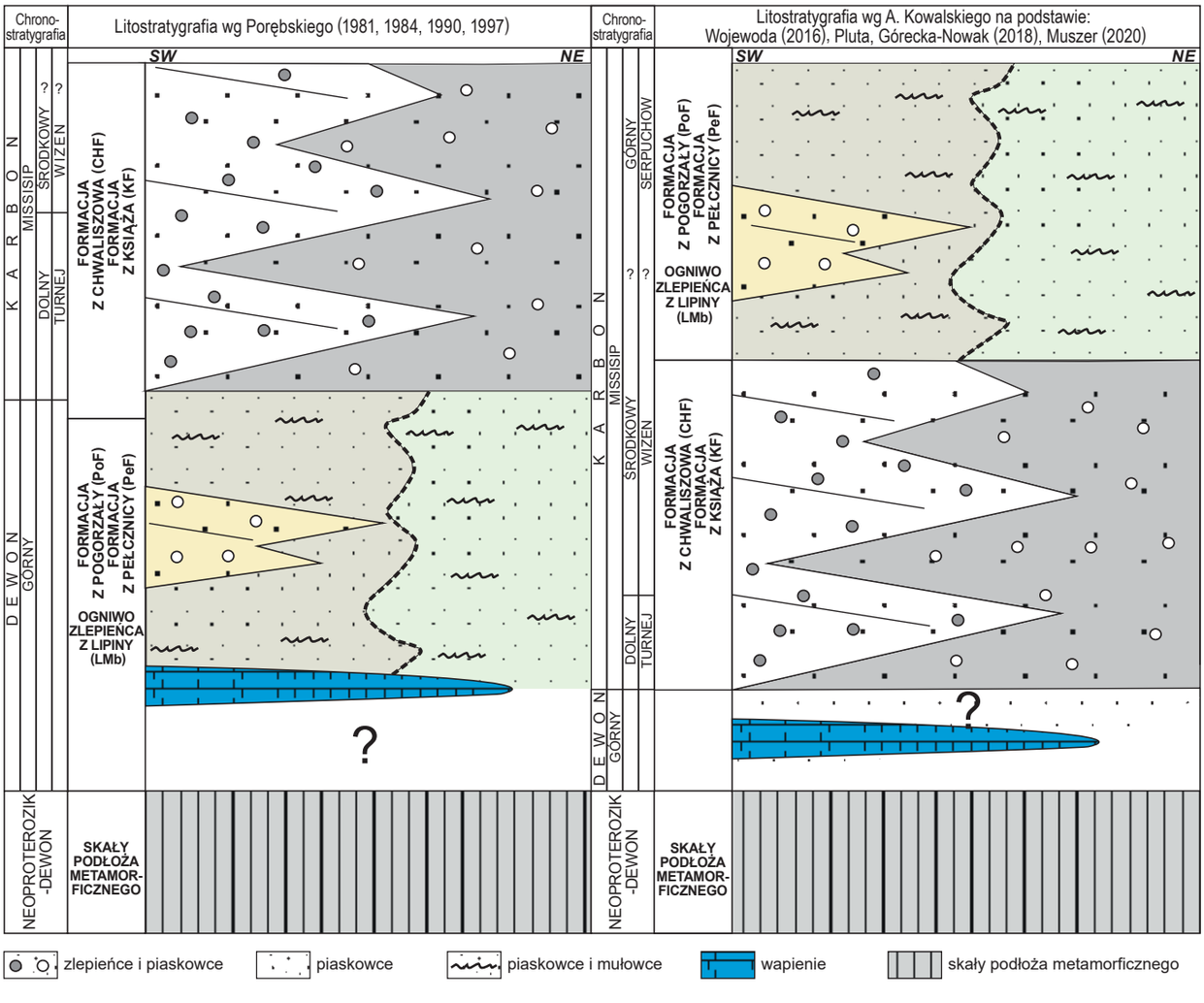


FIG. 10. Uproszczona mapa geologiczna jednostki Świebodzic oraz podział litostratygraficzny wypełnienia osadowego przedstawiający przeciwstawne poglądy na temat stratygrafii tej jednostki; zestawiono na podstawie prac Porębskiego (1981, 1984, 1990, 1997); Wojewody (2016); Pluty, Góreckiej-Nowak (2018)

TAB. 5. Podział litostratygraficzny utworów karbonu obszaru synklinorium północnosudeckiego (basenu północnosudeckiego) (wg Milewicza, 1985, zmieniono)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chrono-straty-graficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja ze Świerzawy (dolna część)	70–250	SW i SE część synklinorium północnosudeckiego	Milewicz (1962, 1966, 1972); Milewicz, Górecka (1965); Górecka (1970); Ostromęcki (1972, 1973); Karnkowski (1981); Ihnatowicz (2007a, b)	rejon Marczowa, rów Świerzawy, rów Wolbromka (odsłonięcia na powierzchni terenu), otwory Mojesz IG 1, Gronów IG 1 w SE skrzydle synklinorium północno-sudeckiego	piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce, sporadycznie przewarstwienia węgliste oraz przewarstwienia tufów o chemizmie kwaśnym. W stropie wydzielenia występują mocno zdiagenezowane osady drobnoziarniste określane jako łupki antrakozjowe dolne. W starszych opracowaniach używano nazwy formacja ze Starej Kraśnicy (Milewicz, 1985). Górna część formacji ze Świerzawy jest uznawana za dolnopermską	flora *Calamites* sp., *Cordaites principalis*, *Cordaites* sp. i *Walchia (Lebachia) piniformis* (otwór Mojesz IG 1; Ihnatowicz, 2007a). Milewicz (1968a) opisał faunę *Antraconaia prolifera* f. *puella* oraz *A. pringlei* z otworu w Starej Kraśnicy (rów Świerzawy). Ponadto występują szczątki ryb *Acanthodes* sp., *Paramblypterus* sp. (Nemec i in., 1982), które nie mają większego znaczenia stratygraficznego, oraz flora *Calamites cisti*, *Annularia carinata* (Milewicz, 1968a). W profilu Gronów IG 1 opisano sporomorfy z rodzajów *Sahnisporites* i *Reticulina* oraz formę *Striatosporites* cf. *maior*, typowe dla stefanu C (Ihnatowicz, 2007b)	stefan	palinostratygrafia	stefański wiek utworów dolnej części formacji ze Świerzawy stwierdzono na podstawie badań palinologicznych (Milewicz, Górecka, 1965; Ihnatowicz, 2007b)



FIG. 11. Utwory zlepieńcowo-piaszczyste formacji z Pogorzały w odsłonięciu w Witoszowie Górnym. Fot. A. Kowalski, stan na 2019 r. Osady interpretowane są jako gruboklastyczne wypełnienie rynny erozyjnej wciętej w podwodny skłon delty stożkowej (Porębski, 1997)

„dolny wapień węglowy" (Chorowska, Radlicz, 1984, 1994; Żołyński, 1997). Osady formacji z Nowej Wsi w NW części jednostki bardzkiej są przykryte osadami formacji ze Srebrnej Góry (fig. 14B), w obrębie której zaproponowano wydzielenie sekwencji z Winnej Góry oraz sekwencji z Orzecha. Utwory formacji ze Srebrnej Góry są według Wajsprycha (1995) równowiekowe z utworami zaliczanymi do serii z Paprotni i serii z Wilczy. W serii z Paprotni występują przeławicenia wapieni organodetrytycznych określanych jako tzw. górny wapień węglowy (por. Haydukiewicz, Muszer, 2002), jak również są spotykane horyzonty bentonitowe. Profil litostratygraficzny jednostki bardzkiej kończą utwory zaliczane do sekwencji z Włóczka, reprezentującej najwyższy wizen.

Pozostałe wystąpienia utworów karbonu w Sudetach dotyczą skał słabo zmetamorfizowanych, występujących w obrębie **pasm kaczawskiego** i **zgorzeleckiego**, tzw. wapieni z Lubania, których wiek określono na turnej górny, jak również tzw. wapieni z Rząsin, które powstały przypuszczalnie w wizenie późnym (Chorowska, 1977, 1978). Natomiast w obrębie utworów metaosadowych występujących wraz z intensywnie zdeformowanymi ciałami gnejsów sowiogórskich i ofiolitowych w **strefie Niemczy**, będących prawdopodobnie częściowo reliktem karbońskiej sukcesji osadowej, nie zostały jak dotychczas wyodrębnione jednostki litostratygraficzne.

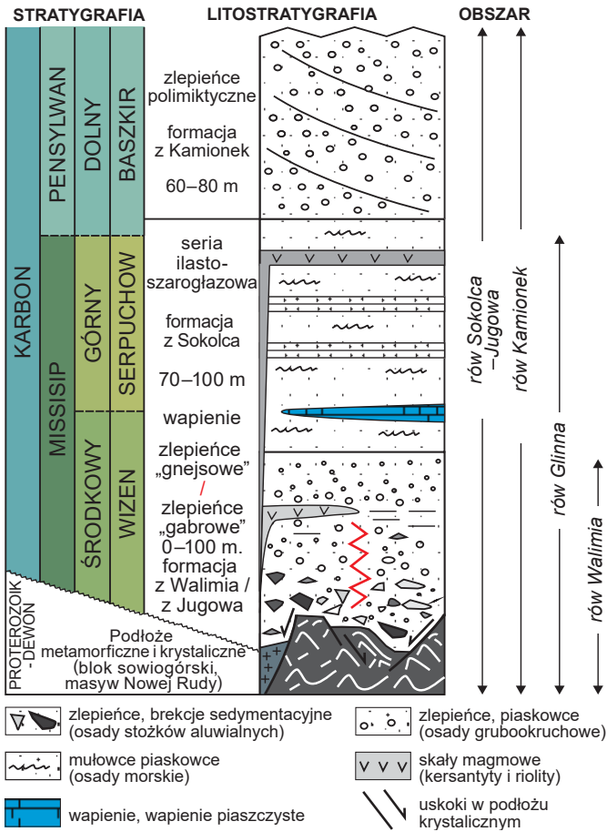


FIG. 12. Podział litostratygraficzny utworów karbońskich zaliczanych do tzw. kulmu sowiogórskiego z zaznaczonymi obszarami występowania rowów i półrowów tektonicznych założonych w krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego (Kowalski, 2024)

TAB. 6. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki Świebodzic (depresji Świebodzic)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil
Formacja z Pogorzały	>1300	jednostka Świebodzic, część południowa i SE	Porębski (1981, 1990, 1997); Pluta, Górecka-Nowak (2018); Muszer (2020)	rejon miejscowości Pogorzała i Witoszów Górny (dolina Witoszowskiego Potoku)
Formacja z Pełcznicy	co najmniej 350	jednostka Świebodzic, część północna i NW	Gunia (1968); Porębski (1981, 1990, 1997)	rejon miejscowości Pełcznica, Cieszów i Chwaliszów
Formacja z Chwaliszowa	ok. 3000	jednostka Świebodzic, część zachodnia	Porębski (1981, 1990, 1997); Wojewoda (2016)	dolina potoku Czyżynka, okolice miejscowości Chwaliszów i Szczawienko
Formacja z Książa	>2000	jednostka Świebodzic, część środkowa	Nemec i in. (1980); Porębski (1981, 1990, 1997)	Rejon zamku Książ k. Wałbrzycha, przełom doliny rzeki Pełcznicy k. Wałbrzycha

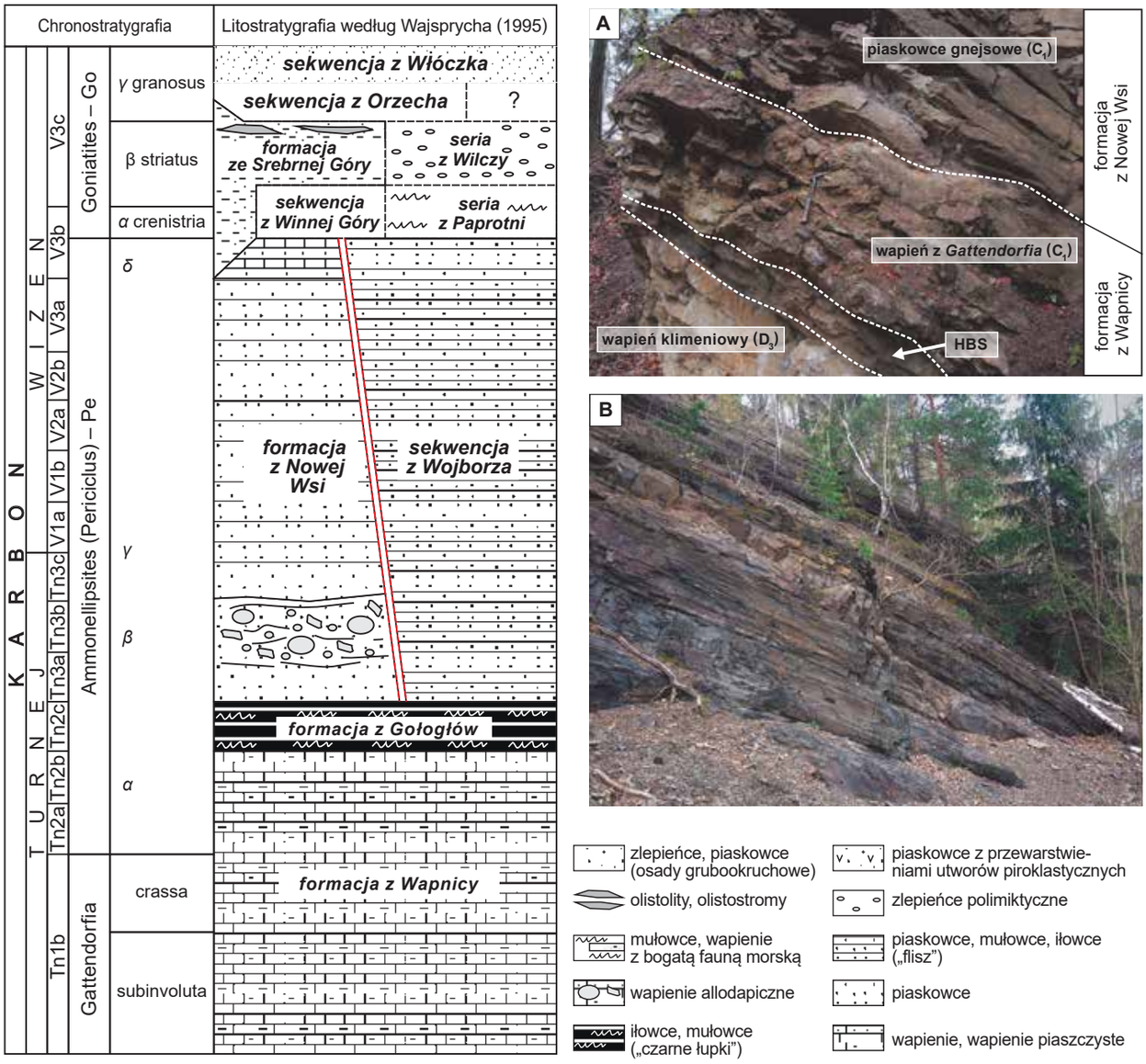


FIG. 13. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki bardzkiej zaproponowany przez Wajsprycha (1995), zmodyfikowane

FIG. 14. A – granica utworów dewonu i karbonu odsłonięta w kamieniołomie w Dzikowcu. HBS: horyzont czarnych łupków typu Hangenberg; **B** – fliszowe utwory piaskowcowo-mułowcowe formacji ze Srebrnej Góry (Srebrna Góra–Zdanów). Fot. A. Kowalski, stan na 2021 r.

(zestawione na podstawie Porębskiego, 1981 i rewizji stratygraficznych: Wojewody, 2016; Pluty, Góreckiej-Nowak, 2018; Muszer, 2020)

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
mułowce, piaskowce, zlepieńce/w obrębie formacji wydzielane również ogniwo zlepieńca z Lipiny (Porębski, 1981), o miąższości 450–530 m (Porębski, 1981)	małże, małżoraczki, tentakulity, ramienionogi, goniatyty (prawdopodobnie redeponowane?), szczątki flory gatunków *Mesocalamites roemeri, Calamites tenuissimus* i *Sigilaria minutissima*	wizen górny–?namur A (serpuchow)	palinostratygrafia (Pluta, Górecka Nowak, 2018); skamieniałości śladowe (Muszer, 2020). Pierwotnie, na podstawie znalezisk makroskamieniałości, w tym m.in. licznych gatunków korali, stromatoporoidów i ramienionogów, zakładano górnodewoński wiek osadów tej formacji (fran górny–famen; Gunia, 1968; Porębski, 1981)	karboński wiek osadów formacji z Pogorzały potwierdziły badania palinostratygraficzne (Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Z mułowców formacji z Pogorzały w okolicach Witoszowa Górnego opisano ostatnio także bogaty zespół skamieniałości śladowych wskazujących również na wczesnokarboński wiek tych osadów (Muszer, 2020). Węglanowe utwory dewonu górnego zaliczane wcześniej do tej formacji, znane z okolic Świebodzic (Jeziorko Daisy), mogą znajdować się w pozycji allochtonicznej. Są to zachowane (i prawdopodobnie tektonicznie lub synsedymentacyjnie przemieszczone) relikty platform węglanowych, które w późniejszym okresie ewolucji basenu sedymentacyjnego (wczesny karbon (?)) mogły podlegać erozji, a być może także redepozycji (olistolity?). Osady formacji z Pogorzały są interpretowane jako osady otwartego zbiornika morskiego, utwory dystalnych części delt stożkowych
mułowce, piaskowce wykształcone podobnie jak osady formacji z Pogorzały	goniatyty, trylobity	wizen górny–?namur A (serpuchow)	palinostratygrafia	ekwiwalent lateralny osadów formacji z Pogorzały (Porębski, 1981). Podobnie jak w przypadku osadów formacji z Pogorzały pierwotnie zakładano górnodewoński (najwyższy famen) wiek osadów tej formacji (Porębski, 1981). Podobnie jak w przypadku formacji z Pogorzały, utwory te mogą reprezentować wizen górny (Pluta, Górecka-Nowak, 2018). Osady otwartego zbiornika morskiego, utwory dystalnych części delt stożkowych
zlepieńce polimiktyczne, piaskowce	sporadycznie uwęglone szczątki flory	turnej górny–wizen (?)	—	osady delt stożkowych zdominowanych przez podwodne, niskokohezyjne spływy, zachodzące na stromych skłonach delt rozwiniętych wzdłuż uskokowej krawędzi basenu w zbiorniku morskim (Porębski, 1981, 1997)
zlepieńce, piaskowce, skrajnie słabo wysortowane	pojedyncze łodygi *Lepidodendron* sp., sporadycznie uwęglone szczątki flory	turnej górny–wizen (?)	—	niemal monomiktyczne, słabo wysortowane zlepieńce zawierające otoczaki gnejsowe (o średnicy niekiedy do 2 m; Porębski, 1981), pochodzące z erozji przyległego bloku sowiogórskiego. Osady delt stożkowych zdominowanych przez podwodne, niskokohezyjne spływy, zachodzące na stromych skłonach delt rozwiniętych wzdłuż uskokowej krawędzi basenu w zbiorniku morskim (Porębski, 1981, 1997)

TAB. 7. Podział litostratygraficzny utworów karbonu masywu sowiogórskiego (bloku sowiogórskiego) (wg Kowalskiego, 2024)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Kamionek	60–80	rów Kamionek, rów Sokolca–Jugowa	Żakowa, Żak (1962); Żakowa (1966); Łapot (1986); Kowalski (2024); Kowalski, Pacanowski (2025)	rów Kamionek, na zachód od miejscowości Kamionki	zlepieńce polimiktyczne, piaskowce	uwęglony detrytus roślinny – sporadycznie	wizen górny–namur (?)	—	zlepieńce reprezentują przypuszczalnie osady podwodnych skłonów delt stożkowych
Formacja z Sokolca	70–100	rów Kamionek, rów Sokolca–Jugowa, rów Glinna	Żakowa (1960, 1966); Żakowa, Żak (1962); Łapot (1986); Muszer i in. (2016a, b); Kowalski (2024); Kowalski, Pacanowski (2025)	rów Kamionek kamieniołom na zachód od miejscowości Kamionki, rów Sokolca–Jugowa (dolina Jugowskiego Potoku), rów Glinna (góra Ostrzew)	piaskowce, mułowce, iłowce, w dolnej części profilu horyzonty wapieni. W rowie Glinna utwory tej formacji przecina niewielka, pokładowa intruzja kersantytu	uwęglony detrytus roślinny, ramienionogi, ślimaki, małże, głowonogi, karalowce, liliowce, trylobity. *Gigantoproductus giganteus* i wiele in., a wśród korali formy kolonijne *Lithostrotion junceum*. Na podstawie znalezisk *Goniatites crenistria* Żakowa (1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962) zaliczyła utwory formacji z Sokolca do poziomu amonitowego Goa	wizen górny–namur (?)	palinostratygrafia (Muszer i in., 2016a), biostratygrafia: pierwotnie, na podstawie znalezisk makroskamieniałości, w tym m.in. licznych gatunków ramienionogów, korali, i trylobitów zakładano górnowizeński wiek osadów tej formacji (Żakowa, 1960, 1966; Żakowa, Żak, 1962). W ostatnim czasie z okolic Jugowa został opisany nowy gatunek ramienionoga – *Lambdarina jugowiensis* sp. nov. (Muszer, 2014)	osady otwartego zbiornika morskiego, utwory przybrzeża (rów Sokolca–Jugowa), utwory dystalnych części delt stożkowych (rów Kamionek, rów Glinna)
Formacja z Jugowa	10–100	rów Sokolca–Jugowa, rów Walimia	Żakowa (1966); Łapot (1986); Kowalski (2024)	rów Sokolca–Jugowa (rozproszone odsłonięcia w rejonie Jugowa), rów Walimia (góra Wawel)	zlepieńce, podrzędnie piaskowce (zlepieńce „gabrowe")	uwęglony detrytus roślinny – sporadycznie	wizen środkowy–wizen górny (?)	—	najprawdopodobniej osady pochodzenia lądowego, powstałe w warunkach stożków napływowych (Kowalski, 2024)
Formacja z Walimia	10–100	rów Sokolca–Jugowa, rów Walimia, rów Glinna, rów Kamionek (prawdopodobnie tylko północna, obniżona tektonicznie część rowu)	Żakowa (1960, 1966); Łapot (1986); Kowalski (2024); Kowalski, Pacanowski (2025)	rów Walimia (odsłonięcia w rejonie miejscowości Walim), rów Glinna (rozproszone odsłonięcia w rejonie miejscowości Michałkowa), rów Sokolca–Jugowa i rów Kamionek (obniżone tektonicznie fragmenty rowów)	zlepieńce (zlepieńce „gnejsowe"), podrzędnie piaskowce, w rowie Walimia pokładowe intruzje riolitowe	uwęglony detrytus roślinny – sporadycznie	wizen środkowy–wizen górny (?)	—	najprawdopodobniej osady pochodzenia lądowego, powstałe w warunkach stożków napływowych (Kowalski, 2024)

TAB. 8. Podział litostratygraficzny utworów karbonu jednostki bardzkiej (struktury bardzkiej) (wg Wajsprycha, 1995, zmieniono)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja ze Srebrnej Góry	250–400	północna część struktury bardzkiej (rejon Srebrnej Góry i Nowej Wsi Kłodzkiej), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Wajsprych (1978); Koźma (1987); Muszer, Haydukiewicz (2006)	przekop kolejowy w miejscowości Srebrna Góra, otwór Zdanów IG 1	piaskowce lityczne (waki i arenity), przeławicające się z mułowcami i w mniejszym stopniu z iłowcami
Formacja z Nowej Wsi	130–250	północna część struktury bardzkiej (rejon Srebrnej Góry i Nowej Wsi Kłodzkiej), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Pacholska (1978); Haydukiewicz (1990); Głuszek, Tomaś (1992); Żołyński (1997)	nieczynne kamieniołomy w rejonie miejscowości Nowa Wieś Kłodzka, otwór Zdanów IG 1	piaskowce i zlepieńce lityczne („gnejsowe") w dolnej części formacji, wapienie biodetrytyczne (allodapiczne) w górnej części formacji
Formacja z Gołogłów	4–40	północna część struktury bardzkiej (rejon Dzikowca), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Chorowska i in. (1992); Chorowska, Wajsprych (1995); Matyja i in. (2021)	otwór Zdanów IG 1	Iły, wapienie, łupki węgliste z przewarstwieniami radiolarytów
Formacja z Wapnicy (górna część)	50	północna część struktury bardzkiej (rejon Dzikowca), znana z otworów wiertniczych (Zdanów IG 1)	Chorowska i in. (1992); Chorowska, Wajsprych (1995); Matyja i in. (2021)	otwór Zdanów IG 1	wapienie, piaskowce wapniste

2.4. REGION GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO (BASEN MORAWSKO-ŚLĄSKI)

Profil utworów karbonu basenu morawsko-śląskiego jest zróżnicowany w poszczególnych częściach basenu, co zostało spowodowane regionalnymi zmianami facjalnami w czasie ewolucji waryscyjskiego systemu górotwórczego oraz zmianami tempa depozycji osadów i subsydencji tektonicznej. W szczególności różnice te występują między zachodnią i wschodnią częścią basenu, i dotyczą osadów asocjacji węglanowej i fliszowej. W znacznej mierze cechy obu części basenu łączy obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, charakteryzujący się również obecnością młodszych utworów karbonu – molasy węglonośnej.

Nieformalny podział litostratygraficzny utworów karbonu w GZW (fig. 15; tab. 9) został wprowadzony przez Dembowskiego (1972a), ze zmianami Jureczki (1988) oraz Kotasa i in. (1988), jak również uzupełnieniami Jureczki (2015). Karbon podłoża osadów węglonośnych GZW jest dwudzielny. Część niższa (określana jako wapień węglowy) jest kontynuacją serii węglanowej środkowego i górnego dewonu, część wyższą stanowią morskie utwory fliszowe (określane jako kulm).

Karbońska część serii węglanowej jest rozpoznana głównie w obszarze NE obrzeżenia GZW, w tym w regionie krakowskim, a nielicznymi otworami także we wschodniej i SE części GZW. Zbudowana jest głównie z wapieni z przewarstwieniami – zwłaszcza w partii stropowej – mułowców i tufitów (m.in. Kotas, 1973; Paszkowski, 1995a). Ta część serii węglanowej jest zaliczana do turneju i dolnego wizenu (Kotas, 1982; Bełka, 1985). Bardziej szczegółowe rozpoziomowanie profili poszczególnych otworów lub lokalnych odsłonięć, wskazuje na znaczne zróżnicowanie jednostek stratygraficznych, często określanych tylko nazwami litologicznymi kompleksów skalnych lub numerami, oraz na wysoki stopień trudności w ich korelacji, włącznie z określeniem granicy między dewonem a karbonem (m.in. Bełka, 1985, 1987; Tomaś, Zając, 1996; Jawor, Baran, 2004; Buła, Krieger, 2004). W profilu otworu Goczałkowice IG 1 (południowa część GZW), w stropowym stumetrowym odcinku serii węglanowej zaliczonym do turneju (Kotas, 1973; Soboń-Podgórska, 1973), Narkiewicz (2005) wydzielił dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne, tj. „wapienie fenestralne i dolomikryty" oraz „laminowane wapienie ziarniste". Wyższą część pierwszej z tych jednostek Narkiewicz (2005) zaliczył do turneju, natomiast wiek jej spągowej części, jak również drugiej jednostki, pozostał nieokreślony, oprócz części spągowej, którą zaliczono do dewonu.

Utwory karbońskiej części serii węglanowej są znane również z odsłonięć powierzchniowych, na obszarze NE obrzeżenia GZW, zwłaszcza w okolicach Krzeszowic w regionie krakowskim (fig. 16). Paszkowski (1995a, b, 1996) wyróżnił w obrębie tych utworów nieformalne formacje litostratygraficzne, które tworzą grupę Rudawy, odpowiadającą według tego autora grupie Przemszy na obszarze GZW (fig. 17).

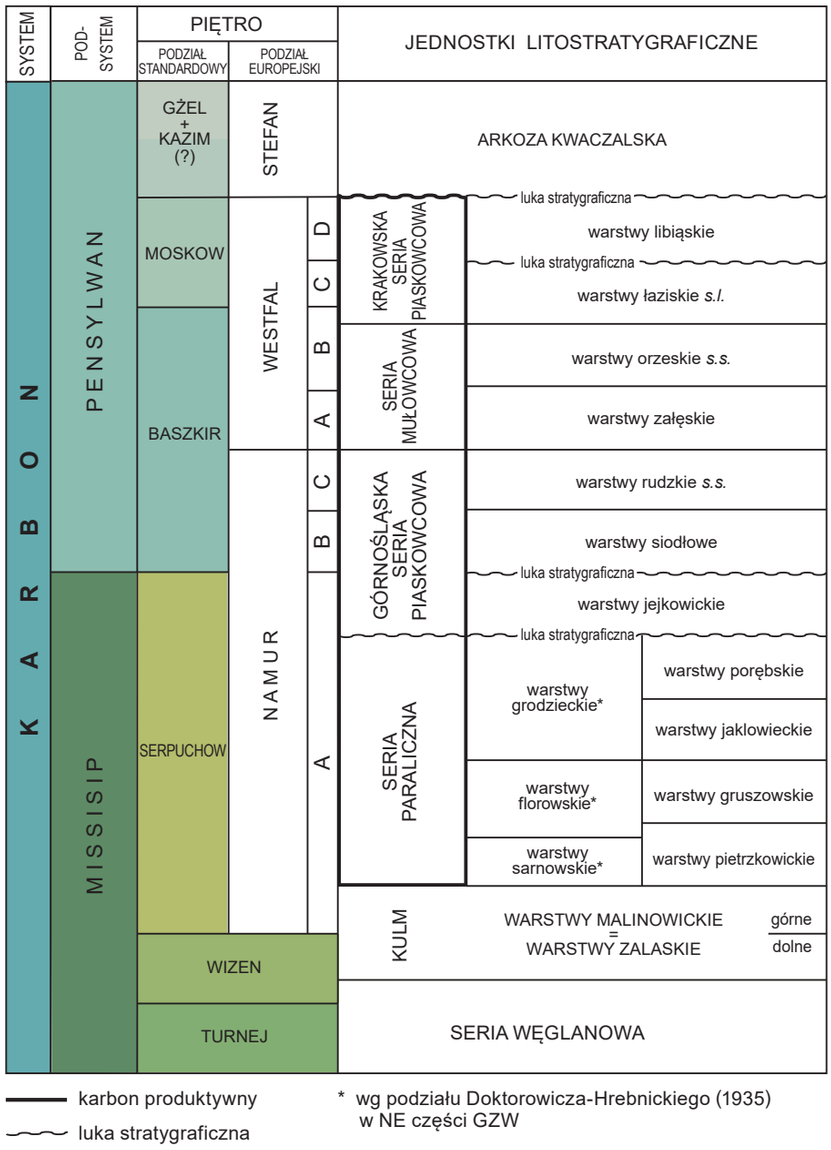


FIG. 15. Podział stratygraficzny karbonu GZW (wg Dembowskiego, 1972a; ze zmianami Jureczki, 1988 oraz Kotasa i in., 1988; z uzupełnieniem Jureczki, 2015)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
bardzo rzadko detrytus roślinny (Muszer, Haydukiewicz, 2006)	wyższa część wizenu środkowego (?) (Chorowska, Radlicz, 1984)–wizen górny	otwornice (Chorowska, Radlicz, 1994)	osady prądów zawiesinowych – turbidytów (Wajsprych, 1978; Koźma, 1987), najprawdopodobniej typu dystalnego. Osady występujące w górnej części profilu formacji stanowią olistostromę, będącą wynikiem podmorskiego ześlizgu/osuwiska (Wajsprych, 1978; Koźma, 1987)
w piaskowcach i zlepieńcach: fragmenty pokruszonej/redeponowanej fauny – ramienionogi, korale osobnicze, liliowce, małże, kolce płetwowe rekinów (Ginter, Niedźwiedzki, 2019). W wapieniach: liliowce, otwornice, glony, mszywioły, gąbki, radiolarie i kalcisfery	turnej górny–wizen dolny (Głuszek, Tomaś, 1992)	otwornice (Głuszek, Tomaś, 1992; Chorowska, Radlicz, 1994), konodonty (Haydukiewicz, 1986)	osady podwodnych spływów rumoszu i prądów gęstościowych, zachodzących na skłonach podmorskich stożków typu fan delta, rozbudowujących się wzdłuż S i SW krawędzi bloku sowiogórskiego w późnym turneju–wczesnym wizenie (Pacholska, 1987; Głuszek, Tomaś, 1992) Utwory górnej części formacji z Nowej Wsi Kłodzkiej są interpretowane jako osady wapienne bliskiego szelfu, redeponowane do głębszych partii basenu sedymentacyjnego w formie spływów grawitacyjnych (zlepieńce wapniste w dolnej części wydzielenia) i prądów zawiesinowych (wapienie margliste w górnej części wydzielenia)
radiolarie	turnej dolny (?)	pozycja i wiek formacji jest problematyczny, zaliczano ją do turneju dolnego (Chorowska i in., 1992). Nie stwierdzono fauny konodontowej, natomiast według Matyi i in. (2021) osady tej formacji reprezentują dewońskie zony konodontowe *costatus–cockeli.*	osady otwartego zbiornika morskiego
korale, małże, ramienionogi (Chorowska i in., 1992; Chorowska, Radlicz, 1994)	turnej dolny (piętro Gattendorfia)	otwornice, konodonty (Chorowska i in., 1992; Chorowska, Radlicz, 1994)	dewońskie i karbońskie utwory formacji z Wapnicy reprezentują transgresywne osady platformy węglanowej. Przejście sedymentacyjne pomiędzy osadami dewonu i karbonu, odsłonięte w kamieniołomie w Dzikowcu k. Nowej Rudy, uznawane jest za reperowe dla granicy dewon/karbon

2
Litostratygrafia

W profilu karbonu GZW powyżej serii węglanowej zalegają utwory diastroficzne asocjacji fliszowej (tzw. kulm), ujmowane w dwie równorzędne wiekowo jednostki litostratygraficzne w randze nieformalnych formacji – warstw malinowickich i ich odpowiednika we wschodniej części zagłębia – warstw zalaskich (fig. 18; Kotas, 1972). W czeskiej części zagłębia utwory te są ujmowane jako warstwy kijowickie, które budują stropową partię utworów fliszowych karbonu strefy morawsko-śląskiej, położonej na zachód od granic zagłębia. W tej części basenu utwory terygeniczne osiągają największą miąższość, sięgającą 4000 m (Unrug, Dembowski, 1971), a w przypadkach częstych nasunięć, ich miąższość skumulowana może osiągnąć nawet 8000 m (Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001). Od zachodu ku wschodowi ze stropowymi partiami starszych jednostek fliszowych zazębiają się utwory fliszowe jednostek młodszych, co jest skutkiem stopniowej migracji osi basenu od zachodu ku wschodowi (Kumpera, Martinec, 1995). Proces ten ma swoje odzwierciedlenie w podziale litostratygraficznym, wywodzącym się z czeskiej części strefy morawsko-śląskiej (m.in. Kumpera, Foldyna, 1992; Dvořak, 1994), w którym wyróżnia się następujące nieformalne jednostki w randze formacji, poczynając od najstarszej, w kierunku z zachodu na wschód: andelskohorską (famen–turnej), górnobeneszowską (turnej–górny wizen), morawicką (górny wizen) i hradecko-kijowicką (górny wizen–dolny namur A). Wzajemne relacje stratygraficzne tych jednostek są złożone, co jest skutkiem zarówno zmian facjalnych, jak i nakładających się procesów tektonicznych, a ich szczegółowe rozpoziomowanie oraz określenie granic w stosunku do zon goniatytowych nie są jednoznacznie ustalone (m.in. Unrug, 1977; Dvořak, 1994; Grygar, Trzepierczyński, 1995; Hartley, Otava, 2001).

Utwory fliszowe wydzielane w profilu karbonu GZW jako warstwy malinowickie i zalaskie obejmują górną część wizenu i dolną część serpuchowu (górny wizen–dolna część namuru A). Ich profil często rozdziela się na warstwy malinowickie/zalaskie dolne – wieku wizeńskiego i warstwy malinowickie/zalaskie górne – wieku namurskiego (podpiętro pendlej). Granicę stropową kompleksu warstw malinowickich i zalaskich z utworami produktywnymi wyznacza poziom morski Štur (XVI), charakteryzujący się obecnością obfitej fauny morskiej. Warstwy malinowickie to monotonnie wykształcony kompleks osadów ilasto-mułowcowo-piaszczystych, na ogół bezwęglowy, genetycznie, określany jako kryptoflisz deponowany z chmur zawiesinowych (Kotas, 1995). Natomiast w warstwach zalaskich, określanych przez Kotasa (1995) jako pseudomolasa, obok skał klastycznych występują także cienkie warstwy węgla oraz wapienie organodetrytyczne. Należy podkreślić, że w niektórych profilach wierceń we wschodniej części GZW cechy „malinowickie" i „zalaskie" współwystępują, dlatego trudno ściśle rozgraniczyć obszary występowania obu typów facjalnych, zwłaszcza, że ilość informacji jest mocno ograniczona. Otwory przewiercające cały profil utworów asocjacji fliszowej są nieliczne; ponadto w większości są one położone w peryferyjnych częściach zagłębia i zazwyczaj bezrdzeniowe lub rdzeniowane odcinkowo. Na znacznym obszarze utwory kulmu są nierozpoznane, zwłaszcza w centralnej i zachodniej części zagłębia, a o ich budowie geologicznej można wnioskować tylko poprzez analogię do stosunkowo dobrze rozpoznanych rejonów w strefach peryferyjnych GZW i jego obrzeżenia.

Utwory węglonośne karbonu GZW leżą zgodnie, bez przerw w sedymentacji, na osadach asocjacji fliszowej (Kotas, Malczyk, 1972a). Cechą charakterystyczną utworów węglonośnych GZW jest wyraźna dwudzielność (fig. 18, 19). Starszą część profilu tworzą utwory paraliczne, z wyraźnie zaznaczającymi się wpływami okresowych zalewów morskich, natomiast młodszą część profilu budują utwory powstałe wyłącznie w warunkach lądowych (dawniej określane jako



FIG. 16. Kamieniołom Czatkowice k. Krzeszowic. Warstwy wapieni spikulitowych najwyższego turneju (formacja z łomu Przy Granicy*), w dolnej części warstwa piroklastyczna wskazana strzałką. Fot. M. Ginter

* W przypadku tej formacji zastosowano pisownię przyjętą w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008) [red.].

TAB. 9. Podział litostratygraficzny utworów karbonu w regionie Górnośląskiego Zagłębia

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań
Arkoza kwaczalska / warstwy z Kwaczały	do 150–170	wschodnia część GZW	Siedlecki (1951, 1954); Rutkowski (1972); Lipiarski (2006)
Krakowska seria piaskowcowa	do 1140	wschodnia i centralna część GZW (w pełnym wykształceniu, pod przykryciem arkozy kwaczalskiej, tylko we wschodniej części)	Czarnocki (1935); Bocheński (1952); Dembowski (1972b); Kotasowa (1979); Jureczka, Kotas (1995); Gradziński i in. (2005)
Seria mułowcowa	do 1800	centralna i wschodnia część GZW, a w formie izolowanych płatów również w niecce chwałowickiej i bytomskiej	Czarnocki (1935); Porzycki (1972); Jureczka, Kotas, (1995); Doktor, Kędzior (2002)
Górnośląska seria piaskowcowa	do 1100	centralna i SW część GZW wraz z niecką bytomską, a w formie izolowanych płatów również w niecce chwałowickiej i jejkowickiej	Czarnocki (1935); Stopa (1959); Kotas, Malczyk (1972b); Jureczka, Kotas (1995); Jureczka (2013); Kędzior (2016)
Seria paraliczna	200–3800	cały obszar GZW	Czarnocki (1935); Doktorowicz-Hrebnicki (1935); Kotas, Malczyk (1972a); Jureczka, Kotas (1995); Doktor, Gradziński (1999)
Warstwy malinowickie / zalaskie	200–1500	cały obszar GZW wraz z jego obrzeżeniem (bez obrzeżenia zachodniego); warstwy zalaskie są odpowiednikiem warstw malinowickich we wschodniej części GZW oraz wschodnim obrzeżeniu zagłębia, w tym w regionie krakowskim	Doktorowicz-Hrebnicki (1935); Kotas (1972, 1995)
Seria węglanowa	100–300 – GZW; 250–440 (1175?) – NE obrzeżenie GZW	NE obrzeżenie GZW wraz regionem krakowskim, na obszarze GZW rozpoznana tylko w części wschodniej i południowej	Kotas (1973, 1982); Belka (1985); Paszkowski (1995a); Jawor, Baran (2004); Narkiewicz (2005)

Węglowego (basenu morawsko-śląski)

Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
rejon Libiąż–Alwernia (otwory wiertnicze oraz odsłonięcia powierzchniowe)	gruboziarniste piaskowce arkozowe i żwirowce piaszczyste z przewarstwieniami iłowców; środowiska rzeczne o wysokim reżimie wód, w warunkach ciepłego i suchego klimatu	skrzemieniałe pnie drzew szpilkowych z rodzaju *Dadoxylon*	stefan (gżel + kazimow?)	na podstawie makroflory (Siedlecki, 1951, 1954)	jednostka w randze nieformalnej formacji, o problematycznej pozycji stratygraficznej
rejon Libiąża, np. otwór Chełmek IG 1	piaskowce, piaskowce zlepieńcowate i zlepieńce, mułowce i iłowce oraz węgiel kamienny (ok. 40 warstw węgla, w tym 20 o znaczeniu ekonomicznym, pokłady o numeracji 110–119 oraz 201–215); środowiska rzek roztokowych i anastomozujących z dość licznymi torfowiskami; w serii wydziela się dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych: warstwy łaziskie *s.l.* oraz warstwy libiąskie, granicę pomiędzy nimi wyznacza spąg pokładu 119; granicę spągową serii wyznacza kontakt erozyjny, stanowiący ostrą zmianę facjalną osadów	liczne szczątki uwęglonej flory, pojedyncze poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży	Moskow–westfal B-D, w tym: warstwy łaziskie *s.l.* – górna część westfalu B oraz dolna część westfalu C, warstwy libiąskie – westfal D; na granicy warstw łaziskich *s.l.* i libiąskich luka stratygraficzna	na podstawie makro- i mikroflory (np. Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)	jednostka w randze nieformalnej formacji
rejon Żor, Mikołowa, Tychów i Pszczyny, np. otwory: Woszczyce IG 1, Wyry IG 1, Piasek IG 1	mułowce, piaskowce, iłowce, węgiel kamienny (ok. 160 warstw węgla, w tym ok. 70 o znaczeniu ekonomicznym, pokłady o numeracji 301–364 i 401–406); środowiska rozległych równi aluwialnych pociętych siecią rzek anastomozujących lub meandrujących, z licznymi torfowiskami; w serii wydziela się dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych: warstwy załęskie i warstwy orzeskie *s.s.*, rozdzielone poziomem tufitu przy pokładzie 327; spągową granicę serii wyznacza strop poziomu fauny słodkowodnej Hubert, w sąsiedztwie pokładów 407–408; strop serii wyznacza poziom ostrej zmiany facjalnej	bardzo liczne szczątki uwęglonej flory, nieliczne poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży	baszkir (langset) oraz moskow (dukmant)–westfal A (warstwy załęskie) oraz dolna część westfalu B (warstwy orzeskie *s.s.*)	na podstawie makro- i mikroflory (np. Stopa, 1967; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)	jednostka w randze nieformalnej formacji; w stosowanym w górnictwie podziale na grupy pokładów węgla (Doktorowicz-Hrebnicki, Bocheński, 1945, 1952) warstwy orzeskie (grupa pokładów 300) obejmują profil od pokładu 301 do 364, czyli całe warstwy orzeskie *s.s.* i warstwy załęskie bez spągowej części od pokładu 401 do 406
rejon Zabrza, Bytomia, Tychów, Jastrzębia Zdroju, Rybnika, np. otwory: Paniowy IG 1, Szczygłowice IG 1, Krzyżowice IG 1, Niedobczyce IG 1, Jejkowice IG 1	piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce, węgiel kamienny (ok. 60 warstw węgla, w tym pokłady o numeracji 407–418 oraz 501–510, niektóre o znacznej grubości); środowiska rozległych równi aluwialnych pociętych siecią rzek anastomozujących lub meandrujących, także rzek roztokowych, z licznymi torfowiskami o nierzadko długim – nieprzerwanym depozycją osadów klastycznych – rozwoju; w serii wydziela się trzy jednostki w randze nieformalnych ogniw, warstwy: jejkowickie, siodłowe i rudzkie *s.s.*; granica spągowa serii jest zróżnicowana, na znacznych obszarach zagłębia wyznacza ją spąg pokładu 510; granicę stropową serii wyznacza strop poziomu fauny słodkowodnej Hubert, wiązki pokładów węgla 407–408	liczne szczątki uwęglonej flory, dość liczne poziomy fauny słodkowodnej, głównie małży	serpuchow (arnsberg)–namur A oraz baszkir (kinderskut, marsden i yeodon)–namur B–C, w tym warstwy: jejkowickie – namur A, siodłowe (zabrskie) – namur B, rudzkie *s.s.* – namur C; pomiędzy warstwami jejkowickimi a siodłowymi przyjmuje się lukę stratygraficzną, zbieżną z granicą missisip-pensylwan, obejmującą szczytową cześć namuru A (czoker i alport), wg Kotasa (2006b) oraz Kotasowej i Kotasa (2006) niewykluczona jest również luka w górnej części serii pomiędzy warstwami siodłowymi/zabrskimi a rudzkimi *s.s.*, obejmująca marsden	na podstawie makro- i mikroflory, również makrofauny (np. Stopa, 1957c, 1959; Kotasowa, 1988; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Tabor, 1995; Kotas, 2006b; Kotasowa, Kotas, 2006)	jednostka w randze nieformalnej formacji; w stosowanym w górnictwie podziale na grupy pokładów węgla (Doktorowicz-Hrebnicki, Bocheński, 1945, 1952) warstwy rudzkie (grupa pokładów 400) obejmują profil od pokładu 401 do 419, czyli całe warstwy rudzkie *s.s.* oraz spągową część warstw załęskich (od pokładu 401 do 406)
otwory: Ruptawa IG 1 (w części SW), Chełmek IG 1 (w części centralno-wschodniej), Poręba Żegoty IG 1 (w części wschodniej, Leńcze IG 1 (w części SE)	piaskowce, mułowce i iłowce, rzadziej zlepieńce, oraz węgiel kamienny (łącznie ok. 260 warstw węgla, w tym pokłady o numerach 601–631, 701–723, 801–848, od 901), w niewielkim stopniu osady tufogeniczne, a sporadycznie węglany (wapienie i syderyty); środowiska przybrzeżnych równin i delt, okresowo zalewanych morzem, z licznymi torfowiskami; w partii stropowej także osady fluwialne rzek roztokowych; seria dzieli się cztery jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych, warstwy: pietrzkowickie, gruszowskie, jaklowieckie oraz porębskie (tzw. podział zachodni) lub na trzy jednostki w NE części GZW, warstwy: sarnowskie, florowskie, grodzieckie; strop serii wyznacza strop poziomu morskiego Štur (XVI)	liczne szczątki uwęglonej flory, liczne poziomy fauny słodkowodnej, brakicznej i morskiej	serpuchow (pendlej i arnsberg) – górna część namuru A, prawdopodobnie osady serii nie sięgają do szczytu arnsbergu (Kotasowa, 1995; Kotasowa, Migier, 1995)	na podstawie makro- i mikroflory oraz makrofauny (np. Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Musiał i in., 1995)	jednostka w randze nieformalnej formacji; jej synonimem, stosowanym w górnictwie są „warstwy brzeżne”
warstwy malinowickie – Malinowice (północna część i północne obrzeżenie GZW); warstwy zalaskie – Zalas (wschodnia część i wschodnie obrzeżenie GZW wraz z regionem krakowskim, np. otwory: Borek Szlachecki 1, Leńcze IG 1)	kompleks osadów ilasto-mułowcowo-piaszczystych, z przewagą skał mułowcowych, w warstwach zalaskich także cienkie warstwy węgla (o grubości do 0,30 m) oraz wapienie organodetrytyczne; środowiska morskie, warstwy malinowickie – utwory otwartego morza, kryptoflisz deponowany z chmur zawiesinowych, warstwy zalaskie – utwory spłycającego się morza, deponowane w brzeżnych częściach basenu z okresowymi wynurzeniami i rozwojem roślinności	fauna morska (m.in. małże, goniatyty, ramienionogi, trylobity)	górny wizen (brygant) i dolna część serpuchowu (pendlej–dolny namur A)	głównie na podstawie makrofauny (np. Musiał i in., 1995)	jednostki w randze nieformalnych formacji, często rozdzielane na warstwy malinowickie/zalaskie dolne – wieku wizeńskiego i warstwy malinowickie/zalaskie górne – wieku namurskiego
GZW – otwory: Sosnowiec IG 1, Goczałkowice IG 1, NE obrzeżenie GZW – otwory: Starczynów 2, Potrójna IG 1, odsłonięcia powierzchniowe w rejonie Krzeszowic	wapienie organodetrytyczne i organogeniczne, miejscami pseudoolitowe i pelityczne oraz margliste, z przewarstwieniami dolomitów, mułowców i iłowców, tufitów oraz lidytów; przejścia facji węglanowej w fację węglanowo-klastyczną występują kierunku stropu serii węglanowej; środowiska stabilnego szelfu, w obrębie płytkomorskiej platformy o płaskim paleoreliefie	fauna morska (m.in. konodonty, otwornice, ramienionogi)	turnej–wizen dolny	na podstawie mikro- i makrofauny (np. Biernat i in., 1972; Soboń-Podgórska, 1973, 1979; Bełka, 1985; Musiał i in., 1995)	W ujęciach stratygraficznych karbońska część serii węglanowej na ogół łączona jest z pozostałą częścią tej serii wieku środkowego i górnego dewonu. Szczegółowe rozpoziomowanie stratygraficzne karbońskiej części serii węglanowej jest zróżnicowane i cechuje się wysokim stopniem trudności i rozbieżności w korelacji wyróżnianych jednostek (szczegóły w tekście)

2
Litostratygrafia

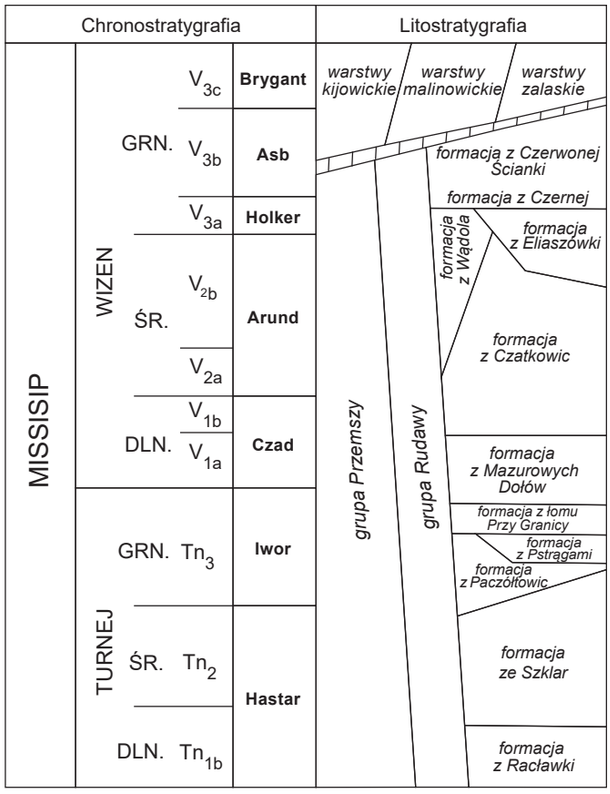


FIG. 17. Podział litostratygraficzny karbońskiej części serii węglanowej – grupy Rudawy w regionie krakowskim (Paszkowski, 1995b), wg Tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) i zgodnie z pisownią tam stosowaną

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań
Formacja hradecko-kijowicka lub hradecko-kyjowicka	miąższość poszczególnych formacji nie jest jednoznacznie ustalona i różni się po stronie czeskiej i polskiej, łącznie sięga 4000 m, a w przypadkach nasunięć, miąższość skumulowana może osiągnąć nawet 8000 m, w tym miąższość poszczególnych jednostek, bez formacji andelskohorskiej na pograniczu dewonu i karbonu, 1500–2500 m	obszar na zachód od GZW po Sudety Wschodnie, określany jako strefa morawsko-śląska orogenu waryscyjskiego (Kotas, 1982) lub morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (Buła i in., 2008)	Unrug, Dembowski (1971); Unrug (1977); Kumpera, Foldyna (1992); Dvořak (1994); Kumpera, Martinec (1995); Grygar, Trzepierczyński (1995); Hartley, Otava (2001)
Formacja morawicka			
Formacja górnobeneszowska lub hornobeneszowska			
Formacja andelskohorska			

utwory limniczne). Cecha ta stanowi podstawę wydzielania głównych jednostek w podziałach litostratygraficznych karbonu produktywnego, a granica pomiędzy obu częściami jest podstawowym poziomem korelacyjnym. W podziale Dembowskiego (1972a) utwory paraliczne ujmuje się w jedną jednostkę, analogicznie jak w czeskiej części zagłębia. Natomiast w obrębie osadów lądowych wydziela się trzy jednostki litostratygraficzne; w części czeskiej ujmuje się je w jedną jednostkę. Zasięg lateralny głównych wydzieleń litostratygraficznych jest przedstawiony na figurze 20.

Osady paraliczne litostratygraficznie są określane jako seria paraliczna (Kotas, Malczyk, 1972a) w randze nieformalnej formacji. Synonimem tej serii, stosowanym w górnictwie do czasów obecnych, są „warstwy brzeżne", a w części czeskiej zagłębia – warstwy ostrawskie. Podział utworów serii paralicznej wywodzi się z zachodniej części GZW, w szczególności z rejonu Ostrawy, na warstwy: pietrzkowickie, gruszowskie, jaklowieckie oraz porębskie (Pattejsky, Folprecht, 1928), obecnie funkcjonujące w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych. Jest to tzw. podział zachodni, stosowany głównie w zachodniej i północnej części zagłębia. Granice poszczególnych jednostek wyznaczają poziomy morskie (fig. 21) i poziom łupku szlifierskiego. Należy przy tym zaznaczyć, że brak precyzyjnej definicji stropu i spągu poziomu morskiego powoduje znaczne rozbieżności przy wyznaczaniu granic tych jednostek litostratygraficznych.

Lateralne zmiany litologiczno-facjalne, w szczególności zanikanie i wysładzanie w kierunku wschodnim poziomów morskich (fig. 18), uniemożliwiają stosowanie opisanego wyżej podziału serii paralicznej, na znacznym obszarze zagłębia, w tym – w części NE. Dla tej części GZW stosuje się tzw. podział wschodni na warstwy: sarnowskie, florowskie i grodzieckie (fig. 19; Doktorowicz-Hrebnicki, 1935), oparty na lokalnym wykształceniu litologicznym utworów karbońskich w rejonie Dąbrowy Górniczej. Należy przy tym zaznaczyć, że na znacznych obszarach zagłębia, stosowanie zarówno podziału zachodniego, jak i wschodniego, często jest utrudnione lub niemożliwe. Wynika to z braku możliwości określenia granic poszczególnych jednostek zgodnie z ich definicjami. Wątpliwości budzi też wydzielanie tych jednostek w skrajnie SE części zagłębia, w której zalegają one na znacznej głębokości pod nasunięciem karpackim. Z nielicznych dostępnych danych wynika, że są to wyłącznie osady lądowe, bez wpływów morskich, odpowiadające położeniem w profilu dolnej części serii paralicznej, co komplikuje stosowanie określenia „utwory paraliczne" lub nazwy jednostki „seria paraliczna". Spągowa granica utworów produktywnych w tym regionie ma właściwie charakter umowny, bowiem poniżej poziomu morskiego Štur (XVI) występują również osady węglonośne.

Wyższą część profilu utworów węglonośnych karbonu stanowią utwory deponowane wyłącznie w warunkach lądowych. Kontakt między utworami lądowymi i utworami paralicznymi charakteryzuje się brakiem ciągłości sedymentacyjnej i stratygraficznej i jest zróżnicowany oraz odmiennie wykształcony w poszczególnych regionach GZW (fig. 22). W obrębie utworów lądowych są wyróżniane trzy jednostki litostratygraficzne (serie) w randze nieformalnych formacji. Najstarszą z nich jest górnośląska seria piaskowcowa (Kotas, Malczyk, 1972b), która w części czeskiej odpowiada dolnym warstwom karwińskim. Serię budują trzy jednostki w randze nieformalnych ogniw, warstwy: jejkowickie, siodłowe i rudzkie *sensu stricto* (fig. 19). Synonimem warstw siodłowych są warstwy zabrskie (Stopa, 1959). Spośród tych jednostek swoistym ewenementem są warstwy jejkowickie, położone pomiędzy paralicznymi i lądowymi utworami węglonośnymi (Jureczka, 2013). Osady te, zaliczane wcześniej do warstw siodłowych jako odrębna jednostka, zostały wydzielone w profilu otworu Jejkowice IG 1 (Jureczka, 1988; Kotasowa, 1988). Strop warstw siodłowych i granicę z warstwami rudzkimi *s.s.* wyznacza pokład 501, który nie wyróżnia się jednak żadnymi szczególnymi cechami, a jego identyfikacja na ogół jest mało precyzyjna lub wręcz niemożliwa. W związku z tym, w centralnej i południowej części zagłębia warstwy siodłowe i rudzkie *s.s.* są traktowane zazwyczaj łącznie.

Drugą jednostką litostratygraficzną utworów lądowych karbonu produktywnego jest seria mułowcowa (Porzycki, 1972). W profilu serii mułowcowej wyróżniono dwie jednostki w randze nieformalnych ogniw litostratygraficznych – warstwy załęskie i warstwy orzeskie *s.s.*, rozdzielone poziomem tufitu przy pokładzie 327; w części czeskiej występuje tylko odpowiednik warstw załęskich – górne warstwy suskie i warstwy dubrawskie (fig. 19). Zasięg tufitu na obszarze zalegania serii mułowcowej jest ograniczony i w przypadku jego braku, określenie granicy warstw załęskich i orzeskich *s.s.* jest możliwe tylko poprzez zidentyfikowanie pokładu 327 – obarczone na ogół dużą niepewnością. Z tego względu często jednostki te pozostawia się nierozdzielone. Trudności może też nastręczać wyznaczenie granicznego poziomu słodkowodnego Hubert, zwłaszcza bez badań faunistycznych, jeżeli w stropowej partii warstw rudzkich *s.s.* i spągowej warstw załęskich występuje kilka blisko siebie położonych horyzontów słodkowodnych, co jest charakterystyczne dla zachodniej części obszaru występowania serii mułowcowej. Problematyczne może być również wyznaczenie spągu serii mułowcowej we wschodniej części zagłębia, gdzie seria ta kontaktuje bezpośrednio z serią paraliczną, zwłaszcza, jeżeli kontakt ten przebiega w partii zbliżonych facjalnie osadów ilasto-mułowcowych.

Kolejną jednostką jest krakowska seria piaskowcowa, w obrębie której wydziela się warstwy łaziskie *sensu lato* oraz warstwy libiąskie (Dembowski, 1972b). Granicę pomiędzy nimi wyznacza spąg pokładu 119. Jednostki te nie różnią się pod względem litologicznym, za wyjątkiem stropowego odcinka warstw libiąskich, który nie zawiera pokładów węgla. Wydzielenie obu jednostek wynika z historycznych badań biostratygraficznych i rozdzielenia osadów westfalu C od westfalu D. Podstawowe znaczenie mają warstwy łaziskie *s.l.* cechujące się znacznie większą miąższością i większym zasięgiem występowania.

TAB. 9. cd.

Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Strefa śląsko-morawska – utwory diastroficzne asocjacji fliszowej (kulm)					
Hradec i Kyjovice na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) i Toszka	piaskowce z przewarstwieniami zlepieńców oraz łupków mułowcowych i ilastych; środowiska morskie; po stronie czeskiej wydzielane są dwa ogniwa litostratygraficzne, z których górne – ogniwo Kyjovice – zalega w podłożu utworów węglonośnych czeskiej części GZW	szczątki flory (pnie, łodygi, paprocie) oraz fauna morska (korale, goniatyty), bardzo liczna w formacji hradecko-kijowickiej (goniatyty, małże, ramienionogi, łodziki)	górny wizen Goβspi–dolny namur A	na podstawie makrofauny oraz makro- i mikroflory (np. Purkyňová, 1977; Unrug, 1977; Dvořak, 1994; Hartley, Otava, 2001; Trzepierczyńska, 2003)	zasięgi stratygraficzne poszczególnych formacji nie są jednoznacznie określone (m.in. Dvořak, 1994; Hartley, Otava, 2001)
Moravice na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) – odsłonięcie Braciszów	łupki mułowcowe i ilaste oraz piaskowce i zlepieńce, osady heterolityczne; środowiska morskie; w obrębie formacji wydziela się ogniwo piaskowców z Ciermięcic oraz ogniwo zlepieńców z Pielgrzymowa; po stronie czeskiej wydzielane są cztery ogniwa litostratygraficzne		górny wizen Goα2-3–Goβmu		
Horní Benešov na Morawach (Republika Czeska), w Polsce w rejonie Głubczyc (Płaskowyż Głubczycki) – odsłonięcie Braciszów	piaskowce i zlepieńce z przewarstwieniami łupków mułowcowych i pyłowców; środowiska morskie; po stronie czeskiej są wydzielane trzy ogniwa litostratygraficzne		turnej–górny wizen Goα		
Nízký Jeseník (Republika Czeska), w Polsce Góry Opawskie	mułowce i pyłowce (częściowo słabo zmetamorfizowane w formie fyllitów) z licznymi przeławiceniami piaskowców oraz zlepieńców; środowiska morskie		famen–turnej		

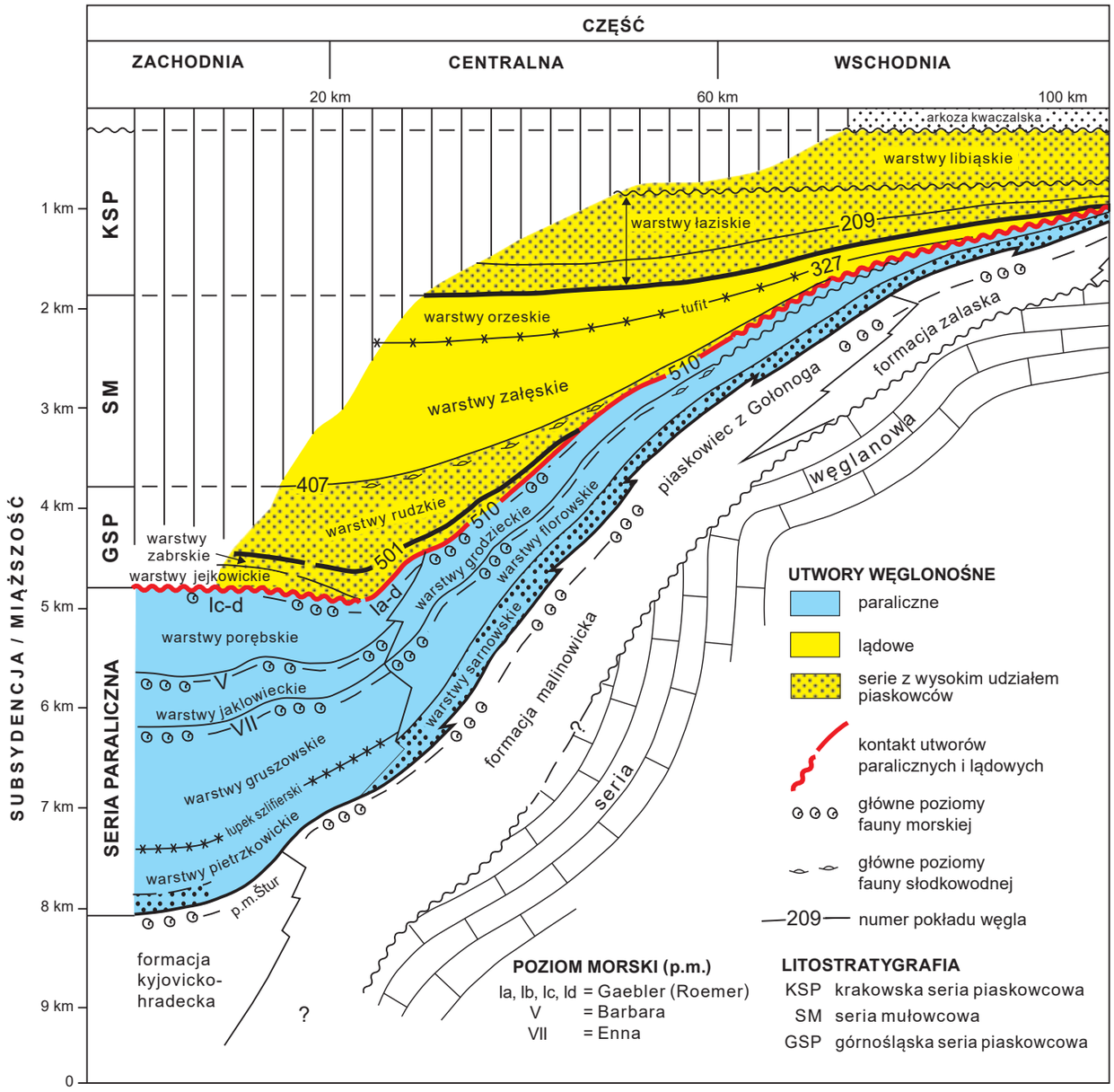


FIG. 18. Model zmian miąższości i subsydencji osadów węglonośnych w GZW (Kotas, 1995, zmieniono)

2
Litostratygrafia

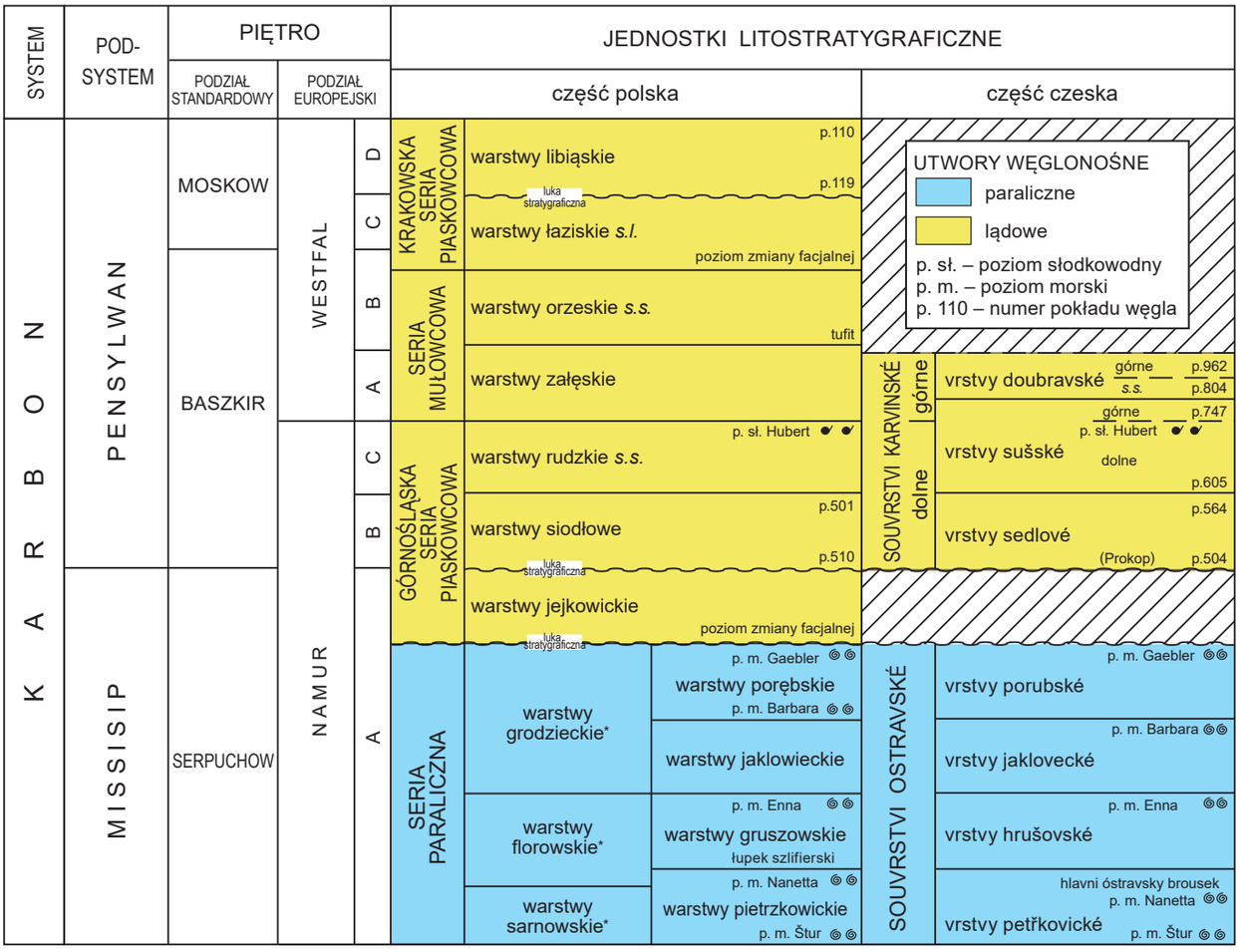


FIG. 19. Podział litostratygraficzny karbonu węglonośnego GZW (wg Dembowskiego, 1972a; ze zmianami Jureczki, 1988; Kotasa i in., 1988; część czeska wg Kumpery, Dopity, 1997);* wg podziału Doktorowicza-Hrebnickiego (1935)

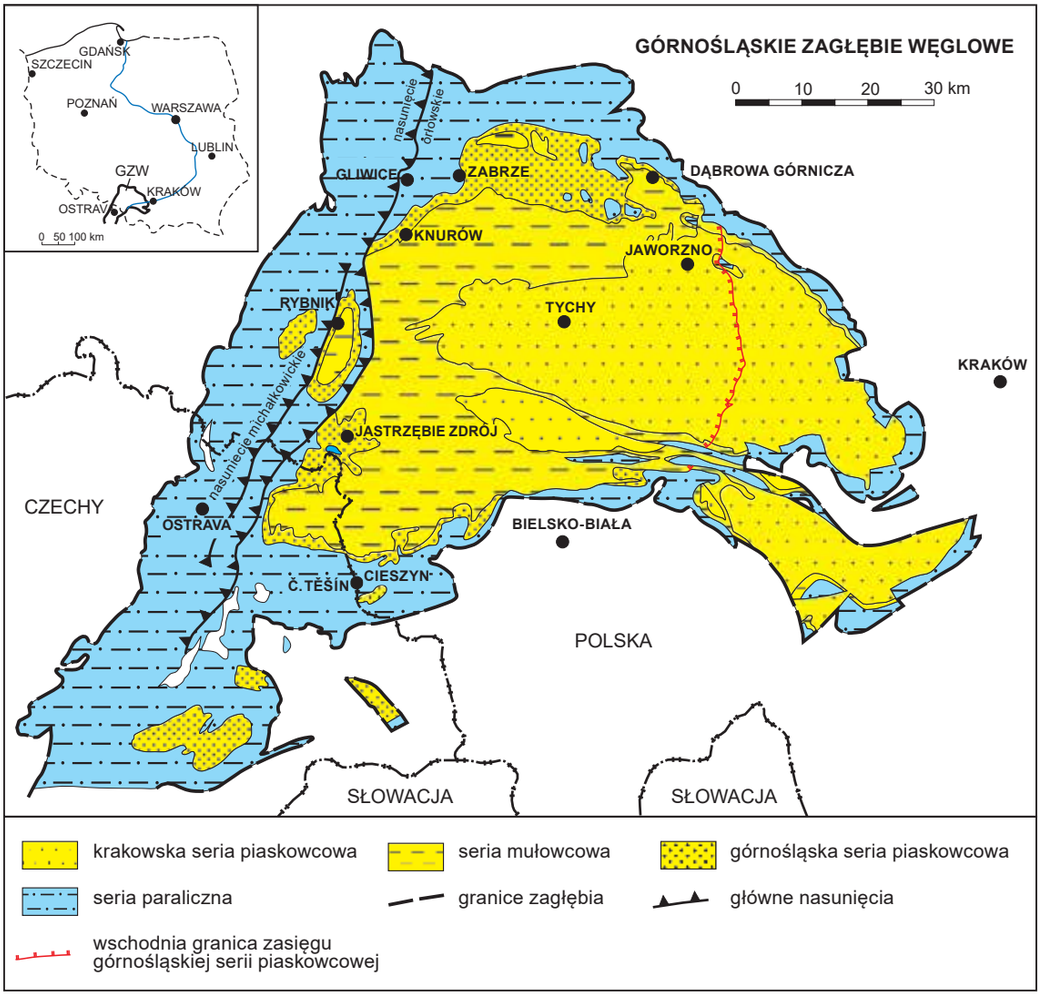


FIG. 20. Mapa geologiczna GZW odkryta po karbon (Jureczka i in., 1995, uproszczono, wschodnia granica zasięgu górnośląskiej serii piaskowcowej wg Jureczki i in., 2005)

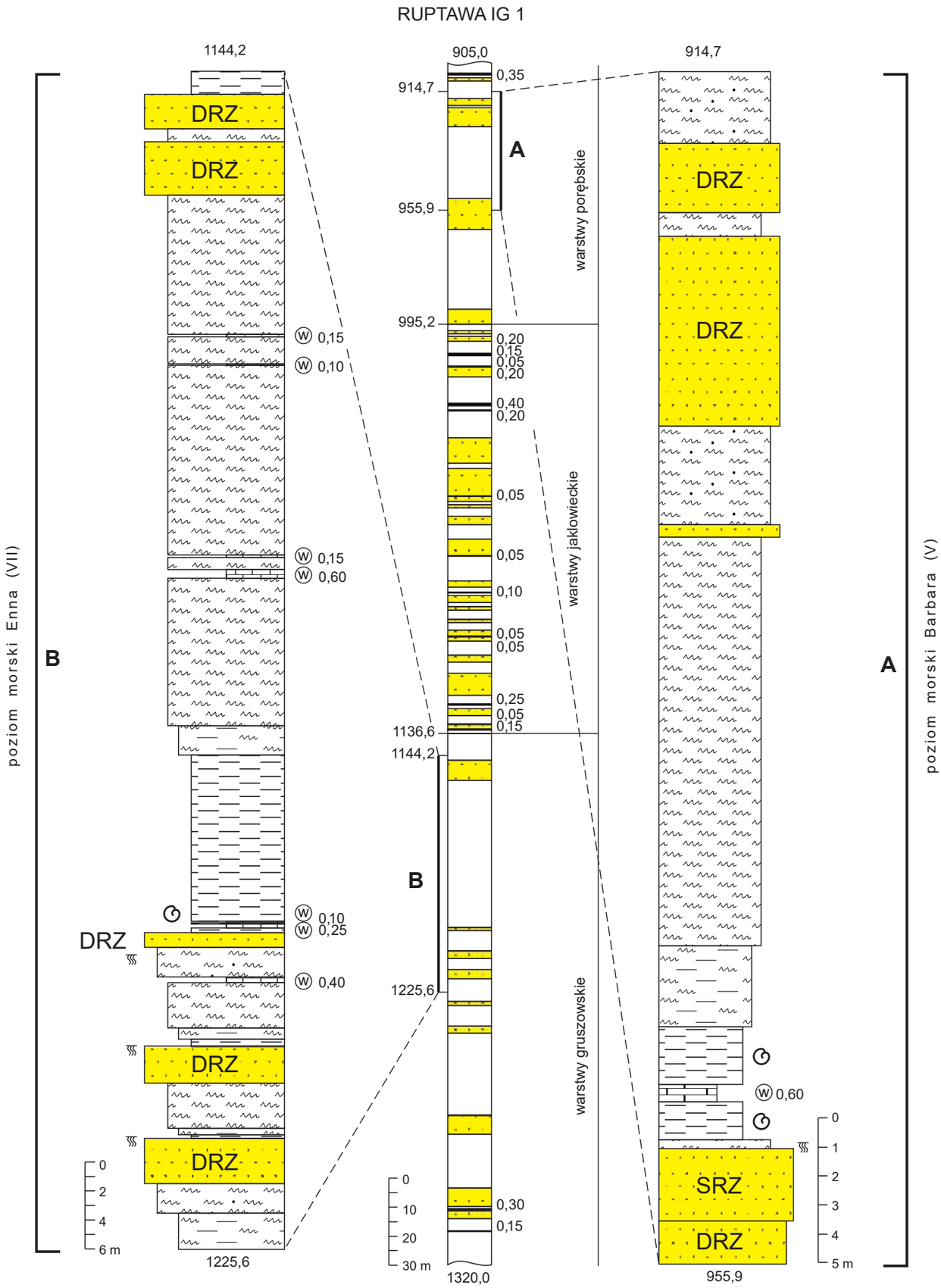


FIG. 21. Fragment profilu serii paralicznej z poziomami morskimi Barbara (V) i Enna (VII) w otworze Ruptawa IG 1 (Jureczka, 2015)

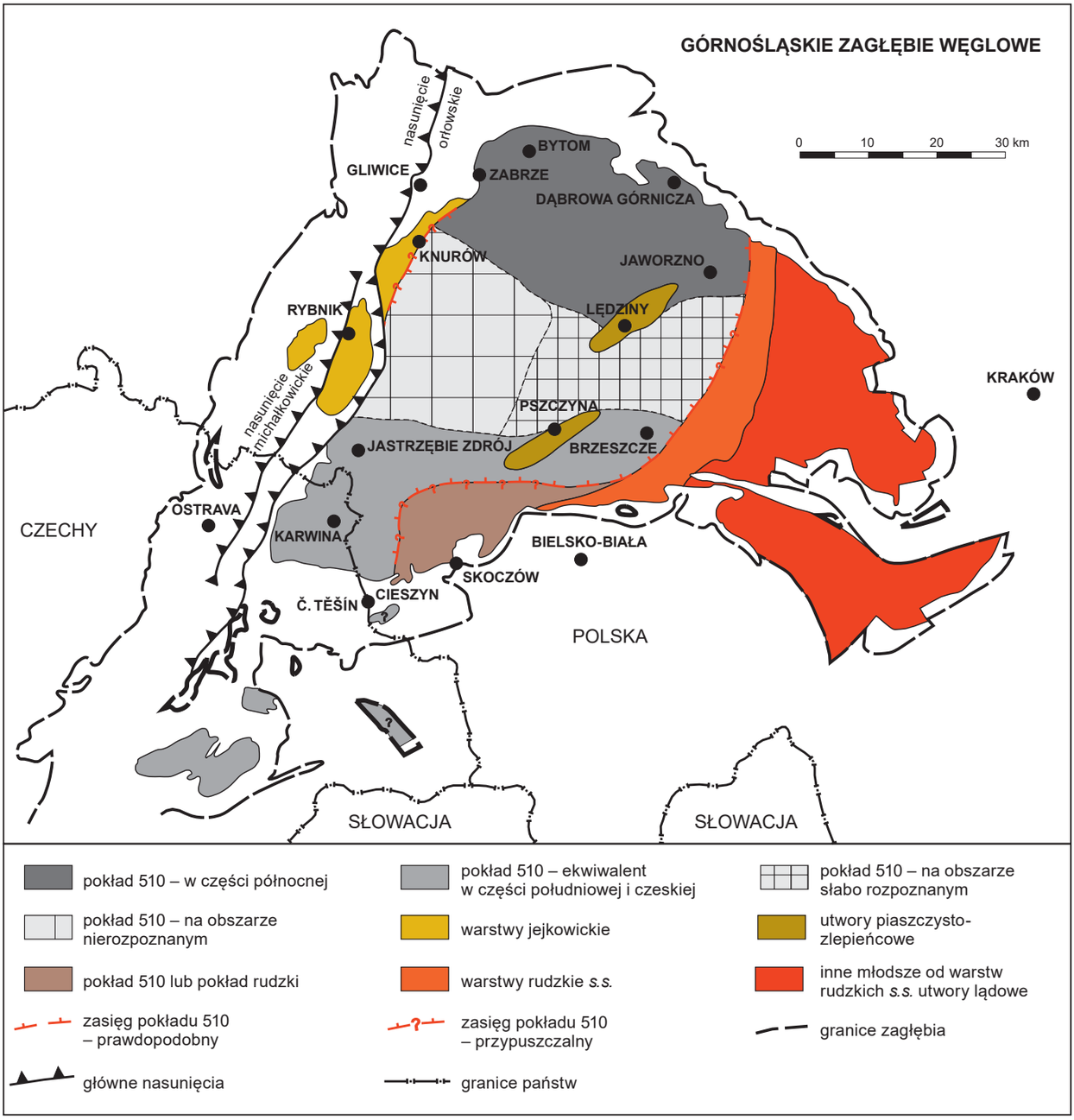


FIG. 22. Schemat kontaktu utworów lądowych z utworami paralicznymi na obszarze GZW (Jureczka, 2013)

Stropową, bezwęglową, część profilu karbonu na obszarze GZW, w jego wschodniej części, budują utwory zwane arkozą kwaczalską (fig. 15; Rutkowski, 1972), określane też jako warstwy z Kwaczały (Lipiarski, 2006).

2.5. MAŁOPOLSKA (PODŁOŻE NIECKI MIECHOWSKIEJ I KARPAT)

Podział litostratygraficzny utworów karbonu w Małopolsce z podłoża niecki miechowskiej jak dotychczas nie został opracowany (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Nawiercone w tym regionie utwory wapienno-margliste, czasami dolomityczne, z przeławiceniami mułowców i czertów (Zając, Tomaś, 1986), o miąższości 75–450 m, włączono do turneju. W centralnej części regionu turnej to kompleks o małej miąższości (do 28 m), złożony z brekcji wapiennych i wapieni detrytycznych, sporadycznie przeławiconych zlepieńcami i piaskowcami.

Profil niższego i środkowego wizenu to głównie wapienie, czasami margliste, oraz margle, z przeławiceniami dolomitów i wapieni dolomitycznych, o miąższości dochodzącej do ok. 440 m. W centralnej części regionu, przy spągu wizenu, mogą występować zlepieńce, podobne do tych opisanych w spągu turneju (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Wyższy wizen reprezentują grube, o miąższości osiągającej ponad 900 m, interwały piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe z przewarstwieniami piroklastycznymi, czertami i krzemieniami. Lokalnie interwały te mogą być podścielone wapieniami, często marglistymi.

W obrębie wyższego wizenu zostały również opisane brekcje wapienne i – w przypadku najwyższej części profilu wizenu górnego – wapienie detrytyczne, powstałe w efekcie spływów podmorskich (Migaszewski, Żakowa, 1991), których geneza przypuszczalnie jest podobna jak ogniwa debrytów z Gałęzic z Gór Świętokrzyskich (Żakowa, Jurkiewicz, 1995). Profil karbonu w podłożu niecki miechowskiej, w pojedynczych profilach otworów, kończą utwory niższego namuru, których miąższość może osiągać 420 m, a wykształcenie litologiczne jest podobne do utworów wizenu górnego.

Dla profilu karbonu występującego w Małopolsce (w podłożu Karpat zewnętrznych oraz zapadliska przedkarpackiego) przedstawiono dwie propozycje podziału litostratygraficznego, z których żaden nie został sformalizowany. Na podstawie danych z profili wiertniczych z rejonu Rajbrotu–Tarnawy, Narkiewicz (2001) wydzielił w obrębie utworów turneju i wizenu jednostki: kompleks wapieni gruzłowych i ziarnistych (w niższej części włączony do dewonu), poziom marglisty, kompleks wapieni ziarnistych oraz kompleks wapieni i margli górnych. Wiek wyróżnionych jednostek, jak również możliwość korelacji, określono przy zastosowaniu zintegrowanej analizy biostratygraficznej (Matyja i in., 2001). Drugi zaproponowany przez Bułę i Habryna (2011) podział litostratygraficzny utworów turneju–namuru A, będący kompilacją wykonaną na podstawie literatury (Zając, 1981; Moryc, 1987, 1992, 2006; Narkiewicz i in., 1998; Jawor, Baran, 2004), obejmuje kompleksy: „A" węglanowo-klastyczny, „B" węglanowy – facja wapienia węglowego, „C" klastyczny (terygeniczny) – facja kulmu.

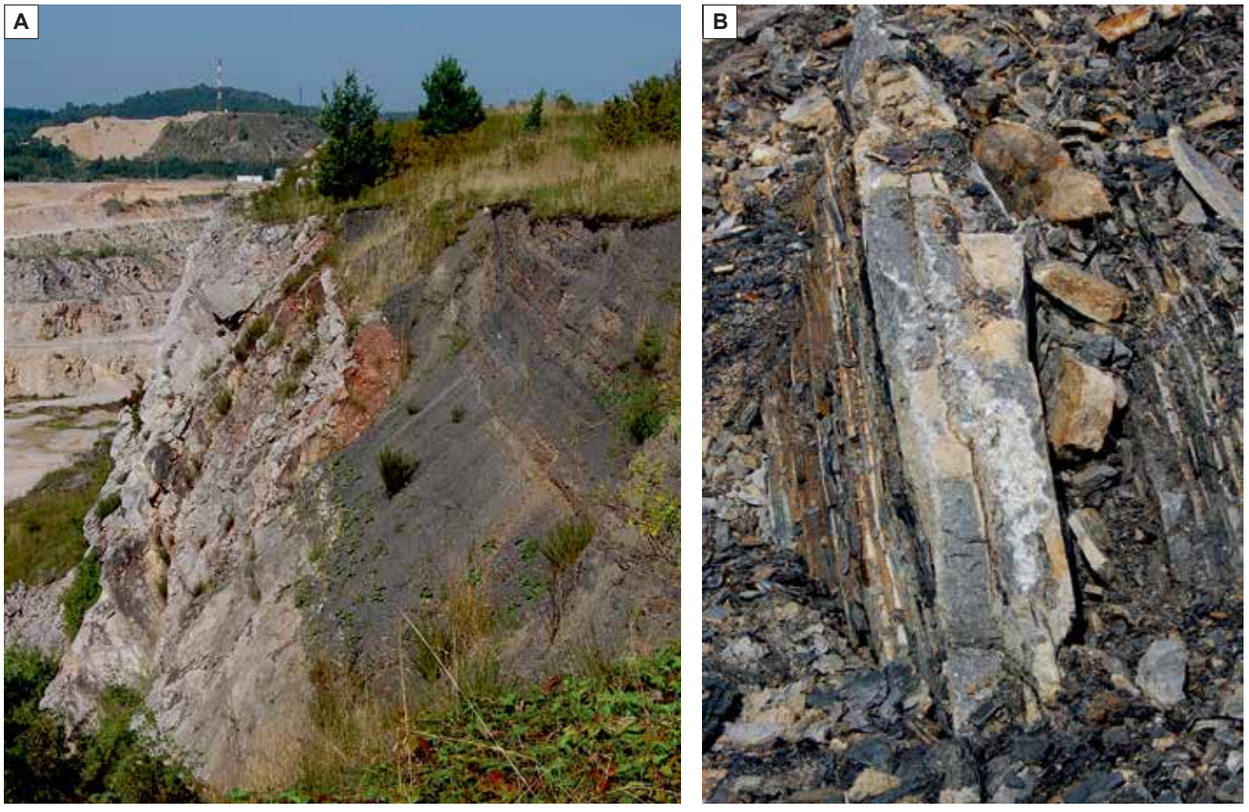


FIG. 23. Kamieniołom Ostrówka w Gałęzicach, Góry Świętokrzyskie (stan skarpy z 2010 r.): **A** – pogranicze dewonu (jasne wapienie franu) i karbonu – formacji zarębiańskiej (wapienie margliste i czarne łupki ilasto-krzemionkowe; **B** – przewarstwienie wapieni ziarnistych ogniwa debrytów z Gałęzic (miąższość ok. 0,4 m), w obrębie czarnych łupków formacji zarębiańskiej. Fot. S. Skompski

2.6. GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

W profilu turneju i wizenu w Górach Świętokrzyskich (fig. 23A, B; 24; tab. 10) występują dwie formacje litostratygraficzne – zarębiańska i z Lechówka, wraz z wydzielonymi w ich obrębie warstwami radlińskimi oraz z Górna, jak również ogniwami debrytów z Gałęzic oraz gułaczowskim (Pawłowska, Pawłowski, 1978; Żakowa, Paszkowski, 1989; Żakowa, Malec, 1992; Żakowa, Migaszewski, 1995). Czasami też są stosowane, jak np. w turnejskiej części profilu, starsze nazwy jednostek litostratygraficznych, tj. warstwy z Radlina i warstwy z Zaręb (Malec, 2014, 2019; Romanek, 2019), wykreowane przez Żakową i Pawłowską (1961, 1966) oraz Żakową (1962, 1971).

2.7. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

Najwcześniejszy podział litostratygraficzny utworów karbonu, dla subbasenu lubelskiego, wprowadzili Cebulak i Porzycki (1966). Obejmował on cztery zasadnicze jednostki, określane jako serie: wapienno-iłowcowa, mułowcowa z wapieniami, piaskowcowo-mułowcowa i mułowcowa (fig. 25; tab. 11). Niżej leżące utwory, nieme paleontologicznie, a spoczywające na udokumentowanym famenie górnym, autorzy ci podzielili na 2 serie – pstrą i dolomityczną. Późniejsze podziały w dużej mierze nawiązywały do tego pierwszego, jedynie go uszczegółowiając i wprowadzając formalne zmiany terminologiczne. W dokumentacjach geologicznych wierceń najczęściej spotyka się nieformalne jednostki litostratygraficzne wprowadzone przez Porzyckiego (1971 *w:* Porzycki, 1979: fig. 1) i określane jako: dolny karbon, warstwy komarowskie, warstwy bużańskie, warstwy lubelskie i utwory najwyższego karbonu. Konkurencyjnym wobec tego podziału był schemat stosowany przez Żelichowskiego (1969) dla NW części subbasenu lubelskiego. W profilu karbonu wydzielił on serie: Kłodnicy, Huczwy, z Korczmina, z Komarowa, Bystrzycy, z Karczmisk, z Żyrzyna i z Magnuszewa. Propozycja podziału litostratygraficznego, przedstawiona wspólnie przez Porzyckiego i Żelichowskiego (*w*: Porzycki, 1979: fig. 1), niewiele różni się od tych stosowanych wcześniej, ponieważ zmiany są związane jedynie z nazwami jednostek. Autorzy wydzielili w profilu karbonu formację Huczwy z ogniwami Kłodnicy i Sołokiji[1], formację z Terebina[2] z ogniwami z Korczmina i z Komarowa, formację z Dęblina z ogniwami bużańskim i kumowskim, formację lubelską oraz formację z Magnuszewa. Podział ten, częściowo zmodyfikowany, jest stosowany dla profili karbonu w subbasenie płockim basenu płocko-lubelskiego (Żelichowski, 1979, 1983, 1988, 1995c). Nie wyróżniono w nim dwóch najstarszych formacji: Huczwy i z Terebina, a profil zaczyna się formacją z Dęblina. W obrębie tej formacji nie zostały wydzielone ogniwa bużańskie i kumowskie, natomiast przy jej spągu, zostało wydzielone ogniwo zlepieńców z Mszczonowa.

Podział litostratygraficzny karbonu w basenie płocko-lubelskim nie został sformalizowany, a jego stosowanie jest czasami problematyczne, przy braku jednoznacznie rozpoznawalnych granic jednostek, gdyż Żelichowski i in. (1983) oraz Porzycki (1988) wyznaczali granice tych samych jednostek, w zależności od rejonu basenu, na podstawie różnych kryteriów, z których tylko część jest zdefiniowana.

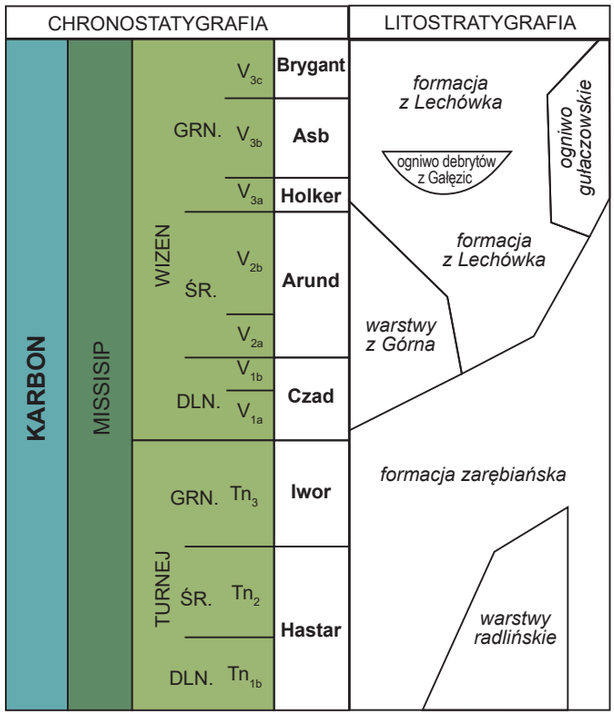
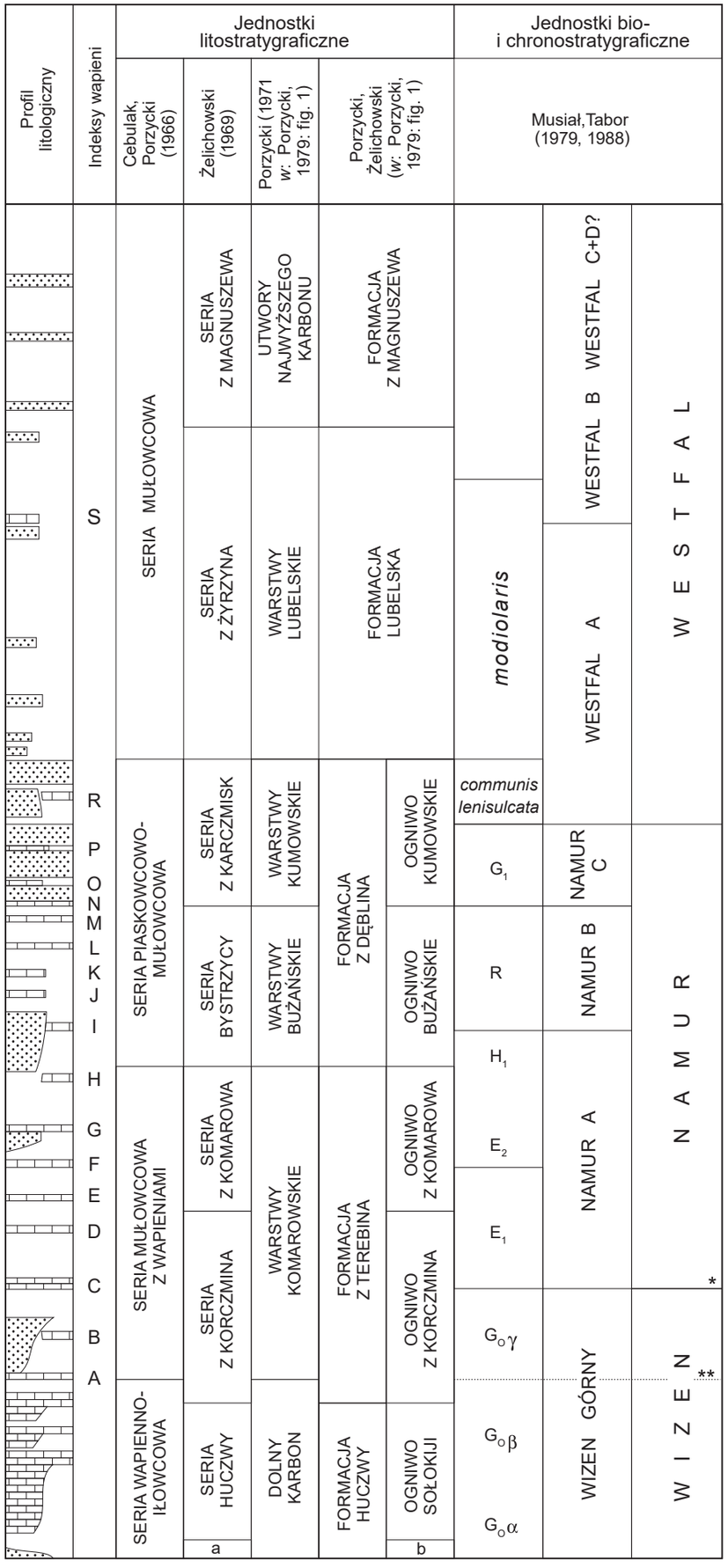


FIG. 24. Podział litostratygraficzny utworów karbonu w Górach Świętokrzyskich wg „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008)

[1] Autorzy użyli terminu: ogniwo Sołoki (og) [red.].
[2] W literaturze przedmiotu dla tej formacji jest używana także nazwa „formacja z Terebinia" (np. Żelichowski, 1979; Marcinowski, 2004) [red.].



wapień, margiel

iłowiec, mułowiec, węgiel

piaskowiec, zlepieniec

a seria Kłodnicy

b ogniwo Kłodnicy

* granica wg Skompskiego (1996)

** granica wg Musiał, Tabor (1979, 1988)

FIG. 25. Podziały lito-, bio- i chronostratygraficzne karbonu basenu płocko-lubelskiego (wg Porzyckiego, 1988; Musiał, Tabor, 1979, 1988; Skompskiego, 1996)

TAB. 10. Podział litostratygraficzny utworów karbonu

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie
Formacja z Lechówka	96,0–800,0	zachodnia część regionu kieleckiego; SW część podłoża obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich
Formacja zarębiańska	17,5–250	zachodnia część regionu kieleckiego; SW część podłoża obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich

TAB. 11. Podział litostratygraficzny utworów karbonu

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie
Formacja z Magnuszewa	190–760	rejon NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego
Formacja lubelska	380–800	rejony NE, centralny i NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego
formacja z Dęblina	120–560	segment płocki i rejon NW segmentu lubelskiego basenu płocko-lubelskiego
Formacja z Terebina	25–630	segment lubelski basenu płocko-lubelskiego
Formacja Huczwy	15–435	segment lubelski basenu płocko-lubelskiego

w Górach Świętokrzyskich (wg Wagnera, 2008)

Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostraty-graficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Żakowa, Pawłowska (1961); Żakowa (1962); Bełka, Skompski (1988); Żakowa, Malec (1992); Żakowa, Migaszewski (1995)	rejon Lechówka, Zaręb, Kielc, Gułaczowa, Górna, Radlina, Gałęzic, otwory Radwanów IG 1, Łopuszno IG 1, Piekoszów IG 1	łupki ilaste z przeławiceniami mułowców, piaskowców i tufów lub piaskowce przeławicone mułowcami/facje kulmu głębokowodne i spłycające się oraz piroklastyczne; w rejonie Górna występują iłowce – warstwy z Górna/ facje kulmu głębokowodne; w rejonie Gałęzic występują wapienie ziarniste – ogniwo debrytów z Gałęzic/facja spływów podmorskich; w rejonie Gułaczowa występują piaskowce i mułowce z przeławiceniami iłowców i łupków krzemionkowych/ facje kulmu głębokowodne i spłycające się	goniatyty, ramienionogi, trylobity, konularie, mszywioły, konikonchy, szkarłupnie, korale, małże, ślimaki, hiolity, holoturie, otwornice, konodonty, małżoraczki, glony, szczątki uwęglonej flory, miospory	wizen	goniatytowa, otwornicowa, konodontowa, miosporowa	–
Żakowa, Pawłowska (1961), Żakowa (1962), Pawłowska, Pawłowski (1978); Żakowa, Paszkowski (1989); Żakowa, Malec (1992); Żakowa, Migaszewski (1995)	rejon Zaręb, Miedzianej Góry, Jabłonnej, Bolechowic, Gałęzic, Ostrówki; otwory Zaręby 2, Ruda Strawczyńska IG 1	łupki ilasto-krzemionkowe z przeławiceniami radiolarytów i tufów/facje głębokowodne – kulmu i piroklastyczne; w rejonie Radlina, Kowali i Ostrówki występują łupki ilaste z przeławiceniami wapieni i margli – warstwy radlińskie/ facje ilasto-wapienne w płytszych partiach zbiornika	trylobity, goniatyty, ramienionogi, liliowce, konodonty, małżoraczki, miospory, radiolarie	turnej, wizen	trylobitowa, konodontowa, miosporowa	utwory formacji zachowane we fragmentach w związku z erozją

w basenie płocko-lubelskim (wg Musiał, Tabor, 1979, 1988; Porzyckiego, 1988; Skompskiego, 1996)

Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostraty-graficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 *w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (*w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski (1979); Zdanowski (1991); Porzycki, Zdanowski (1995)	zachodnia część segmentu lubelskiego, rejon Magnuszewa	piaskowce, mułowce, iłowce, gleby stigmariowe, tufity/facje rzeczne i piroklastyczne	miospory, megaspory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	westfal C, D	małżowa, miosporowa, megasporowa, florystyczna	strop formacji jest zerodowany
Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 *w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (*w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Zdanowski (1995)	rejon Dorohucza–Stoczek, na zachód od Lublina	iłowce, mułowce, piaskowce, gleby stigmariowe, węgle/facje rzeczne i bagienne	ramienionogi, ślimaki, Coniconchia, trochity liliowców, korale, mszywioły, trylobity konodonty, otwornice, miospory, megaspory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	westfal AB	małżowa, goniatytowa, otwornicowa, konodontowa, miosporowa, megasporowa, florystyczna	strop formacji jest zerodowany
Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 *w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (*w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski (1979, 1983, 1988, 1995c); Porzycki, Zdanowski (1995)	rejon Dęblina, dorzecza górnego Bugu (Mircze–Dołhobyczów)	ogniwo kumowskie: piaskowce, mułowce/facje rzeczne; ogniwo bużańskie: mułowce, iłowce, piaskowce, gleby stigmariowe/facje rzeczne; ogniwo z Mszczonowa: zlepieńce, piaskowce/facje rzeczne i wciętych dolin	goniatyty, szkarłupnie, ramienionogi, małże, mszywioły, koralowce, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	namur A–westfal A	goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, trylobitowa, otwornicowa, konodontowa, glonowa, miosporowa, florystyczna	–
Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 *w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski *(w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski, 1979; Porzycki, Zdanowski (1995)	zachodnia i SE część segmentu lubelskiego	iłowce, mułowce, piaskowce, wapienie, margle, gleby stigmariowe, węgle/facje płytkiego szelfu węglanowego i ilastego, deltowe, rzeczne, bagienne; czasami w obrębie formacji wyróżnione są ogniwa z Korczmina i z Komarowa	goniatyty, szkarłupnie, mszywioły, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	wizen, namur A	goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, trylobitowa, otwornicowa, konodontowa, glonowa, miosporowa, florystyczna	w rejonie NW strop formacji jest zerodowany
Cebulak, Porzycki (1966); Żelichowski (1969); Porzycki (1971 *w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Porzycki, Żelichowski (*w*: Porzycki, 1979: fig. 1); Żelichowski, 1979; Porzycki, Zdanowski (1995)	rejon dorzecza Huczwy, SE część segmentu lubelskiego	ogniwo Sołokiji: iłowce, mułowce, wapienie, margle, gleby stigmariowe, węgle/facje płytkiego szelfu węglanowego i ilastego, deltowe, rzeczne, bagienne; ogniwo Kłodnicy: piaskowce, zlepieńce, bazalty, kwaśne skały wulkaniczne, tufy/facje rzeczne i wciętych dolin, wulkaniczne i piroklastyczne	goniatyty, szkarłupnie, mszywioły, koralowce, ramienionogi, małże, ślimaki, konodonty, otwornice, glony, problematyki glonowe, miospory, szczątki uwęglonej flory, stigmarie	turnej, wizen	goniatytowa, ramienionogowa, małżowa, otwornicowa konodontowa, glonowa, miosporowa, florystyczna	–

3 Stratygrafia sekwencji

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka

Stratygrafia sekwencji (fig. 26) została opracowana w subbasenie lubelskim (Waksmundzka, 2008, 2010a), a następnie w subbasenie płockim (2019a, b). Wprowadzenie w utworach karbonu stratygrafii sekwencji było możliwe dzięki kontroli sedymentacji poprzez glacieustatykę, związaną ze zmianami objętości lądolodu Gondwany (Waters, Condon, 2012; Waksmundzka, 2013; Lucas i in., 2022). Podstawą wydzielenia sekwencji depozycyjnych była analiza litofacjalna rdzeni wiertniczych, interpretacja krzywych geofizyki otworowej, jak również korelacja profili otworów wiertniczych. Sekwencje składają się z parasekwencji, którym w profilu karbonu odpowiadają cyklotemy o ziarnie rosnącym, niegradacyjne oraz o ziarnie malejącym. Szczegółowa analiza umożliwiła opracowanie klasyfikacji cyklotemów i wyróżnienie wśród nich nowego typu niegradacyjnego (Waksmundzka, 2010a, 2013).

Wyróżnione sekwencje depozycyjne są ograniczone niezgodnościami typu I, które są powierzchniami izochronicznymi, powstałymi w czasie erozji fluwialnej i subaeralnej ekspozycji odsłoniętego szelfu, w związku z niskim stanem względnego poziomu morza (WPM). Niezgodności te zidentyfikowano jako walne powierzchnie erozyjne przebiegające w spągach koryt rzecznych, ich pasów lub wciętych dolin. Niektóre granice sekwencji wyznaczono jako ich korelatywne zgodności, np. w spągach osadów równi deltowej. Oprócz niezgodności spągowych i stropowych sekwencji, wyróżniono powierzchnie śródsekwencyjne, tj.: maksymalnej regresji – inicjalnej transgresji T oraz maksymalnego zalewu, które mają charakter izochroniczny, i oddzielają ciągi systemów depozycyjnych. Zidentyfikowano ciągi: FRST (systemów wymuszonej regresji), LST, TST i HST. Powierzchnie maksymalnej regresji – inicjalnej transgresji wyznaczają spągi pierwszych utworów transgresywnych, natomiast powierzchnie maksymalnego zalewu identyfikowano w obrębie relatywnie najgłębszych litofacji morskich. Niektóre z nich manifestują swoją obecność na krzywych promieniowania gamma w postaci lokalnych maksimów, które występują również w obrębie izochronicznych horyzontów faunistycznych (*Posidonia corrugata* I, *Posidonia corrugata* II i *Dunbarella papyracea* – Musiał, Tabor, 1988), wykorzystanych do korelacji profili otworów, jak również dowiązania schematu sekwencji do chronostratygraficznego podziału karbonu. Trzeci z wymienionych horyzontów, który pokrywa się z powierzchnią maksymalnego zalewu sekwencji 16, powstałą w czasie ostatniej transgresji morskiej, jaka wkroczyła na obszar basenu płocko-lubelskiego, dodatkowo wykorzystano jako poziom odniesienia w korelacji.

Opracowany model stratygrafii sekwencji utworów karbonu obejmuje sekwencje o numerach 1–22 (Waksmundzka, 2008), z których 1–16 odpowiadają paralicznej części profilu (Waksmundzka, 2010a). Model dowiązano do globalnego i zachodnioeuropejskiego podziału karbonu, co umożliwiło określenie wieku poszczególnych sekwencji, ich granic, pozycji i rozpiętości luk stratygraficznych, jak również wielkości erozji epigenetycznej. W związku z odkryciem w basenie płocko-lubelskim utworów turneju (Pańczyk, Nawrocki, 2015) zmodyfikowano ten model, uznając utwory sekwencji 1 za odpowiadające turnejowi (Waksmundzka i in., 2021). Zastosowanie stratygrafii sekwencji umożliwiło podzielenie profilu karbonu na 66 interwałów odpowiadających ciągom systemowym, ograniczonych powierzchniami stratygraficznymi o wymiarze izochronicznym. Profil karbonu charakteryzuje się dużą zmiennością, zarówno wertykalną, jak i lateralną (Waksmundzka, 2010b), wywołaną cyklicznym pojawianiem się środowisk sedymentacyjnych oraz modyfikującym wpływem wahań WPM i lokalnej tektoniki. Na współczesne wykształcenie profilu i jego kompletność duży wpływ miały liczne epizody erozji syngenetycznej, jak również erozja epigenetyczna (fig. 26, 27).

Do najstarszych utworów w basenie płocko-lubelskim należą wulkanoklastyczne zlepieńce i piaskowce z subbasenu lubelskiego, spotykane w przyspągowej części profilu obejmującej sekwencję 1 i powstałe w środowisku rzecznym oraz prądów przeciążonych

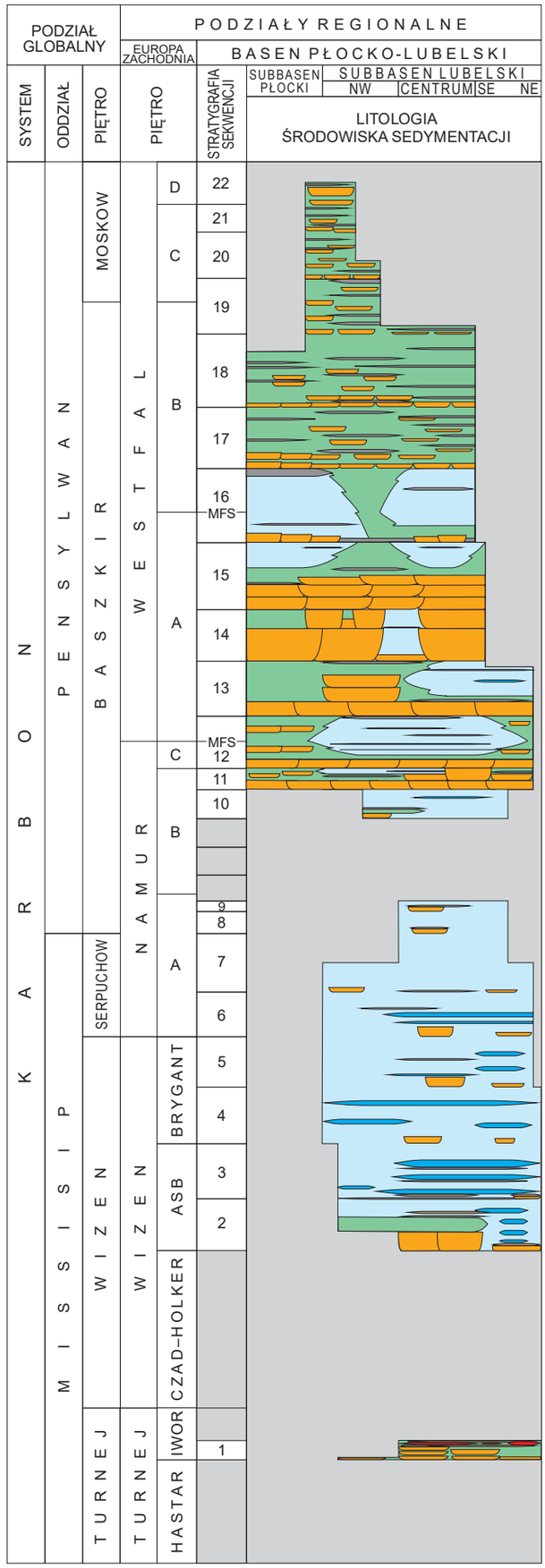
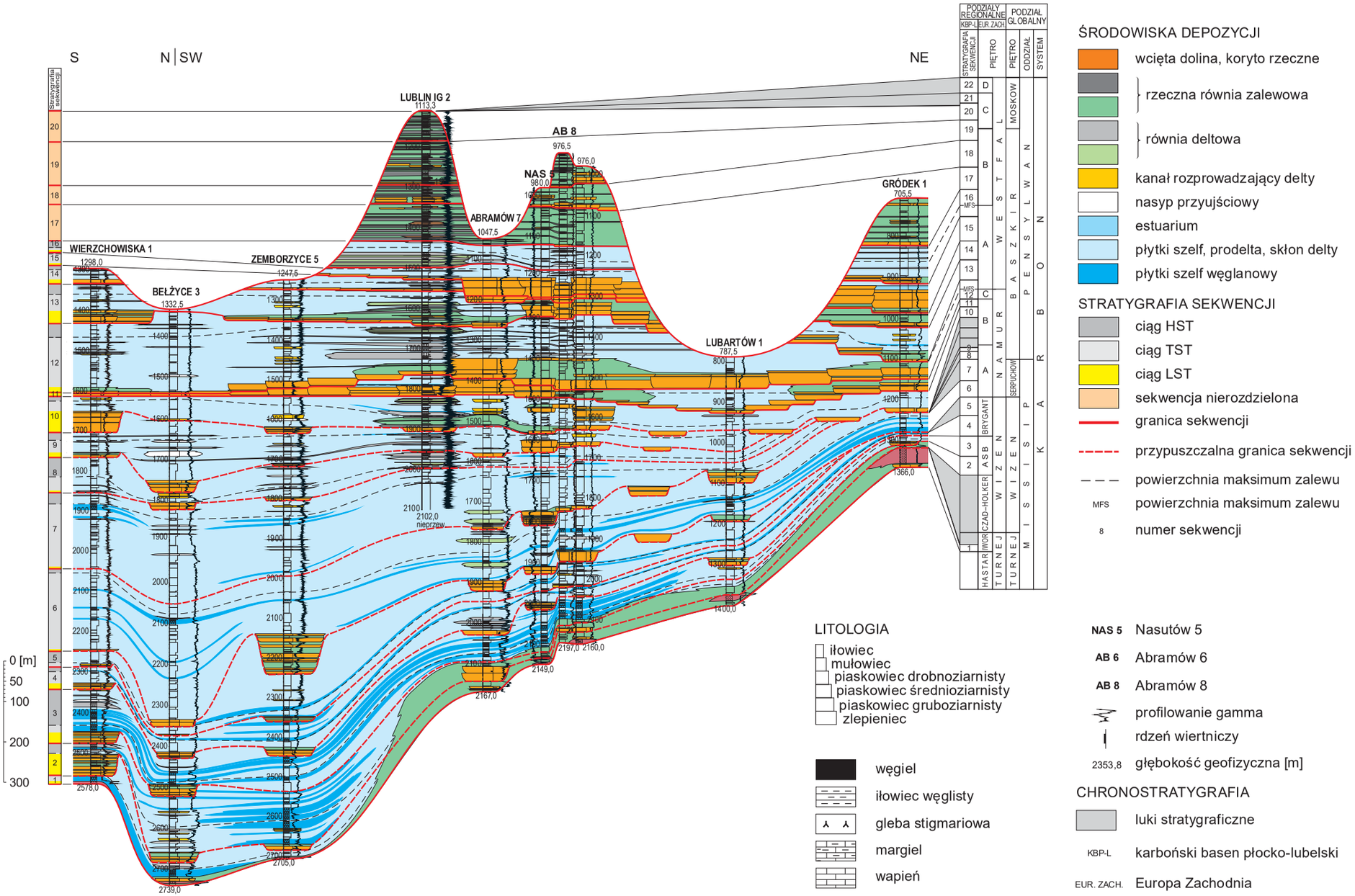


FIG. 26. Model stratygrafii sekwencji w basenie płocko-lubelskim (wg Waksmundzkiej 2008, 2010a, 2013, 2019a, 2023, zmieniono): 1–22 – numer sekwencji; MFS – powierzchnia maksymalnego zalewu



ŚRODOWISKA DEPOZYCJI

- wcięta dolina, koryto rzeczne
- rzeczna równia zalewowa
- równia deltowa
- kanał rozprowadzający delty
- nasyp przyujściowy
- estuarium
- płytki szelf, prodelta, skłon delty
- płytki szelf węglanowy

STRATYGRAFIA SEKWENCJI

- ciąg HST
- ciąg TST
- ciąg LST
- sekwencja nierozdzielona
- granica sekwencji
- przypuszczalna granica sekwencji
- powierzchnia maksimum zalewu
- MFS powierzchnia maksimum zalewu
- 8 numer sekwencji

LITOLOGIA

- iłowiec
- mułowiec
- piaskowiec drobnoziarnisty
- piaskowiec średnioziarnisty
- piaskowiec gruboziarnisty
- zlepieniec

- węgiel
- iłowiec węglisty
- gleba stigmariowa
- margiel
- wapień

- NAS 5 Nasutów 5
- AB 6 Abramów 6
- AB 8 Abramów 8
- profilowanie gamma
- rdzeń wiertniczy
- 2353,8 głębokość geofizyczna [m]

CHRONOSTRATYGRAFIA

- luki stratygraficzne
- KBP-L karboński basen płocko-lubelski
- EUR. ZACH. Europa Zachodnia

FIG. 27. Przykładowa korelacja litofacjalna, stratygrafia sekwencji i dowiązanie do podziału chronostratygraficznego profili z basenu płocko-lubelskiego; lokalizację otworów wiertniczych i linii korelacyjnej zaznaczono na figurze 4

3 Stratygrafia sekwencji

osadem, działających we wciętych dolinach, w czasie niskiego stanu WPM. Utwory turneju są oddzielone od wyższej części profilu luką stratygraficzną, zlokalizowaną między sekwencjami 1 i 2, obejmującą najwyższy turnej–wizen niższy i środkowy.

Występujące powyżej w profilu sekwencje 2–10, których wiek odpowiada wizenowi wyższemu–baszkirowi niższemu, są związane z morskim oraz dystalnodeltowym reżimem sedymentacji. Dominują w nich iłowce i mułowce tworzące TST i HST. Depozycja głównie zachodziła na obszarze prodelty delty płytkowodnej, a w czasie maksimum transgresji na płytkim szelfie ilastym w warunkach anoksycznych. Z iłowcami i mułowcami przeławicają się wapienie powstałe na płytkim szelfie węglanowym typu rampy. Najgrubsze z nich spotyka się w sekwencjach 2–6.

Niewielki udział w sekwencjach 2–10 mają piaskowce (wraz z rzadszymi zlepieńcami) powstałe w korytach rzecznych i wciętych dolinach, związanych z wymuszoną regresją i niskim stanem WPM. Tworzą one cienkie, odizolowane litosomy o miąższości dochodzącej do kilkunastu metrów. Osadom korytowym towarzyszą – również wchodzące w skład LST – iłowce, mułowce, gleby stigmariowe i węgle, powstałe na obszarze rzecznych równi zalewowych. W obrębie sekwencji 2 i 3 zidentyfikowano 3 warstwy tufowe, charakteryzujące się regionalnym rozprzestrzenieniem, które uznano za dobre horyzonty korelacyjne i oznaczono symbolami 2.I, 2.II i 3.I. W profilu karbonu w regionie wschodnim subbasenu lubelskiego spotyka się lokalną lukę stratygraficzną, związaną z brakiem sekwencji 5, odpowiadającą najwyższemu wizenowi. Natomiast na całym obszarze występuje luka stratygraficzna, o zmiennym wymiarze, obejmująca baszkir niższy lub serpuchow wyższy–baszkir niższy. Najszerszy wymiar tej luki manifestuje się brakiem utworów sekwencji 7–10.

Część środkowa profilu karbonu, obejmująca sekwencje 11–16 (baszkir niższy i środkowy), powstała w reżimie deltowo-rzecznym. Charakteryzuje się ona dużym udziałem piaskowców powstałych w korytach rzecznych i wciętych dolinach oraz iłowców, mułowców, gleb stigmariowych i węgli zdeponowanych w różnych subśrodowiskach równi zalewowych, które tworzą LST. Piaskowce mają znaczną miąższość i zwykle charakteryzują się dużą rozciągłością lateralną. Najgrubszy litosom piaskowcowy, którego miąższość w zależności od rejonu basenu może osiągać ok. 60–90 m, jest złożony z LST sekwencji 13, 14 i 15. Iłowce, mułowce i piaskowce tworzące TST i HST, powstałe w środowisku delty płytkowodnej i płytkiego szelfu ilastego, mają zmienny udział. Zdecydowanie najmniejsza jest tu frekwencja wapieni płytkiego szelfu węglanowego, które występują bardzo rzadko w postaci cienkich ławic. Osady ostatniej transgresji morskiej zapisały się jako TST i HST sekwencji 16.

Najpełniejszy profil utworów karbonu w basenie płocko-lubelskim, obejmujący wyróżnione w modelu sekwencje 1–22 (za wyjątkiem zerodowanych sekwencji 8 i 9 w miejscu luki stratygraficznej), stwierdzono na NW, w otworze Maciejowice IG 1 (Waksmundzka, 2023). Na pozostałym obszarze basenu, górna część utworów karbonu jest zerodowana.

Utwory karbonu subbasenu płockiego (centralnej Polski, Waksmundzka, 2019a, b) wykazują duże podobieństwo do wyższej części profilu z subbasenu lubelskiego, reprezentującego wyższy baszkir i moskow. Profil karbonu jest tu zredukowany o sekwencje 1–10 i rozpoczyna się sekwencją 11, która leży bezpośrednio na sylurze. Jak dotychczas, za najpełniejszy uznano profil otworu Mszczonów IG 2, obejmujący sekwencje 11–22. Utwory sekwencji 11 charakteryzują się specyficznym wykształceniem, gdyż zawierają głównie skały wulkanoklastyczne, natomiast w wyższych sekwencjach dominują piaskowce typu arenitu, waki sublitycznej i litycznej (Kozłowska, 2019). Osady sekwencji 11–14 i niższej części 15 powstałe w korytach rzecznych we wciętych dolinach i na równiach zalewowych, reprezentują utwory kolejnych niskich stanów WPM. W tej części profilu utwory transgresywne i wysokiego stanu nie występują, gdyż zostały przypuszczalnie zerodowane. W środkowej części profilu odpowiadającej wyższej części sekwencji 15 i sekwencji 16, dominują mułowce oraz spotykane są też iłowce rzecznej równi aluwialnej, powstałe w czasie niskiego stanu. Następnie zostały zdeponowane tu osady ciągów TST i HST, w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego. Wyższa część profilu, odpowiadająca sekwencjom 17–22, jest złożona wyłącznie z utworów rzecznych, piaskowców powstałych w korytach oraz mułowców, iłowców i gleb stigmariowych reprezentujących rzeczne równie zalewowe.

Kędzior (2016) wprowadził wybrane elementy stratygrafii sekwencji w ramach rekonstrukcji systemu fluwialnego warstw zabrzańskich w GZW. Sformułowane sugestie odnoszą się do szerszego interwału stratygraficznego, obejmującego w podziale litostratygraficznym, oprócz warstw zabrzańskich (siodłowych), jeszcze warstwy jejkowickie, rudzkie *s.s.*, załęskie i orzeskie *s.s.* Kędzior (2016) przyporządkował jednostki litostratygraficzne lub ich części do ciągów systemowych, tj. FRST, LST, TST i HST, wskazując przy tym pozycję i rozpiętość luk stratygraficznych, ale interpretacja ta nie zawiera podstawowych elementów składających się na metodykę stratygrafii sekwencji i nie została również zilustrowana, zatem nie można jej uznać za wprowadzony podział stratygrafii sekwencji dla utworów karbonu w GZW.

Elementy stratygrafii sekwencji w utworach karbonu zostały również opracowane dla górnej części serii paralicznej – warstw porębskich (późny serpuchow), w zachodniej części GZW (Opluštil i in., 2024). Osady warstw porębskich deponowane głównie w środowiskach rzeczno-deltowych, z okresowymi zalewami morskimi, ujęto w dwa porządki cykli transgresyjno-regresywnych, czyli sekwencji genetycznych, nakładające się na cykle Milankovića. Badane utwory podzielono na sześć średnioterminowych sekwencji genetycznych (cyklotemów), z których każda składa się z 4 do 6 sekwencji elementarnych i szeregu jednostek o mniejszej skali, prawdopodobnie pochodzenia autocyklicznego. Sekwencje średnioterminowe, których granice wyznaczają główne poziomy morskie, przypisano połączonemu wpływowi zmian poziomu morza i zmian w dopływie osadów, będących prawdopodobnie odległą reakcją na zlodowacenie Gondwany. Z kolei rozmieszczenie torfowisk jest wiązane przede wszystkim z późną fazą regresyjną i wczesną transgresją sekwencji krótkoterminowych.

4 Chemostratygrafia

Janusz Jureczka, Maria I. Waksmundzka

W LZW badania chemostratygraficzne na próbkach z dwóch otworów wiertniczych wykonano dla osadów poziomu morskiego Dunbarella (Krzeszowska, Kokowska-Pawłowska, 2016), jednego z ważniejszych poziomów korelacyjnych karbonu LZW (Zdanowski, 2016). Wykonane badania obejmowały analizę zmienności koncentracji uranu, molibdenu, wanadu i niklu oraz stosunku udziału toru do uranu. Analiza ta dla większości próbek nie wykazała jednoznacznie morskiej genezy badanych skał (mimo obecności skamieniałości typowo morskiej fauny); tylko w jednej próbce charakter geochemiczny pozwolił na jednoznaczną identyfikację osadów morskich anoksycznych.

W GZW badaniami chemostratygraficznymi objęto profil serii mułowcowej (westfal A–B) z jednego otworu wiertniczego w centralnej części zagłębia (Krzeszowska, 2024). Badania te, na podstawie zmian stężenia głównych pierwiastków i wybranych pierwiastków śladowych, pozwoliły na zidentyfikowanie czterech jednostek chemostratygraficznych w interwałach głębokości: 481–585, 585–985, 985–1145 i 1145–1298 m. Jednostki te różnią się zawartością: Fe, Ca, Mg, Mn i P, a także stężeniem: Zr, Hf, Nb, Ta i Ti. Przedmiotem badań było też określenie pochodzenia kwarcu i składu skał obszaru źródłowego, a także określenie warunków paleoredoksowych. Badania pochodzenia krzemionki wykazały, że w dwóch jednostkach głównym źródłem krzemionki był kwarc terygeniczny, a w pozostałych jednostkach źródła krzemionki były różne. Z kolei, badania składu skał obszaru źródłowego wskazywały na skały felzyczne do pośrednich skał magmowych, natomiast analizy paleośrodowiskowe wskazały na depozycję osadów w warunkach utlenionych, słodkowodnych (Krzeszowska, 2024).

Wykonane przez Zagórską i in. (2020) badania karbońskich piaskowców z podłoża monokliny przedsudeckiej wykazały, że proweniencja cyrkonów detrytycznych pochodzących ze skał pensylwanu zasadniczo różni się od tych pochodzących z missisipu. W piaskowcach missisipu dominują cyrkony proterozoiczne, a w mniejszej ilości spotykane są z przełomu ordowiku i syluru. W piaskowcach pensylwanu występuje znaczna ilość cyrkonów, których wiek U-Pb wynosi 350–330 mln lat i powstały one w missisipie. Należy to wiązać ze zmianami w architekturze tektonicznej orogenu waryscyjskiego, która doprowadziła do ekshumacji i erozji skał missisipu, i recyklingiem cyrkonów w pensylwanie. W piaskowcach pensylwanu brak jest natomiast cyrkonów wieku moskow–selsk (młodszych niż 320 mln lat), co sugeruje, że powstały one we wczesnym pensylwanie.

Biostratygrafia

5

Maria I. Waksmundzka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja, Janusz Jureczka

5.1. POMORZE ZACHODNIE

5.1.1. Missisip

Najniższa z karbońskich jednostek litostratygraficznych Pomorza Zachodniego, występujących w jego NE części – formacja iłowców wapnistych z Sąpolna (fig. 6) – w niższej części została wydatowana na famen, natomiast w wyższej – na turnej (fig. 28). Wyniki badań konodontów[3] i miospor pochodzących z dolnych części tej formacji (Matyja, 1993; Matyja, Stempień-Sałek, 1994; Matyja i in., 2000, 2021) sugerują istnienie luki stratygraficznej na pograniczu dewonu i karbonu w niektórych profilach, obejmującej najwyższy famen [środkową i górną część poziomu konodontowego *praesulcata,* a w podziale miosporowym poziomy *lepidophyta–explanatus* (LE) i *lepidophyta–nitidus* (LN)] oraz najniższy turnej, hastar [poziomy konodontowe *sulcata, duplicata* i dolną część poziomu *sandbergi*, a w podziale miosporowym poziom *verrucosus–incohatus* (VI)]. Zasięg luki może być mniejszy, ograniczony do środkowej i górnej części poziomu *praesulcata* famenu, oraz do poziomu *sulcata* i dolnej części poziomu *duplicata* turneju. Wskazuje na to obecność nielicznych goniatytów *Paprothites dorsoplanus* stwierdzonych przez Korejwo (1993) i indeksowych dla poziomu *Paprothites dorsoplanus,* odpowiadającego w podziale kono-dontowym górnej części poziomu *duplicata* (Korn, 2006). Badania miospor w profilu Chmielno 1, (Matyja i in., 2021) wykazały, że na obszarze Pomorza Zachodniego występują również profile, w któ-rych notuje się cały najwyższy famen i najniższy turnej. Stropowe partie formacji iłowców wapnistych z Sąpolna w większości profili są datowane na turnejski poziom konodontowy *isosticha*–górna *crenulata,* należący do górnej części hastaru. W niektórych jednak profilach formacja ta sięga prawie do końca turneju, prawdopodobnie do poziomu konodontowego *typicus* iworu (por. Matyja, 1993; Matyja i in., 2000).

Leżąca powyżej formacja margli z Trzebiechowa (która jest ekwiwalentem facjalnym karbońskiej części formacji iłowców wapnistych z Sąpolna – por. Matyja, 2008), w partii spągowej odpowiada górnej części dolnego turneju i należy do konodontowego poziomu *sandbergi* (wyższa część hastaru), natomiast jej strop jest datowany na iwor, prawdopodobnie poziom konodontowy *typicus* (Matyja i in., 2000). Wyższe poziomy konodontowe niż poziom *typicus* nie zostały zidentyfikowane na całym obszarze Pomorza Zachodniego.

Niemal w całej NE części Pomorza Zachodniego formacja iłowców wapnistych z Sąpolna jest przykryta formacją piaskowców arkozowych z Gozdu (fig. 6). Jej niższa część należy do części dolnej poziomu konodontowego *crenulata*, odpowiadającego wyższej części hastaru, a górna sięga do dolnej części poziomu konodontowego *typicus*, odpowiadającego iworowi (por. Matyja i in., 2000). Występująca w części centralnej obszaru pomorskiego kolejna formacja – wapieni oolitowych z Kurowa, spoczywająca również na osadach formacji z Sąpolna (fig. 6) – jest szeroko rozprzestrzeniona w iworze, gdyż w większości profili jest datowana na poziom konodontowy *typicus*, chociaż pierwsze przewarstwienia wapieni oolitowych pojawiają się już znacznie wcześniej, w hastarze, w poziomach *sandbergi/ crenulata* (por. Matyja i in., 2000; Matyja 2008). Natomiast leżąca powyżej formacji z Gozdu, formacja iłowców wapnistych z Grzybowa odpowiada (fig. 6) górnemu turnejowi i jest datowana jako konodontowy poziom *typicus* iworu (Matyja i in., 2000; Matyja, 2008).

Następna jednostka, formacja piaskowców kwarcowych z Drzewian, spoczywająca zarówno na formacji z Grzybowa, jak i na formacjach z Kurowa i z Trzebiechowa (fig. 6), reprezentuje przybrzeżne i lądowe środowiska sedymentacji pozbawione konodontów o stratygraficznym

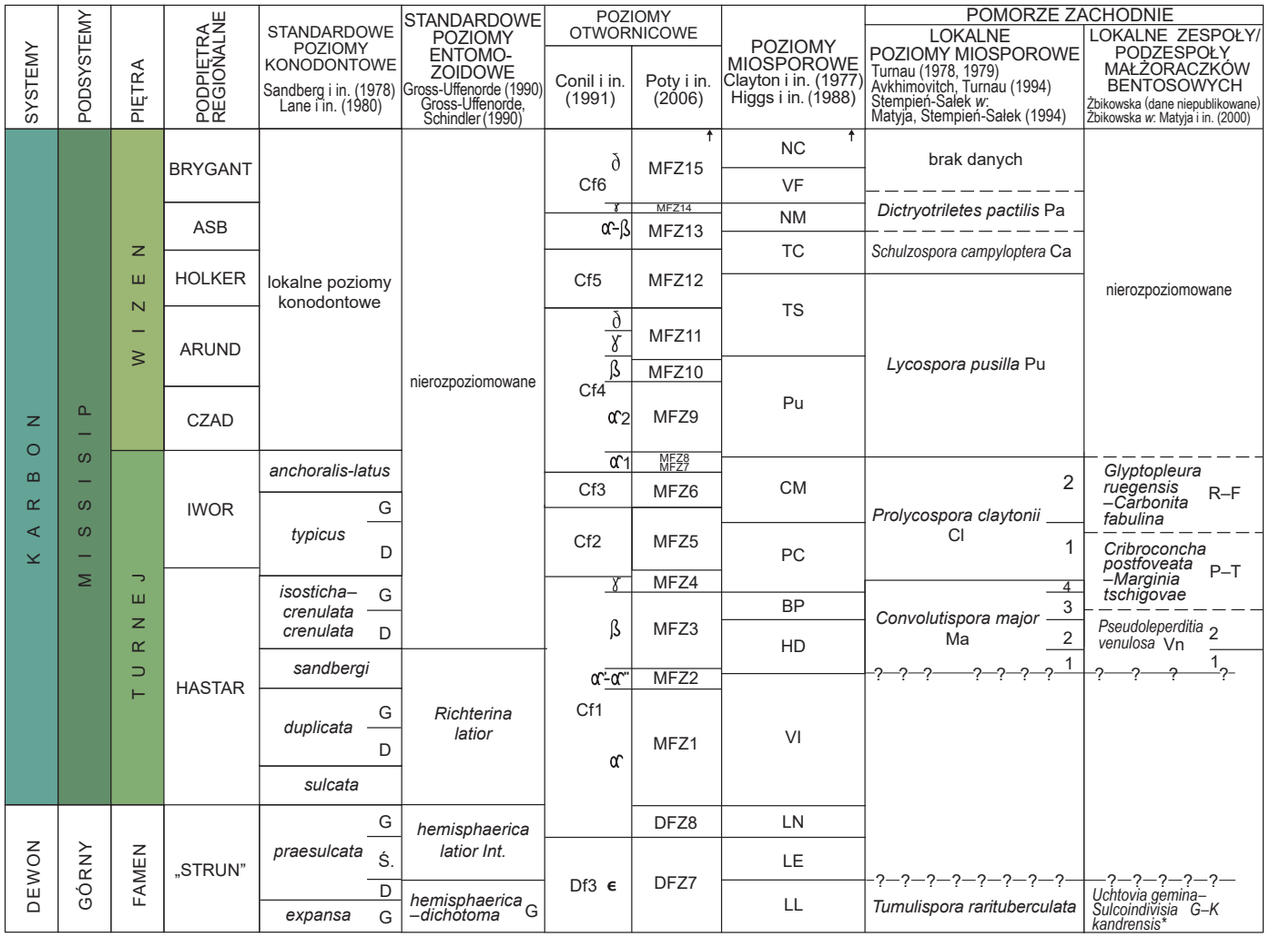


FIG. 28. Korelacja jednostek chronostratygraficznych missisipu z podziałami biostratygraficznymi na podstawie konodontów, entomozoidów, otwornic wapiennych, miospor i małżoraczków bentosowych (Matyja, 2008)

[3] Przyjęto schemat biostratygraficzny missisipu, głównie turneju, autorstwa Sandberga i in. (1978), na podstawie następstw faun konodontowych z rodzaju *Siphonodella.*

znaczeniu. Wyniki badań małżoraczków bentosowych (Żbikowska, 1992) oraz badań palinologicznych (Turnau i in., 2005) wskazały na zespoły typowe dla turneju i dolnej części wizenu. W większości profili zachowana część tej formacji to najwyższa część piętra iwor (górna część lokalnego poziomu miosporowego *Prolycospora claytonii*) oraz dolny i środkowy wizen – czad, arund i holker (lokalny poziom miosporowy *Lycospora pusilla* – Turnau *w:* Matyja i in., 2000). Tylko w jednym profilu Sarbinowo 1, zidentyfikowano osady asbu, reprezentowanego przez lokalne poziomy miosporowe *Schulzospora campyloptera* (Ca) i *Dictyotriletes pactilis* (Pa) (Turnau *w*: Matyja i in., 2000). W tym samym profilu Korejwo (1993) udokumentowała obecność głowonogów *Goniatites crenistria* i *Prolecanites* cf. *serpentinus* (por. także Matyja, i in., 2000). Pierwszy z wymienionych jest taksonem wskaźnikowym dla poziomu *Goniatites crenistria* (patrz Korn, 2006), mieszczącym się w obrębie piętra asb (Somerville, 2008). Całkowity zasięg stratygraficzny formacji z Drzewian nie jest znany, gdyż jej strop ma charakter erozyjny (fig. 6).

W SW części Pomorza Zachodniego w strefie Laska–Czaplinek, najniższa jednostka, formacja iłowców z Łobżonki, nie przewiercona jak do tej pory, jest szczególnie uboga w dane biostratygraficzne. Obecność nielicznych otwornic w dolnej części formacji (Soboń-Podgórska, 1982, 1986; Lipiec, 1999) sugeruje pozycję stratygraficzną między turnejskim poziomem Cf3 *sensu* Conil i in. (1991) lub MFZ6 *sensu* Poty i in. (2006), a dolną częścią wizenu (Lipiec, 1999; fig. 28). Żelichowski (1987) znalazł tu fragment głowonoga ?*Pericyclus* sp. Badania palinologiczne (Turnau i in., 2005) wykazały, że ta część formacji odpowiada najniższej części lokalnego poziomu miosporowego *Lycospora pusilla* (Turnau *w*: Matyja i in., 2000), korelowanego z częścią poziomu *Lycospora pusilla* (Pu) w Europie Zachodniej (Clayton i in., 1977). Biorąc pod uwagę zarówno te wyniki, jak i pochodzące z formacji nadległej, formacji wapieni z Czaplinka, określono przypuszczalną rozpiętość czasową formacji iłowców z Łobżonki na iwor–czad–?najniższy arund. Wyniki badań biostratygraficznych karbońskiej części formacji z Sąpolna oraz formacji z Łobżonki wskazują, że ich przypuszczalny oboczny kontakt, jak dotychczas nie zidentyfikowany w żadnym profilu, może przypadać na górny turnej (fig. 6). W obrębie utworów należących do formacji wapieni z Czaplinka oznaczono zespoły otwornic (Soboń-Podgórska, 1982, 1986, 1991; Lipiec, 1999), charakteryzujące poziomy i podpoziomy środkowej części wizenu, tj. *Eoparastaffella* (Cf4γ-δ), *Koskinotextularia–Pojarkovella nibelis* (Cf5) oraz *Neoarchaediscus* (Cf6α-β) w schemacie Conila i in. (1991). W nowszym schemacie Poty'ego i in. (2006) odpowiadają one poziomom MFZ11–MFZ13, i wskazują na arund, holker i część asbu (fig. 28). W leżących powyżej osadach formacji iłowców z Nadarzyc, znaleziono nieliczne i mało znaczące stratygraficznie otwornice (Soboń-Podgórska, 1982; Lipiec, 1999). Górecka i Parka (1987) zidentyfikowali w obrębie tej formacji miospory, które w ich opinii reprezentują namur. Taki werdykt jest dyskusyjny; w zespole brakuje przedstawicieli rodzaju *Tripartites* i gatunków *Reticulatisporites carnosus* oraz *Bellisporites nitidus*, które są stratygraficznie ważnymi taksonami dla poziomów (VF) i (NC) brygantu i pendleju. Żelichowski (1987) również wskazał na wiek formacji z przedziału górny wizen–dolny namur. Posiłkując się wynikami badań biostratygraficznych leżącej poniżej formacji z Czaplinka, można jedynie sugerować, że pozycja spągu formacji iłowców z Nadarzyc nie może być usytuowana poniżej górnej części asbu. Niejednoznaczna jest też pozycja stropu formacji, który ma erozyjny charakter. Datowania leżących powyżej najstarszych zidentyfikowanych utworów pensylwanu, należących prawdopodobnie do najwyższego westfalu A, wskazują na obecność luki stratygraficznej, obejmującej najwyższy wizen i namur.

5.1.2. Pensylwan

Utwory pensylwanu zostały zbadane przez Kmiecik (1995) z uwzględnieniem podziału na jednostki litostratygraficzne (fig. 6) *sensu* Żelichowski (1987), który wyniki badań miospor zastosował też w swoich pracach (np. Żelichowski, 1995a). Ponieważ miospory były nieliczne i słabo zachowane, przedstawione poniżej wnioski stratygraficzne należy traktować jako przypuszczalne (fig. 29).

W utworach formacji z Wolina miospory wskazują na obecność najwyższej części poziomu *Radiizonates aligerens* (RA) oraz poziomu *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ) i przynależność do najwyższej części westfalu A, westfalu B i najniższej części westfalu C (baszkiru–dolnego moskowu). Wykonana przez Górecką-Nowak (2023) weryfikacja archiwalnych wyników z profilu otworu Piła 1/IG 1 (Górecka i in., 1985) wskazuje na wiek tego profilu nie starszy niż westfal C, bolsow. Z utworów leżącej powyżej formacji Regi wydatowano poziomy *Torispora securis–Torispora laevigata* (SL), *Thymospora obscura–Thymospora thiessenii* (OT), i być może także *Angulisporites splendidus–Lycospora trileta* (ST), charakteryzujące moskow–dolny kasimow. Natomiast z najmłodszej formacji Dziwny opisane zostały poziomy *Thymospora obscura–Thymospora thiessenii* (OT), *Angulisporites splendidus–Lycospora trileta* (ST) oraz *Prolycospora novicus–Prolycospora bharadwaji–Crassispora major* (NBM), lokujące je w kazimie–gżelu.

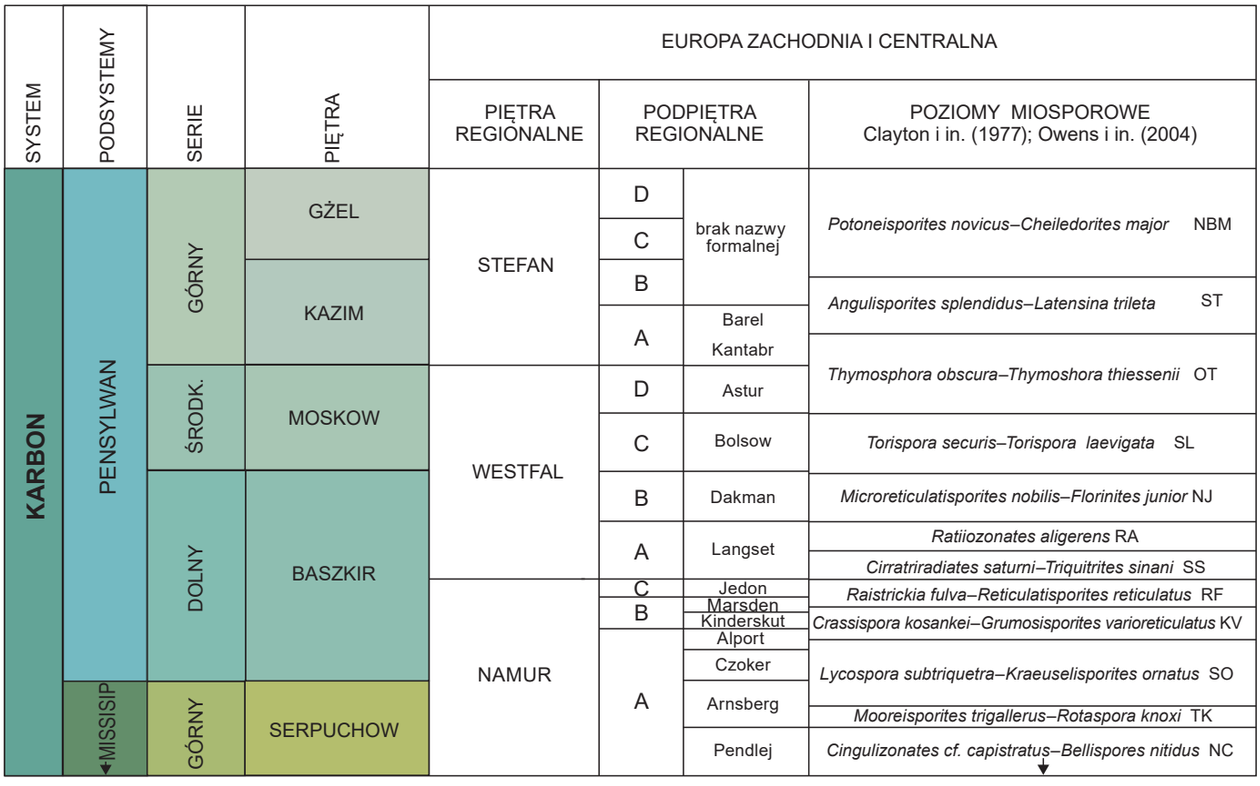


FIG. 29. Korelacja jednostek chronostratygraficznych pensylwanu z poziomami biostratygraficznymi na podstawie miospor (Matyja, 2008, nieznacznie zmieniono)

5.2. WIELKOPOLSKA (PODŁOŻE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ)

5.2.1. Missisip

Sugestie dot. obecności utworów turneju (Krawczyńska-Grocholska, 1975, 1978) lub turneju–wizenu dolnego (Żelichowski, 1995b) były formułowane na podstawie nielicznych badań palinologicznych. W pewny sposób zostały udokumentowane obecnością goniatytów górnowizeńskie *Goniatites crenistria* (Goα), *G. striatus* (Goβ) i *G. granosus* (Goγ) oraz dolnonamurskiego *Eumorphoceras* (E_1) (Korejwo, Teller, 1966, 1967; Korejwo, 1969; Żelichowski, 1964; Musiał i in., 1995). Obecność podpoziomu *Verrucosisporites morulatus* (Vm) wyznaczającego pendlej (wg Owensa i in., 2004) udoku-mentowały badania palinologiczne Trzepierczyńskiej (2003) i Góreckiej-Nowak (2007, 2008, 2010), które wykazały także obecność górnego arnsbergu–alportu, oraz podpoziomów *Lycospora subtriquetra–Apiculatisporis variocorneus* (SV) i *Lycospora subtriquetra–Cirratriradites rarus* (SR). Granica pomiędzy tymi poziomami jest utożsamiana z granicą dolnego i górnego karbonu. Na namur A wskazują też oznaczenia makroflory wykonane przez Kłapcińskiego i Muszer (1987).

5.2.2. Pensylwan

Wyniki badań palinologicznych (Parka, Ślusarczyk, 1988; Górecka, Parka, 1980; Górecka-Nowak, 2007, 2009, 2010) wskazują na obecność utworów odpowiadających sukcesji wizen–gżel. W obrębie tej sukcesji udokumentowano poziomy *Crassispora kosankei–Grumosisporites varioreticulatus* (KV) i *Raistrickia fulva–Reticulatisporites reticulatus* (FR) wskazujące na marsden–jedon oraz *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ)*, Torispora securis–Torispora laevigata* (SL) i *Thymosphora obscura–Thymoshora thiessenii* (OT) sugerujące dakman–astur (fig. 29). W niektórych profilach (Marcinki IG 1 i Siciny IG 1) oznaczenia wieku na podstawie badań palinologicznych stoją w sprzeczności z datowaniami goniatytów, wskazującymi na wiek górnowizeński (Korejwo, Teller, 1973; Żelichowski, 1995b).

5.3. SUDETY

5.3.1. Missisip

Najstarsze karbońskie utwory w Sudetach udokumentowano w jednostce bardzkiej, w kamieniołomie w Dzikowcu k. Nowej Rudy. Wykreowane tam podziały stratygraficzne bazują na konodontach, goniatytach, otwornicach, miosporach i fitoplanktonie (Dzik, 1997; Matyja i in., 2021). W dolnej części sukcesji karbońskiej wyróżniono wapień poziomu *Gattendorfia* (Schindewolf, 1937), w którym oznaczono konodonty *Siphonodella duplicata*, *S. belkai* i *Pseudopolygnathus primus* wskazujące na poziomy ?*bransoni* i ?*duplicata* turneju dolnego (Matyja i in., 2021). Według Matyi i in. (2021) poniżej występują już przypuszczalnie fameńskie łupki i wapienie. Leżące powyżej utwory formacji z Gołogłów są uważane za turnej środkowy (Wajsprych, 1995). W kolejnej jednostce litostratygraficznej – formacji z Nowej Wsi, występują w tzw. zlepieńcach gnejsowych (Pacholska, 1978) fragmenty fauny (Ginter, Niedźwiedzki, 2019), a w zalegających w wyższej części formacji wapieniach allodapicznych – tzw. dolnym wapieniu węglowym – występuje bogaty zespół skamieniałości. Na podstawie oznaczeń otwornic występujących w wapieniach gruzłowych, wskazujących na poziomy *Tetrataxis–Eotextularia diversa* (Cf3) oraz *Eoparastaffella* (Cf4) *sensu* Conil i in. (1991), wiek wapieni, jak i pozostałej części formacji z Nowej Wsi, określono na turnej najwyższy–wizen dolny (Głuszek, Tomaś, 1992).

Oznaczenia górnowizeńskiego wieku wyższej części profilu karbonu w jednostce bardzkiej opierają się głównie na wynikach badań bogatych w skamieniałości wapieni z serii z Paprotni – tzw. górnego wapienia węglowego (np. Haydukiewicz, Muszer, 2002; Muszer, Haydukiewicz, 2009; Górecka-Nowak, Muszer, 2011; Muszer, Uglik, 2013). Datowania bentonitów wskazują na wiek 334 ±3 mln lat, odpowiadający asbowi górnemu; bentonity są najważniejszym horyzontem korelacyjnym i reperem czasowym w profilu karbonu dolnego z tej części jednostki bardzkiej (Kryza i in., 2008, 2011).

W obrębie utworów karbonu struktury Świebodzic wyróżniono 4 formacje (Porębski, 1981; tab. 6). Utwory formacji z Pogorzały zaliczano do dewonu górnego (Teisseyre, 1956; Porębski, 1981, 1990) na podstawie obecności licznej makrofauny (Gunia, 1962, 1966, 1968), mimo że już dużo wcześniej znaleziono w jej obrębie typowe dla karbonu małże *Posidonia becheri*, *Edmondia* i *Protoschizodus* (Dames, 1868; Bederke, 1924), a także szczątki flory *Mesocalamites roemeri*, *Calamites tenuissimus* i *Sigilaria minutissima* (Cramer i in., 1924). Na podstawie nowych badań palinologicznych (Pluta, Górecka-Nowak, 2018) pozycja stratygraficzna formacji została zrewidowana, a spotykana w formacji górnodewońska makrofauna – uznana za redeponowaną. Opisany zespół gatunków miospor definiuje tu poziomy od *Raistrickia nigra–Triquitrites marginatus* (NM) do *Mooreisporites trigallerus–Rotaspora knoxi* (TK), wskazujące na asb górny–arnsberg dolny. W obrębie formacji opisano również bogaty zespół ichno-skamieniałości, także wskazujących na missisip (Muszer, 2020). Tym samym dopuszczono możliwość, że utwory tej formacji wraz z ich ekwiwalentem lateralnym – formacją z Pełcznicy, mogą być nie najstarszą, jak dotychczas sądzono, ale najmłodszą sukcesją wypełniającą strukturę Świebodzic (Wojewoda, 2016; Pluta, Górecka-Nowak, 2018; Muszer, 2020). Utwory formacji z Książa oraz jej ekwiwalentu lateralnego – formacji z Chwaliszowa (Porębski, 1981) – można uznać za równowiekowe lub starsze, które przypuszczalnie reprezentują przedział czasowy turnej górny–wizen.

Utwory karbońskie na obszarze Gór Sowich na podstawie badań goniatytów zostały zaliczane przez Żakową (1960, 1966) do górnowizeńskich poziomów *Goniatites crenistria* (Goα) i *G. striatus* (Goβ). Nowsze badania (Muszer i in., 2016a,b) wykazały przynależność utworów do poziomu sporowego *Lycospora subtriquetra–Kraeuselisporites ornatus* (SO), i wiek ich powstania przypadający na serpuchow górny–baszkir dolny, jak również wskazały, że wcześniejsze oznaczenia fauny jako górnowizeńskiej mogły dotyczyć okazów redeponowanych.

Skały biostratygraficznie datowane na missisip zostały opisane z NW części metamorficznych pasm kaczawskiego i zgorzeleckiego. W wapieniach i łupkach wapnistych jednostki Lubania (tzw. wapieniach z Lubania) znaleziono szczątki flory – prawdopodobnie brunatnic, krasnorostów lub mszaków, słabo zachowaną faunę liliowców i koralowców (Schwarzbach, 1936), jak również małże, ślimaki, ramienionogi, kolce jeżowców, otwornice z rodziny *Endothyridae* (Chorowska, 1977, 1978), co sugerowało przynależność tych osadów do turneju górnego. Za turnejskie uważano pierwotnie również tzw. wapienie z Rząsin, w obrębie których stwierdzono otwornice z rodzajów *Tetrataxis* i *Valvulinella*, liścionogi, małżoraczki *Paraparchites*, a także fragmenty liliowców i mszywiołów – jednak stwierdzono również konodonty z rodzajów *Dollymae*, *Gnathodus*, *Mestognathus*, *Scaliognathus* i *Siphonodella*, co może wskazywać na górnowizeński wiek osadów i redepozycję stwierdzonych zespołów skamieniałości, na które składały się gatunki wizeńskie i starsze (Chorowska, 1978).

Występującym w strefie Niemczy utworom metaosadowym na podstawie badań palinologicznych przypisano wiek górnowizeńsko–dolnonamurski (Dziedzicowa, Górecka, 1965), co jest kontrowersyjne w świetle metamorficznej genezy tych skał (np. Mazur, Puziewicz, 1995).

Najstarsze utwory wypełniające synklinorium śródsudeckie są zaliczane do formacji z: Ciechanowic, Figlowa, Nagórnika i Sadów Górnych (Nemec i in., 1982). Formacja z Ciechanowic na podstawie badań palinologicznych (Turnau i in., 2002) została określona wraz z formacją Nagórnika na holker, na podstawie obecności zespołu miospor wskazujących na poziom *Knoxisporites triradiatus–Knoxisporites stephanephorus* (TS). Wyżej w profilu leżące formacje ze Starych Bogaczowic oraz z Lubomina zostały określone jako asb–brygant (Turnau i in., 2002).

Wiek wyższej formacji ze Szczawna był interpretowany przez Żakową (1958, 1960), głównie na podstawie znalezisk goniatytów z rodzaju *Goniatites* oraz trylobitów z rodzaju *Phillibole*, również jako górnowizeński (poziomy Goα-ß) (Żakowa, 1958, 1960). Wyniki badań Góreckiej-Nowak i in. (2021) wskazały na przynależność górnej części formacji ze Szczawna do poziomu *Verrucosisporites morulatus* (Vm), czyli na serpuchow dolny. Według Muszer i in. (2016a) oraz Muszer (2020), obecność w tych osadach goniatytów *Nomismoceras* sp., flory *Calamites* (*Mesocalamites*) cf. *renieri* oraz skamieniałości śladowych, w tym ichnoskamieniałości *Dictyodora liebeana*, wskazuje na wiek dolnonamurski.

5.3.2. Pensylwan

Lądowe utwory pensylwanu w synklinorium śródsudeckim, w tym zwłaszcza węglonośne, mają bogatą dokumentację paleontologiczną, opierającą się głównie na znaleziskach makroflory (m.in. Gothan, Gropp, 1933; Zimmermann, 1960) i wynikach badań palinologicznych (m.in. Krawczyńska-Grocholska, 1966; Jerzykiewicz, 1987; Górecka, Górecka-Nowak, 1990; Górecka-Nowak, 1995, 2002, 2010; Górecka-Nowak, Majewska, 2002; Górecka-Nowak i in., 2021). Utwory formacji z Wałbrzycha zostały zaliczone przez Górecką-Nowak i Majewską (2002) do poziomów *Stenozonotriletes triangulus–Rotaspora knoxi* (TK) i *Lycospora subtriquetra–Kraeuselisporites ornatus* (SO), odpowiadających środkowemu i górnemu namurowi A (fig. 29). Późniejsze badania Góreckiej-Nowak i in. (2021) wskazały, że utwory formacji z Wałbrzycha i niższej części

formacji z Białego Kamienia odpowiadają podpoziomom *Lycospora subtriquetra–Cirratriradites rarus* (SR) i *Lycospora subtriquetra–Apiculatisporis variocorneus* (SV), co również wskazuje na serpuchow–baszkir dolny. Wyższa część formacji z Białego Kamienia według Góreckiej-Nowak (1988) reprezentuje poziom *Cirratriradites saturni–Triquitrites sinani* (SS), odpowiadający westfalowi A. Wiek formacji z Żaclerza został określony na westfal A–C (Górecka-Nowak, 1995), przy czym potwierdzono obecność poziomów *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ) oraz *Torispora securis–Torispora laevigata* (SL), wskazujących na westfal B–C, w wyższej części tej formacji. Wiek wyżej leżącej formacji z Glinika odpowiada westfalowi D (Górecka-Nowak, 1995).

Na obszarze synklinorium północnosudeckiego klastyczne, lądowe utwory karbonu górnego zostały włączone do dolnej części formacji ze Świerzawy (Milewicz, 1962, 1966, 1968b, 1972). Badania palinologiczne, w tym zwłaszcza obecność rodzajów: *Lycospora*, *Densosporites*, *Torispora*, *Endosporites*, *Punctatisporites*, *Florinites* i *Illinites*, wskazują na wiek stefański (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970). W stropie karbońskiej części tej formacji występują tzw. łupki antrakozjowe dolne („łupki antrakozjowe I poziomu" wg Dziedzica, 1959), bogate w faunę (tab. 5). Wiek tej części formacji był postulowany jako dolnopermski (Jerzykiewicz, 1987), ale obecnie jest przyjmowany jako stefan C, na podstawie przynależności do poziomu *Potonieisporites novicus–bhardwaji–Cheiledonites major* (NBM) (Górecka-Nowak,1997).

5.4. REGION GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO (BASEN MORAWSKO-ŚLĄSKI)

5.4.1. Missisip–pensylwan

Zasięg stratygraficzny utworów karbonu w obrębie basenu morawsko-śląskiego jest zróżnicowany. Na obszarze GZW są to utwory missisipu i pensylwanu (Dembowski, 1972a; Jureczka, 1988, 2015; Kotas i in., 1988), natomiast w pozostałych częściach basenu wyłącznie missisipu – asocjacji fliszowej na zachód od zagłębia w strefie morawsko-śląskiej oraz asocjacji węglanowej i fliszowej na obszarze NE obrzeżenia GZW i regionu krakowskiego.

Występująca najniżej w profilu karbońska część serii węglanowej, datowana na turnej i wizen, jest łączona zwykle z pozostałą częścią tej serii wieku środkowego i górnego dewonu. Precyzyjne określenie granicy między dewonem i karbonem oraz rozmiaru ewentualnych luk stratygraficznych jest dyskusyjne (m.in. Kotas, 1982; Bełka, 1985, 1987; Buła, Krieger, 2004). W obszarze GZW karbońska część serii węglanowej jest bardzo słabo rozpoznana. W otworach Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1 stropowy odcinek serii węglanowej został przez Kotasa (1973) zaliczony do turneju i wizenu dolnego (Sosnowiec IG 1) lub tylko do turneju (Goczałkowice IG 1), na podstawie wyników badań ramienionogów (Biernat i in., 1972) oraz otwornic (Soboń-Podgórska, 1973). Na turnejsko-wizeński wiek (podpiętra Tn_3–V_3) tych utworów wskazują wyniki badań konodontów (Bełka, 1985), natomiast brachiopody dokumentują poziom Peδ wizenu górnego (Musiał i in., 1995).

Powyżej serii węglanowej w profilu karbonu GZW występują utwory asocjacji fliszowej, określane ogólnie jako kulm, zawierające liczne poziomy z fauną morską, m.in. z goniatytami, które według Musiał i in. (1995) wskazują na przynależność do poziomów Goα–Goβ–Goγ wizenu górnego oraz E1 górnej części wizenu i dolnej części serpuchowu. Znacznie bardziej złożona i dyskusyjna jest szczegółowa pozycja stratygraficzna oraz wiek poszczególnych formacji w strefie morawsko-śląskiej na zachód od GZW (wg Unrug, 1977; Grygar, Trzepierczyński, 1995): andelskohorskiej (famen–turnej), górnobeneszowskiej (turnej–górny wizen Goα), morawickiej (górny wizen Goα2–3–Goβmu), hradecko-kijowickiej (górny wizen Goβspi–dolny namur A).

W GZW stropowy morski poziom faunistyczny utworów fliszowych – poziom Štur (XVI) – wyznacza granicę z serią paraliczną, rozpoczynającą profil utworów węglonośnych (Kotas, Malczyk, 1972a). Utwory tej serii zostały zaliczone przez Kotasową (1995) oraz Kotasową i Migier (1995) do serpuchowu (poziomu E2, pendlej i arnsberg). Brak jest dowodów paleontologicznych pozwalających na bardziej szczegółowe rozpoziomowanie wiekowe serii i korelację z podziałami opartymi na poziomach goniatytowych w Europie Zachodniej. Na granicy serii paralicznej i wyżej leżącej górnośląskiej serii piaskowcowej, zaliczonej do serpuchowu (arnsbergu) oraz baszkiru niższego (kinderskutu–jedonu), występuje luka stratygraficzna. Warstwy jejkowickie są datowane na namur A (Kotasowa, 1988), warstwy siodłowe (zabrskie) – namur B (Stopa, 1957a, 1959), a warstwy rudzkie *sensu stricto* – namur C (Stopa, 1957b). Pomiędzy warstwami jejkowickimi a siodłowymi przyjmuje się występowanie luki stratygraficznej, zbieżnej z granicą missisip–pensylwan, obejmującej szczytową cześć namuru A, przypuszczalnie czoker i alport, jak również – pomiędzy warstwami siodłowymi/zabrskimi a rudzkimi *s.s.* – luki obejmującej marsden (fig. 30; Jureczka, Kotasowa, 1988; Kotas, 1995, 2006b; Kotasowa, Kotas, 2006).

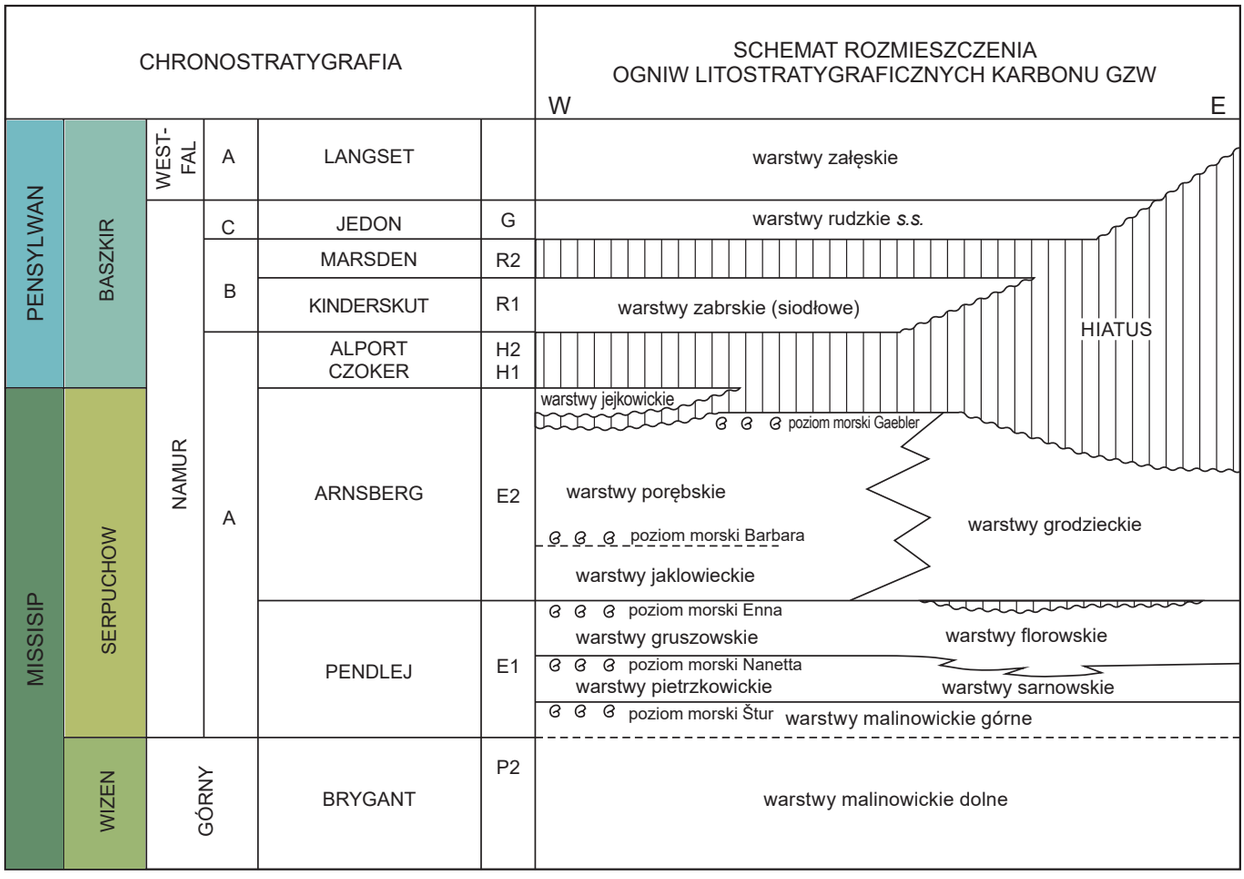


FIG. 30. Podział stratygraficzny utworów namuru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kotas, 2006b, zmieniono)

Wiek serii mułowcowej i krakowskiej serii piaskowcowej, w których fauna przewodnia nie występuje, został określony na podstawie badań rzadko spotykanych małży słodkowodnych z rodzajów *Curvirimula*, *Anthraconaia*, *Carbonicola*, *Naiadites*, *Anthracosia*, jak również badań florystycznych i palinologicznych (Tabor, 1991, 1995; Kmiecik, 1995; Kotasowa, Migier, 1995; Musiał i in., 1995). Serię mułowcową zaliczono do baszkiru wyższego (langsetu) oraz moskowu niższego (dukmantu), natomiast krakowską serię piaskowcową do moskowu wyższego, w obrębie którego na granicy warstw łaziskich *s.l.* oraz warstw libiąskich występuje luka stratygraficzna pomiędzy westfalem C i westfalem D (Stopa, 1957b, 1967; Kotasowa, 1979; Wagner, 2008).

Za najmłodsze w profilu karbonu GZW uchodzą utwory arkozy kwaczalskiej – warstw z Kwaczały (Rutkowski, 1972; Lipiarski, 2006), których wiek określono na stefański, na podstawie obecności w nich skrzemieniałych pni drzew szpilkowych z rodzaju *Dadoxylon* (Siedlecki, 1951, 1954).

5.5. MAŁOPOLSKA (PODŁOŻE NIECKI MIECHOWSKIEJ I KARPAT)

5.5.1. Missisip

W rejonie **Małopolski (podłoże niecki miechowskiej**), wyniki badań konodontów (m.in. Chorowska, 1972; Zając, Tomaś, 1990) wskazują na obecność gatunków typowych dla poziomu *sandbergi*, należącego do turneju dolnego oraz *isosticha*–górna *crenulata* lub *delicatus*, należących do turneju środkowego. Udokumentowano również gatunki typowe dla poziomu konodontowego *bilineatus*, należącego do wizenu górnego. Na podstawie obecności charakterystycznego gatunku *Chernyshinella crassitheca*, opisano poziom otwornicowy Cf1, wskazujący na wiek dolny–środkowy turnej, jak również poziom *Eoparastaffella* Cf4 należący do wizenu dolnego–środkowego (Soboń-Podgórska, Tomaś, 1995). Turnejski wiek wapieni i margli z południowej części rejonu potwierdziły oznaczenia gatunków ramienionogów *Orbiculoidea tornacensis* oraz ?*Unispirifer tornacensis* (Kicuła, Żakowa, 1966, 1972). Oznaczenia licznej makrofauny udokumentowały także poziomy Peð–Goγ wizenu górnego (m.in. Korejwo, Teller, 1968; Jurkiewicz, Żakowa, 1969; Bojkowski, 1979), a wyniki badań palinologicznych (Kmiecik, 1995) – obecność utworów wizenu środkowego i górnego, jak również niższego namuru A.

Zintegrowane badania biostratygraficzne profilu karbonu z podłoża Karpat w rejonie Rajbrotu–Tarnawy (Matyja i in., 2001) również wykazały obecność utworów turneju. Udokumentowanie poziomów konodontowych: *sulcata*–*sandbergi*, *isosticha*–górna *crenulata*, jak również dolny *typicus*, wskazało na występowanie utworów hastaru–niższego iworu (fig. 28). Badania otwornic pozwoliły na wydzielenie turnejskich poziomów *Chernyshinella* Cf1 (hastar), *Tournayella* Cf2 (niższy iwor), *Tetrataxis-diversa* Cf3 (wyższy iwor), jak również wizeńskiego *Koskinotextularia-nibelis* Cf5 (holker). Natomiast analiza miospor wykazała gatunki typowe dla turnejskiego poziomu *pretiosus-clavata* (PC) (wyższy hastar–niższy iwor), oraz poziomy wizeńskie *Vetustus-fracta* (VF) (brygant) i nierozdzielone *Tesselatus*–*campyloptera* TC–*Nigra*–*marginatus* (NM) (asb). Utwory najmłodsze w podłożu Karpat – poziom sporowy *Mooreisporites trigallerus*–*Rotaspora knoxi* (TK), wskazujący na arnsberg – opisała Trzepierczyńska (2001).

5.6. GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

5.6.1. Missisip

Badania konodontów znalezionych w wypełnieniu żył neptunicznych, na Wzgórzu Dalnia w Górach Świętokrzyskich, wykazały obecność poziomów od *praesulcata* do górnej *crenulata*, dokumentując wielokrotne otwieranie i zamykanie szczelin w czasie od późnego famenu po wczesny turnej (Szulczewski, 1973). Obecność poziomu *Wocklumeria*–*Gattendorfia* Ga (Tn_{1b}) potwierdziły oznaczenia bogatego zespołu makrofauny (Fedorowski, 1973; Osmólska, 1973; Żakowa i in., 1985; Malec, 1993). Utwory turneju środkowego (Tn_2) sugeruje obecność ramienionoga *Brachythyris* (Musiał i in., 1995), natomiast turneju górnego (Tn_3) – oznaczenia trylobitów z formacji zarębiańskiej (Osmólska, 1962) oraz ramienionogów z warstw z Radlina (Żakowa, Pawłowska, 1961). Dalsze badania w obrębie niższej części formacji z Lechówka – ogniwa z Górna, udokumentowały poziom *Pericyclus* cf. *impressus* wskazujący na wizen górny (Żakowa, 1962). Najbogatszy zespół makrofaunistyczny opisano z ogniwa debrytów z Gałęzic, gdzie oznaczono goniatyty indeksowe dla górnowizeńskich poziomów *Goniatites crenistria* (Goα), *G. striatus* (Goβ) (Czarniecki, 1973; Żakowa, 1992). Gatunki indeksowe dla poziomu ($Go\alpha_4$) oznaczono również w obrębie formacji z Lechówka – ogniwa z Gułaczowa (Żakowa, Malec, 1992), a w jej najwyższej części gatunki dokumentujące poziom *Goniatites granosus* (Goγ) (Żakowa, 1982). Obecność w Górach Świętokrzyskich utworów turneju górnego i wizenu górnego potwierdziły również badania otwornic wskazujące na obecność poziomu Cf6 wizenu górnego (V_{3b}–V_{3c}) (Jurkiewicz, Żakowa, 1978, 1983).

W rejonie Gór Świętokrzyskich, badania palinologiczne wykonane w obrębie formacji zarębiańskiej i z Lechówka, wykazały obecność licznych miospor, często endemicznych i nieindeksowych, na podstawie których powstał lokalny podział na poziomy T_1, T_2, T_3, VIIId oraz VIIIg (Jachowicz, 1967, 1970). Według Kmiecik (1995) przybliżona korelacja z podziałem Claytona i in. (1977) pozwala przypisać poziom T_1 turnejskim poziomom od *Vallatisporites vallatus*–*Retusotriletes incohatus* (VI) do *Spelaeotriletes pretiosus*–*Raistrickia clavata* (PC), natomiast pozostałe do kolejnych standardowych poziomów *Knoxisporites triradiatus*–*Knoxisporites stephanephorus* (TS), *Tripartites vetustus*–*Rotaspora fracta* (VF) oraz *Bellisporites nitidus*–*Reticulatisporites carnosus* wizenu górnego (NC) (fig. 28). Badania palinologiczne (Turnau, 1985; Clayton, Turnau, 1990), w profilu karbonu w otworze Kowala 1, wykazały obecność gatunków charakterystycznych dla najstarszego poziomu turneju dolnego *Vallatisporites vallatus*–*Retusotriletes incohatus* (VI). Obecność tego poziomu wraz ze strefą przejściową do wyższego poziomu (HD) potwierdziły badania Filipiaka (2019) z profilu warstw z Radlina w otworze Zaręby 2 oraz z kamieniołomu Kowala (Marynowski, Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2010, 2012; Racka i in., 2010). Szczegółowe badania materiału sporowego z profilu otworu Opoczno PIG 2 (Turnau, 2006a) wykazały obecność poziomów *Prolycospora claytonii* (Cl) i przypuszczalnego *Lycospora pusilla* (Pu), wskazujących na przedział wieku turnej wyższy–wizen najniższy, analogiczny jak w profilu otworu Ostałów PIG 2 (Turnau, 2006b). Obecność utworów asbu wyższego-brygantu potwierdziły badania Fijałkowskiej-Mader (2018), która w profilu otworu Nieświn PIG 1, oznaczyła gatunek przewodni dla poziomu *Tripartites vetustus*–*Rota-spora* fracta (VF).

5.7. BASEN PŁOCKO-LUBELSKI

5.7.1. Missisip–pensylwan

W profilu karbonu w subbasenie lubelskim występuje liczna makrofauna przywiązana do utworów morskich, jak również brakicznych i jeziornych (Musiał, Tabor, 1988; Musiał i in., 1995). W obrębie formacji Huczwy oznaczono rodzaje indeksowe goniatytów, dokumentujących górnowizeńskie poziomy *Goniatites crenistria* (Goα), *Goniatites striatus* (Goβ) i *Goniatites granosus* (Goγ), wraz z podpoziomami $Go\alpha_3$, $Go\beta_{fa}$, $Go\gamma_1$ i $Go\gamma_2$. Wśród licznych oznaczonych gatunków ramienionogów występują indeksowe dla poziomów V_{3b} i V_{3c}, m.in. *Gigantoproductus, Semiplanus* i *Latiproductus*. Natomiast pośród wielu opisanych małży, gatunek indeksowy *Posidonia becheri* dla poziomu V_3, został znaleziony tylko w jednym profilu otworu. W formacji z Terebina i niższej części formacji z Dęblina oznaczono zespół fauny charakterystycznej dla namuru A, który występuje głównie w obrębie morskich horyzontów *Posidonia corrugata* I i *Posidonia corrugata* II. Są to gatunki goniatytów, np. *Sudeticeras laevigatum* (dla poziomu E_{1a-c}), jak również małży *Obliquipecten costatus*, trylobitów *Paladin mucronatus mucronatus*, a także ramienionogów z rodzin Chonetidae, Margiferidae i Dictyoclostidae, z przedziału wiekowego wizen górny–namur A. Oznaczono też goniatyty indeksowe dla poziomów E_{2a-c} i H_{1a-b}, natomiast nigdzie nie udało się opisać gatunków charakterystycznych dla poziomu H_2, co przemawia za istnieniem luki stratygraficznej, potwierdzonej też wynikami stratygrafii sekwencji (Waksmundzka, 2010a). W zachodniej części basenu, w obrębie wyższej części formacji z Dęblina, goniatyty z rodzajów *Homoceras*, *Reticuloceras* i *Hodsonoceras* dokumentują obecność poziomów R_{1a-b}, R_{2b-c}, a *Agastrioceras carinatum*, *Gastrioceras* sp. i *Anthracoceras arcuatilobum* – poziomu G_{1a-b}; goniatyty wskazują na namur B i C. Opisano też liczne ramienionogi i pojedyncze małże typowe dla przedziału wiekowego namur B, C–westfal A. W najwyższej części formacji z Dęblina i niższej formacji lubelskiej, występujące w obrębie horyzontów *Carbonicola exporrecta* i *C. pseudorobusta* morskie małże z gatunków *Anthraconaia*, *Curvirimula Naiadites* i *Carbonicola*, dokumentują poziomy *lenisulcata* i *communis*, wskazujące na wiek westfal A. Korejwo (1986) opisała tylko z zachodniej części basenu indeksowy gatunek goniatyta *Agastrioceras subcrenatum* dla kolejnego poziomu G2. Faunę dokumentującą granicę utworów westfalu A i B, oznaczono w obrębie ostatniego w profilu karbonu basenu płocko-lubelskiego, morskiego horyzontu *Dunbarella papyracea*. Goniatyty *Anthracoceras vanderbeckei* i *A.* cf. *vanderbeckei* dokumentują strop westfalu A. Współwystępują z nimi, charakterystyczne tylko dla tego horyzontu, liczne małże *Dunbarella papyracea*, *D. macgregori*, *Posidonia sulcata* i *Edmondia* cf. *bisulcata*. Granicę westfalu A i B wyznaczono na podstawie pierwszego pojawienia się, w wyższej, słodkowodnej części horyzontu *Dunbarella papyracea*, małży z rodzajów *Anthracosia* i *Naiadites*. Powyżej, w obrębie formacji lubelskiej, opisano również liczne małże słodkowodne z rodzajów *Anthracosphaerium* oraz *Anthraconaia*, typowe dla poziomów *modiolaris* i niższej części

similis-pulchra, wskazujących na westfal B. Wiek najmłodszej formacji z Magnuszewa został określony na podstawie oznaczeń pojedynczych małży *Anthraconauta* sp. i *A. phillipsii* sugerujących westfal C, jak również wyników badań palinologicznych i makroflorystycznych sugerujących przypuszczalny westfal D (Migier, 1990; Zdanowski, 1991; Kmiecik, 1992).

W profilu karbonu subbasenu lubelskiego, w obrębie ławic wapienno-marglistych, spotykanych w formacji Huczwy oraz pozostałych, do lubelskiej włącznie, opisano liczne otwornice dokumentujące wizen górny, namur A, B, C oraz westfal A i B (Soboń-Podgórska, 1979; Skompski, Soboń-Podgórska, 1980; Skompski i in., 1989). Oznaczono gatunki charakterystyczne dla poziomów (Cf6–Cf9) (wg Conila i in.,1976) oraz 21–23 (wg Mameta, 1977). Najliczniejszy zespół, reprezentowany przez rodziny Palaeotextularidae, Ozawainellidae i Archaediscidae, występuje w obrębie górnowizeńskiego poziomu (Cf6). W obrębie następnego poziomu (Cf7), oznaczono gatunki typowe dla namuru A z rodzajów *Brencleina* i *Eosigmolina*. Natomiast na górny namur wskazuje obecność licznych rodzajów poziomu (Cf9). Z dolnowestfalskich utworów opisano liczne rodzaje typowe dla poziomów 21–22, z charakterystycznym *Schubertella*, jak również *Fusiella* i *Schwagerina*, wskazującymi na poziom 23. W profilu karbonu w południowej części basenu Woszczyńska (1981) wydzieliła lokalne poziomy otwornicowe: *Endothyranopsis globulus* (wizen górny), *Howchinia bradyana* (wizen górny–namur A), *Profusulinella primitiva* (namur C) i *Novella plana* (westfal). Nowe badania przeprowadził Wójcik (2018, 2019, 2023) wraz z reinterpretacją niektórych starszych wyników (Woszczyńska, 1971), które wykazały obecność poziomów (Cf6αβδ) (V_{3b}–V_{3c}) (wg Conila i in.,1976), odpowiadających poziomom *Neoarchaediscus–Asteroarchaediscus–Loeblichia paraammonoides* i *Asteroarchaediscus–Loeblichia paraammonoides* (wg Kalvody, 2002) wskazujących na wizen górny. Wstępnie potwierdzono też występowanie utworów baszkiru, na podstawie współobecności gatunków *Plectostaffella* cf. *ziganica* i *Eostaffella* cf. *pinguis* (Wójcik, 2018).

Badania biostratygraficzne konodontów – wykonane w podobnych utworach i analogicznej części profilu, jak badania otwornic – potwierdziły obecność wizenu górnego, namuru dolnego i górnego, westfalu A i granicy z westfalem B (Skompski, Soboń-Podgórska, 1980; Skompski i in., 1989; Skompski, 1992, 1996). Ich wynikiem było oznaczenie gatunków typowych dla 5 poziomów, tj. *Lochriea nodosa*, *Lochriea cruciformis, Gnathodus bollandensis*, *Idiognathodus sinuosus–Idiognathodus delicatus* oraz *Idiognathoides tuberculatus*.

W profilu karbonu głównie w subbasenie lubelskim opisano bogaty zespół florystyczny, składający się z ponad 220 gatunków, w tym wielu indeksowych, obejmujących Lycopsida, Sphenopsida, Polypodiopsida, Lyginodendropsida i Cordaitopsida (Migier, 1988, 1990). Dokumentują one wizen górny, namur A, B–C, jak również westfal A, B, C wraz z granicą z przypuszczalnym westfalem D. W segmencie płockim basenu, wyniki badań florystycznych wykonanych przez Migier (1982) w profilu otworu Bodzanów IG 1, wskazujące na obecność flory *Pecopteris (Asterotheca) miltoni*, *Neuropteris* (*N. loshii*, *N.* cf. *loshii*, *N. obliqua*, *N.* cf. *tenuifolia*, *N. tenuifolia*) i *Paripteris gigantea*, zostały zaktualizowane przez Trzepierczyńską i Kmiecik (2019), potwierdzając obecność wyższego baszkiru i moskowu. Obecność utworów tego wieku potwierdziły też wyniki badań megaspor (Jachowicz, Żołdani, 1960; Karczewska, 1967; Żołdani, 1988; Żołdani, 1989), jak również miospor. Kmiecik (1984, 1987, 1988, 1992, 1995, 2001) opracowała lokalny podział miosporowy dla basenu płocko-lubelskiego skorelowany z zonacjami standardowymi Claytona i in. (1977) i Higgsa i in. (1988). Wyróżniła w nim poziomy: *Murospora aurita-Diatomozonotriletes saetosus* (AS) (wizen górny), *Tripartites rugosus–Diatomozonotriletes ubertus* (RU) (niższy namur A), *Chaetosphaerites pollenisimilis-Rotaspora knoxi* (PK) (wyższy namur A), *Densosporites variabilis-Reticulatisporites carnosus* (VC) (namur B), *Grumosisporites varioreticulatus-Cingulizonates loricatus* (VL) (namur C), *Lycospora punctata-Raistrickia fulva* (PF) (niższy westfal A), *Radiizonates aligerens-Schulzospora rara* (AR) (wyższy westfal A), *Endosporites globoformis-Dictyotriletes bireticulatus* (GB) (westfal B), *Torispora securis-Vestispora fenestra* (SF) (westfal C), *Thymospora obscura-Triquitrites exiguus* (OE) (westfal D), jak również nierozdzielone poziomy stefanu A: *Lundblandispora gigantea-Latensina trileta* (GT) i *Speciosporites laevigatus-Illinites unicus* (LU). Dalsze badania palinologiczne (Kmiecik, Trzepierczyńska, 2007; Trzepierczyńska, Kmiecik, 2019) pozwoliły na wydzielenie poziomów standardowych wg Claytona i in. (1977) oraz Owensa i in. (2004): *Tripartites vetustus–Rotaspora* fracta (VF) (wizen górny), *Cingulizonates cf. capistratus–Bellispores nitidus* (NC) (wizen górny–?serpuchow dolny), *Crassispora kosankei–Grumosisporites varioreticulatus* (KV) oraz *Raistrickia fulva–Reticulatisporites reticulatus* (FR) wskazujących na niższego baszkir (namur B–C), jak również *Cirratriradites saturni–Triquitrites sinani* (SS), *Radiizonates aligerens* (RA) oraz *Microreticulatisporites nobilis–Florinites junior* (NJ) należących do wyższego baszkiru (fig. 28, 29). Reinterpretacja wykonana przez Górecką-Nowak (2023) wskazała ponadto na obecność poziomów standardowych: *Mooreisporites trigallerus–Rotaspora knoxi* (TK) (serpuchow), *Lycospora subtriquetra–Apiculatisporis variocorneus* (SV) (najwyższy serpuchow), *Lycospora subtriquetra-Cirratriradites rarus* (SR) (niższy baszkir, wyższy namur A), *Torispora securis–Torispora laevigata* (SL) (niższy moskow, westfal C) i *Thymosphora obscura–Thymoshora thiessenii* (OT) (wyższy moskow, westfal D).

Badania glonów wapiennych (Skompski, 1980, 1981, 1982, 1986, 1987, 1996; Skompski i in., 1989) wykazały, że w profilu formacji Huczwy, z Terebina i z Dęblina, w subbasenie lubelskim, mają one znaczenie stratygraficzne, gdyż pozwoliły na identyfikację utworów wizenu górnego i namuru. Skompski (1996) wydzielił 5 lokalnych poziomów glonowych (*Koninckopora*, *Kulikia sphaerica*, *Calcifolium punctatum*, *Calcifolium okense* i *Masloviporidium–Anthracoporellopsis*), z których dwa ostatnie można zastosować również do korelacji w skali regionalnej.

6 Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne)

Maria I. Waksmundzka, Janusz Jureczka, Aleksander Kowalski, Hanna Matyja

Historia sedymentacji osadów karbonu wraz z towarzyszącym jej wulkanizmem, jak również nasilony magmatyzm, były ściśle powiązane z kolejnymi etapami orogenezy waryscyjskiej. Dodatkowy wpływ wywierały wahania poziomu oceanu światowego, wywołane rozwojem zlodowaceń na kontynencie Gondwany (Waksmundzka, 2013). Te skomplikowane współzależności i ich wpływ na rozwój depozycji w poszczególnych karbońskich basenach sedymentacyjnych w Polsce, schematycznie przedstawiono w podrozdziale dotyczącym paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej. Zagadnienia te są przedmiotem szeregu artykułów i wydawnictw atlasowych, które prezentują ewolucję poglądów, dotyczących rozwoju geologiczno-strukturalnego Europy w epoce waryscyjskiej (m.in. Ziegler, 1986, 1989, 1990; Narkiewicz, 2007, 2020, 2023; Kombrink i in., 2010). Szczególnie ważką, szeroko dyskutowaną kwestią, m.in. z punktu widzenia historii tektonodepozycyjnej, jest współczesny przebieg frontu deformacji waryscyjskich na obszarze Polski, jak również jego migracja w kolejnych stadiach orogenezy waryscyjskiej. Usytuowanie tego frontu implikuje bowiem podział karbońskich basenów sedymentacyjnych na te położone w obrębie waryscyjskich eksternidów oraz zlokalizowane na ich przedpolu. W niniejszym podrozdziale przedstawiono zarys historii sedymentacji osadów karbonu w Polsce (fig. 31, 32), z uwzględnieniem ważniejszych aspektów regionalnych, w odniesieniu do omówionych w poprzednich podrozdziałach jednostek litostratygraficznych i dominującej litologii.

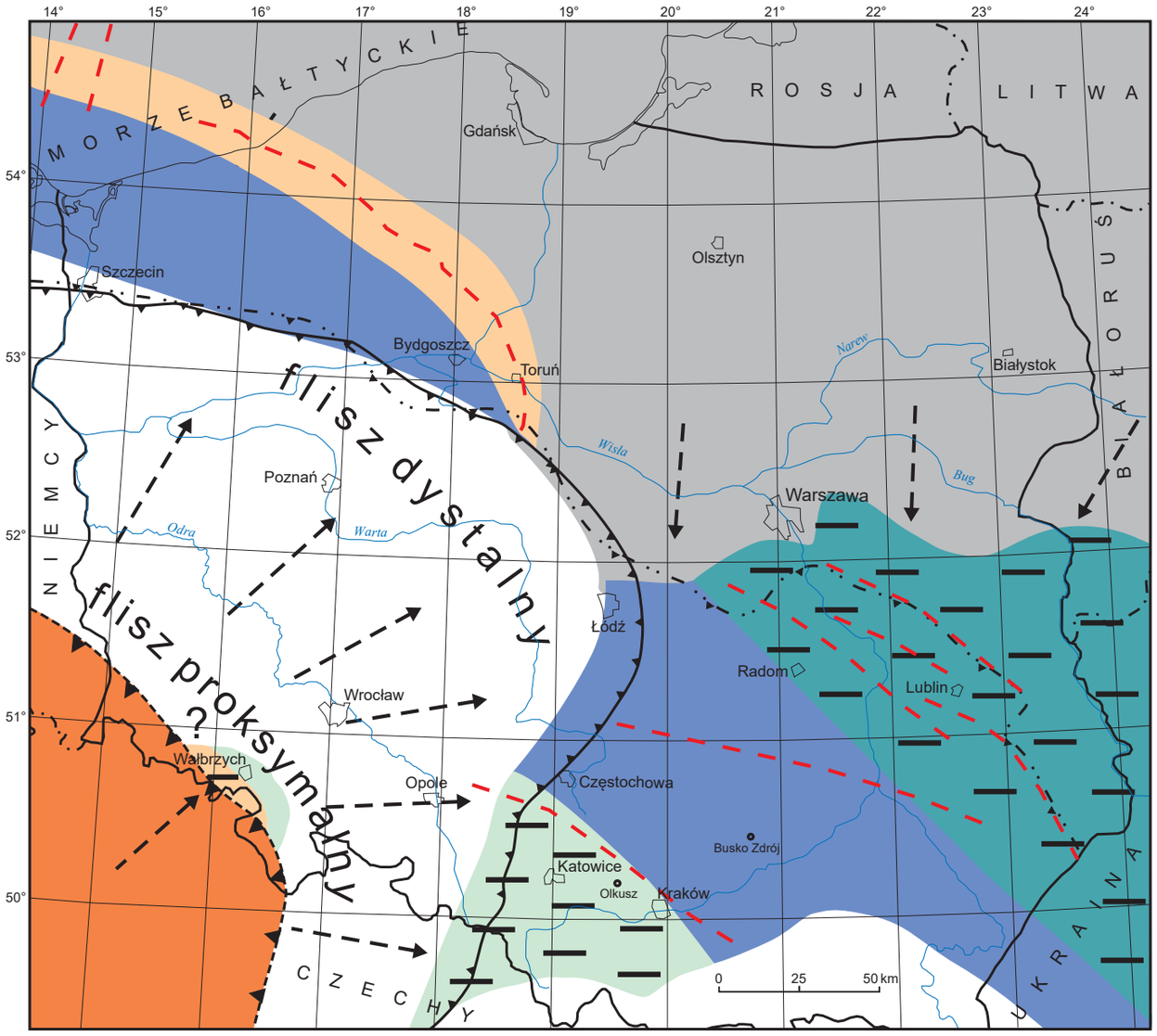
6.1. MISSISIP

Od początku turneju na obszarze NE, wschodniej oraz SE Polski istniał obszar lądowy o niskim reliefie, który wchodził w skład potężnego lądu nazywanego kontynentem Old Redu w dewonie, a Laurosji w missisipie. Jego granica przebiegała w przybliżeniu równoległe do strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista, a dalej ku SW występował pomorski basen sedymentacyjny. Rozwój sedymentacji oraz rozkład litofacji był podporządkowany tym głównym rysom strukturalnym i wiązał się ze stopniową ekspansją zbiornika morskiego ku północy, w kierunku Fennoskandii i ku wschodowi, w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Strefa TESZ i jej poprzeczna segmentacja odgrywały równie ważną rolę w rozkładzie i tendencjach rozwojowych poszczególnych litofacji w obrębie pomorskiego zbiornika sedymentacyjnego. Trzeba jednak podkreślić, że obecny, dokumentowany zasięg tego basenu w kierunku wschodnim nie jest jego naturalną granicą, a jedynie granicą tektoniczno-erozyjną (por. Matyja, 2008).

Sukcesja missisipu, znana z NE części Pomorza Zachodniego, reprezentuje megacykl sedymentacyjny spłycający się ku górze, odzwierciedlający tendencje regresywne w basenie, jakie pojawiły się pod koniec wczesnego lub na początku środkowego turneju i trwały po późny wizen (Matyja, 1997; Lipiec, 1999). Cykl ten charakteryzuje się przejściem od otwartomorskich utworów ilastych formacji z Sąpolna, poprzez osady początkowo głębszego, później płytszego szelfu klastycznego formacji piaskowców arkozowych z Gozdu oraz płytkiego szelfu węglanowego, reprezentowanego przez osady formacji wapieni ooidowych z Kurowa i iłowców wapnistych z Grzybowa. Ten bardzo charakterystyczny rozwój facji w zbiorniku pomorskim w turneju był uwarunkowany intensywną dostawą materiału wulkanoklastycznego z lądu (formacji z Gozdu), co doprowadziło do powstania deniwelacji na słabo nachylonej rampie, na której powstawały wcześniej osady formacji iłowców z Sąpolna (Lipiec, 1999). W konsekwencji doszło do utworzenia systemów barierowych, zbudowanych początkowo tylko z piaskowców arkozowych (formacji z Gozdu), a nieco później również i wapieni ooidowych oraz innych wapieni ziarnistych (formacji z Kurowa). Opisywany megacykl wieńczą pod koniec turneju i trwające przez cały nieomal wizen klastyczne osady środowisk przybrzeżnych, a nawet czasowo lądowych, którym odpowiadają osady piaskowców kwarcowych z Drzewian (Matyja, 1997, 2006, 2008; Lipiec *w:* Lipiec, Matyja, 1998; Lipiec, 1999).

We wczesnym i środkowym turneju obszar dzisiejszego basenu płocko-lubelskiego był położony w obrębie SE części obszaru lądowego, który podlegał erozji. Jej wynikiem było powstanie szeregu wciętych dolin wyerodowanych w starszym podłożu, które przypuszczalnie przebiegały z NE na SW (Waksmundzka i in., 2021). Procesy erozyjne w subbasenie płockim zachodziły dużo dłużej, bo do początku baszkiru. Na obszarze subbasenu lubelskiego, w późnym turneju rozpoczęła się sedymentacja we wciętych dolinach, które zapełniły się osadami rzecznymi (ogniwo Kłodnicy). Procesom tym towarzyszył bimodalny wulkanizm – zasadowy i kwaśny (Waksmundzka i in., 2021; Kozłowska, Waksmundzka, 2023; Kozłowska i in., 2025). Materiał osadowy pochodził przypuszczalnie z obszarów alimentacyjnych zlokalizowanych dalej na NE oraz SW. Pod koniec turneju na dotychczasowy obszar lądowy transgredował zbiornik morski, w którym rozwinęły się środowiska płytkiego szelfu węglanowego i ilastego.

Zbiornik ten pogłębiał się ku zachodowi, gdzie na obszarze dzisiejszej Wielkopolski były deponowane osady klastyczne, jak również ku SW, gdzie w rejonie Gór Świętokrzyskich, od początku turneju trwała sedymentacja facji kulmowych (formacji zarębiańskiej). Osady były dostarczane z NE (Krzemiński, 1999) oraz z zachodniej części basenu morawsko-śląskiego (Unrug, Dembowski, 1971), w którym następowała stopniowa migracja osi z zachodu na wschód



OBJAŚNIENIA DO FIG. 31 I 32

ŚRODOWISKO

- szelf węglanowo-klastyczny
- szelf klastyczny
- przybrzeżne klastyki-flisz dystalny
- facje węglonośne
- głównie fluwialne
- erodowany obszar lądowy
- fluwialne-przybrzeżnomorskie
- kierunek dostawy osadów klastycznych
- orogen waryscyjski
- eksternidy waryscyjskie
- baseny śródgórskie
- niezgodności aktywne tektonicznie
- paleofront orogenu waryscyjskiego
- front deformacji waryscyjskich wg Narkiewicza (2020)
- front deformacji waryscyjskich wg Mazura i in. (2020)

FIG. 31. Mapa paleogeograficzna wizenu–namuru A (wizenu–baszkiru wczesnego) (wg Narkiewicza, 2020, uzupełniono wg Waksmundzkiej, 2010b)

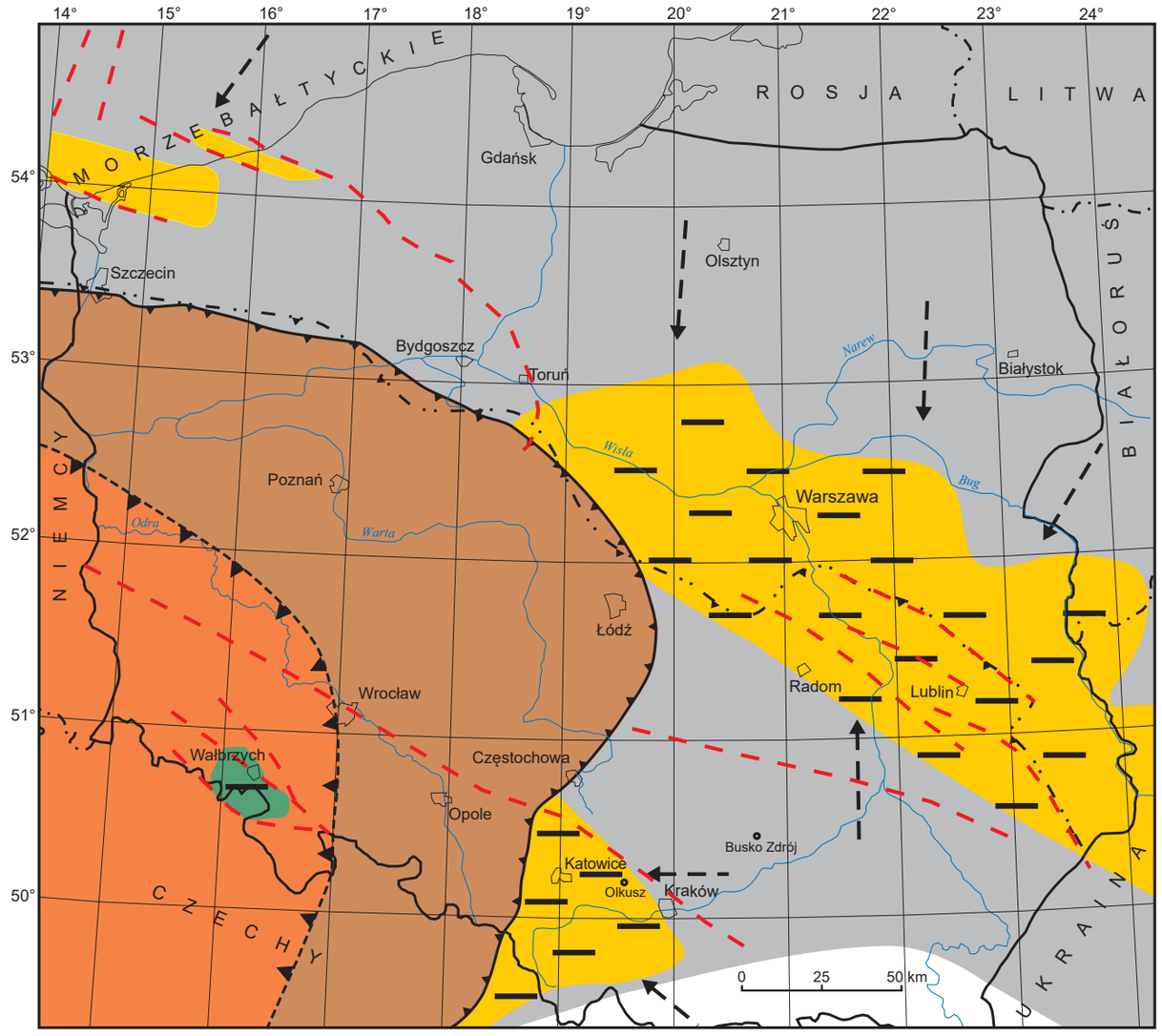


FIG. 32. Mapa paleogeograficzna namuru BC–westfalu AB (baszkiru późnego) (wg Narkiewicza, 2020, uzupełniono wg Waksmundzkiej, 2010b); objaśnienia na figurze 31

(Kumpera, Martinec, 1995). We wschodniej części basenu morawsko-śląskiego (wschodnia część GZW i jego NE obrzeżenia wraz z regionem krakowskim) dominowała sedymentacja osadów węglanowych stabilnego szelfu, w obrębie płytkomorskiej platformy o płaskim paleoreliefie (Narkiewicz, 2005), będąca kontynuacją depozycji z okresu dewońskiego. Obie części basenu rozdzielała strefa morskich środowisk pelagicznych, w której tempo subsydencji przewyższało tempo depozycji osadów (Bełka, 1987). Sedymentacja na platformie węglanowej, w płytkim zbiorniku morskim, miała też miejsce w Małopolsce (Zając, Tomaś, 1986). Basen sedymentacyjny podlegał tu silnej subsydencji, na co wskazuje duża miąższość osadów turneju.

Na obszarze dzisiejszych Sudetów w turneju trwała depozycja w obrębie platformy węglanowej (formacja z Wapnicy, ?jednostka z Lubania), która została następnie przykryta ilastymi osadami głębokomorskimi w czasie maksimum transgresji (formacji z Gołogłów). Natomiast w rejonie bloku sowiogórskiego, który stanowił wyraźną elewację, utworzyły się baseny śródgórskie, do których były dostarczane osady spływów mas (niższej części formacji z Nowej Wsi, formacji z Pogorzały, z Pełcznicy, z Książa, z Chwaliszowa).

Rozpoczęta jeszcze pod koniec turneju sedymentacja klastycznych osadów środowisk przybrzeżnych, a nawet czasowo lądowych, którym odpowiadają osady piaskowców kwarcowych z Drzewian, w NE części obszaru pomorskiego kontynuowała się przez większość wizenu. Natomiast w części SW osadzały się głębokomorskie osady iłowców z Łobżonki, których sedymentacja trwała do początku środkowego wizenu (Matyja, 2008). Osady te prawdopodobnie reprezentują środowisko sedymentacji związane ze skłonem delty, najgłębszym z dotychczas znanych środowisk sedymentacji w obrębie missisipu na obszarze pomorskim (Lipiec, Matyja, 1998). W środkowym wizenie pojawiły się tu osady czysto węglanowe, a analiza formacji wapieni z Czaplinka umożliwiła identyfikację pełnego spektrum stref facjalnych związanych z płytkim szelfem węglanowym, od laguny, przez szeroki pas płycizn i barier, strefę otwartego szelfu, po stok platformy węglanowej (Lipiec, 1997, 1999; Lipiec, Waksmundzka, 2023). Na początku późnego wizenu pojawiły się ponownie osady ilaste (formacji iłowców z Nadarzyc), charakteryzujące umiarkowanie głębokie silikoklastyczne środowisko sedymentacji (Lipiec, 1999).

W żadnym z profili pomorskich nie stwierdzono osadów najwyższego missisipu i najniższego pensylwanu, czyli najwyższego wizenu, namuru i najniższego westfalu. Biorąc pod uwagę tendencje regresywne obserwowane w ciągu całego missisipu i skrajnie płytkomorski, a nawet chwilami lądowy charakter osadów najmłodszej znanej formacji missisipu w strefie NE, formacji z Drzewian, uzasadnione wydaje się twierdzenie, że w tej strefie w czasie przypadającym na namur, a może i wczesny westfal, następowało dźwiganie tej części obszaru pomorskiego i dominowała erozja. Osady najwyższego turneju i wizenu w obszarze SW są reprezentowane przez facje głębsze, związane z otwartomorskimi środowiskami sedymentacji. Tutaj sedymentacja przynajmniej osadów namuru A, stanowiących kontynuację osadów wizenu, wydaje się prawdopodobna.

W SE Polsce, na obszarze subbasenu lubelskiego, nie występują utwory wizenu dolnego i środkowego, związane z brakiem depozycji lub ich erozyjnym usunięciem. W późnym wizenie (fig. 31) powróciła tu sedymentacja na płytkim szelfie węglanowym typu rampy, jak również w dystalnych częściach delt płytkowodnych i płytkim szelfie ilastym (formacja Huczwy, niższa część formacji z Terebina). W obrębie osadów płytkoszelfowych powstawały horyzonty skał piroklastycznych, których skład wskazuje na wulkanizm o charakterze kwaśnym (Kozłowska i in., 2025).

Zbiornik morski pogłębiał się w kierunku zachodnim i SW. Facje kulmowe powstawały w tych samych obszarach, jak w turneju. Do

głębokiego basenu kulmowego w Górach Świętokrzyskich (formacja z Lechówka), dostawał się w postaci spływów grawitacyjnych, materiał detrytyczny (ogniwo debrytów z Gałęzic) pochodzący z platformy węglanowej, zlokalizowanej dalej na południe (Bełka, Skompski, 1988). Powstawały też przeławicenia materiału piroklastycznego. W obrębie basenu morawsko-śląskiego depozycja głębokomorskiego fliszu przesunęła się na wschód na obszar GZW, przyczyniając się do stopniowego zamierania platformy węglanowej (Bełka, 1987). Osady były dostarczane z północy, NE, wschodu i przypuszczalnie z SW, gdzie istniał hipotetyczny obszar lądowy o wysokim reliefie (Bojkowski, Dembowski, 1988). Zmiana charakteru sedymentacji z węglanowej na terygeniczną była skutkiem globalnych procesów tektonicznych (Ziegler, 1990), które spowodowały przebudowę basenu morawsko-śląskiego na dwa segmenty: zachodni i wschodni, różniące się rozwojem asocjacji fliszowej. W segmencie zachodnim nadal trwała depozycja utworów terygenicznych, o charakterze typowego fliszu, natomiast w segmencie wschodnim określanym jako zapadlisko górnośląskie lub niecka górnośląska (GZW na wschód od nasunięcia orłowskiego oraz jego NE obrzeżenie z regionem krakowskim), w wizenie późnym nastąpiła zmiana sedymentacji węglanowej na terygeniczną (Kotas, 1982; Paszkowski, 1988). W tej części basenu w kierunku wschodnim zachodzą zmiany litofacjalne od typowego fliszu (warstwy kijowickie) przez kryptoflisz (warstwy malinowickie) do pseudomolasy węglonośnej (warstwy zalaskie). Wiąże się to bezpośrednio ze skutkami procesów tektonicznych powodujących zmiany środowisk depozycji osadów. Warstwy zalaskie we wschodniej części zagłębia i jego obrzeżenia to utwory spłycającego się morza, osadzone w brzeżnych częściach basenu (Kotas, 1995).

Natomiast w Sudetach w basenach śródgórskich dominowała depozycja prądów zawiesinowych (formacji ze Srebrnej Góry, sekwencji z Winnej Góry, formacji z Sokolca), a także zachodziły spływy mas na stromych skłonach delt rozwiniętych przy krawędziach bloku sowiogórskiego (wyższa część for-macji z Nowej Wsi, formacje z: Pogorzały, Pełcznicy, Książa, Chwaliszowa). W płytszych strefach zbiornika powstawały osady węglanowe (serie z Paprotni, formacje z Sokolca, z Rząsin). W późnym wizenie basen kulmowy zaczął spłycać się w partiach brzegowych, gdzie pojawiły się facje płytkomorskich klastyków (seria z Wilczy, sekwencja z Włóczka). Podobne facje powstawały też w rejonie Gór Świętokrzyskich (ogniwo gułaczowskie). Natomiast wzdłuż północnej i zachodniej, uskokowej krawędzi basenu śródsudeckiego, w warunkach lądowych, działał system dużych stożków napływowych zasilających systemy rzeczne, rozwijające się w osiowej części basenu (formacje z Ciechanowic, ze Starych Bogaczowic, z Lubomina). Źródłem osadów były przyległe obszary ramowe basenu – masyw kaczawski na północy i masyw Rudaw Janowickich na zachodzie. Miejscami pojawiały się jeziora i bagna, gdzie był deponowany materiał fitogeniczny, z którego powstały pokłady węgla. W najwyższym wizenie w basenie śródsudeckim miała miejsce sedymentacja hemipelagiczna, w zatoce relatywnie płytkiego zbiornika morskiego (formacja ze Szczawna). Wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwijały się delty stożkowe, na skłonach których zachodziły spływy grawitacyjne. W części wschodniej basenu, przyległej do obszaru masywu sowiogórskiego, rozwijały się podmorskie stożki o stromych skłonach (Mastalerz i in., 1993; Mastalerz, 1995). W Sudetach miał też miejsce nasilony wulkanizm.

W Małopolsce zbiornik morski podlegał w wizenie silnej subsydencji i rozbudowywał się w wyniku postępującej z zachodu i SW transgresji. Powstawały w nim głębokowodne osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste facji kulmu, z przewarstwieniami piroklastycznymi (Bojkowski, 1979), natomiast w płytszych miejscach osady wapniste, czasami margliste i dolomityczne. W brzeżnych partiach zbiornika zachodziła sedymentacja grubookruchowych osadów klastycznych, dostarczanych z erodowanych obszarów alimentacyjnych. W wyniku ruchów blokowych niektóre partie zbiornika zostały wydźwignięte, co doprowadziło do powstawania spływów podmorskich (Migaszewski, Żakowa, 1991), jak również brekcji wapiennych i wapieni detrytycznych z erozji podmorskich elewacji.

6.2. NAMUR (SERPUCHOW–BASZKIR NIŻSZY)

W czasie namuru (serpuchowu–baszkiru wczesnego) obszar depozycji osadów karbońskich uległ dużej przebudowie. Baseny sedymentacyjne zlokalizowane na przedpolu tworzącego się orogenu waryscyjskiego zostały wydźwignięte i stały się lądem, który objął swoim zasięgiem Pomorze, rejon Gór Świętokrzyskich i Małopolski (fig. 32). Ląd ten był erodowany i dostarczał osadów do basenów położonych w centrum i na południu Polski. W basenie płocko-lubelskim trwała depozycja paralicznych osadów węglonośnych w cyklicznie zmieniających się środowiskach płytkiego szelfu, deltowych i rzecznych (wyższa część formacji z Terebina, ogniwa bużańskie i z Magnuszewa formacji z Dęblina). Na obszarze GZW, po okresie depozycji morskich utworów diastroficznych, początek sedymentacji osadów węglonośnych miał miejsce w środowiskach przybrzeżnych równin i delt okresowo zalewanych morzem (seria paraliczna). Zakończenie sedymentacji typu paralicznego i rozpoczęcie depozycji osadów wyłącznie w warunkach lądowych (górnośląskiej serii piaskowcowej) zostało spowodowane ostatecznym odcięciem basenu sedymentacyjnego od wpływów morskich. Sedymentacja osadów w warunkach lądowych zachodziła na obszarach rozległych równi aluwialnych pociętych siecią rzek anastomozujących, meandrujących i roztokowych, z licznymi torfowiskami o nierzadko długim rozwoju, nieprzerwanym depozycją osadów klastycznych. Materiał osadowy był transportowany do zagłębia ze wschodu oraz SE (Unrug, Dembowski, 1971).

Basen kulmowy zasilany w osady z SW, z erodowanego orogenu waryscyjskiego, zawęził się do północnej i wschodniej części Wielkopolski. W brzeżnych partiach zbiornika osadzały się płytkomorskie klastyki. Na przełomie serpuchowu i baszkiru na obszarze GZW oraz subbasenu lubelskiego zachodziły procesy erozyjne lub brak depozycji, co doprowadziło do powstania luk stratygraficznych (Kotas, 1995; Waksmundzka, 2010a). W basenie śródsudeckim depozycja zachodziła w warunkach górnej równi deltowej, a następnie równi aluwialnej (formacja z Wałbrzycha) (Nemec, 1984) oraz w środowisku rzek roztokowych (formacja z Białego Kamienia) (Kurowski, 1996, 1998), prawdopodobnie w dystalnych fragmentach stożków aluwialnych rozbudowujących się z kierunków południowych. Na dużą skalę rozwijały się też jeziora i bagna, gdzie był deponowany materiał fitogeniczny, z którego powstały liczne pokłady węgla.

6.3. WESTFAL (BASZKIR ŚRODKOWY I PÓŹNY–MOSKOW)

Na zachodzie i południu Polski, w westfalu A (baszkirze środkowym) został wypiętrzony obszar lądowy orogenu waryscyjskiego (fig. 32). Na Pomorze Zachodnie, po długiej przerwie powróciła depozycja, wraz z rozwojem płytkiego zbiornika morskiego, w którego partiach brzeżnych były deponowane osady deltowe (formacji z Wolina). Ich źródło znajdowało się na NE. Zbiornik ten wycofał się w późnym westfalu C, i do westfalu D (moskowu) w warunkach lądowych powstawały facje rzeczno-jeziorne (formacji Regi). Facje węglonośne, głównie deltowe i rzeczno-jeziorne (ogniwa kumowskiego formacji z Dęblina), były deponowane w westfalu A (baszkir środkowy) na obszarze basenu płocko-lubelskiego. W westfalu B i wczesnym C (baszkir późny–moskow wczesny) osadzały się węglonośne osady rzeczno-jeziorne (formacji lubelskiej), natomiast w późnym westfalu C i westfalu D (moskow późny) osady rzeczne o wysokim udziale piaskowców, w których nie występują pokłady węgla (formacji z Magnuszewa). Na południu Polski, w basenie śródsudeckim, przez większą część westfalu trwała sedymentacja węglonośna (formacji z Żaclerza), gdzie rozwinęły się głównie rzeczne środowiska sedymentacji. Na obszarze tym, u schyłku westfalu (moskow późny), zanikały środowiska sprzyjające akumulacji materiału fitogenicznego, a depozycja miała miejsce w rzekach roztokowych, podrzędnie również meandrujących (formacja z Glinika, Ihnatowicz, 2005). Na obszarze GZW, w westfalu (baszkir środkowy i późnym–moskow) początkowo osadzały się węglonośne osady rzeczno-jeziorne o niskim i średnim udziale facji piaskowcowych (serii mułowcowej), a później podobne facje, tylko z wyższym udziałem piaskowców (krakowskiej serii piaskowcowej).

6.4. STEFAN (KAZIM–GŻEL)

W stefanie (kazim–gżel) sedymentacja facji rzeczno-jeziornych trwała tylko na niewielkiej części Pomorza Zachodniego (formacja Dziwny) oraz GZW (arkoza kwaczalska). W basenach śródsudeckim i północnosudeckim powstawały osady stożków aluwialnych, rozbudowujących się wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (formacji z Ludwikowic i ze Świerzawy), natomiast w centrum basenu – osady jeziora (tzw. łupki antrakozjowe dolne). Pozostały obszar Polski był denudowanym lądem, a procesy pokarbońskiej erozji spowodowały redukcję pierwotnej miąższości osadów karbonu we wszystkich karbońskich basenach sedymentacyjnych w Polsce.

7 Magmatyzm i wulkanizm

Stanisław Z. Mikulski, Maria I. Waksmundzka

Początek karbońskiego magmatyzmu związanego z ekstensją datuje się, w obrębie polskich waryscydów, na przełom wizenu i serpuchowu, ok. 330 mln lat temu (Mikulski i in., 2020, wraz z literaturą), natomiast zakończenie – we wczesnym baszkirze, ok. 320 mln lat temu (fig. 33), na co miały wpływ procesy kolizyjne. Charakter magmatyzmu zmieniał się z typowego dla środowisk kolizyjnego i pokolizyjnego z sukcesywnym przejściem, na przełomie karbonu i permu, do środowiska wewnątrzpłytowego. Młodszy pensylwańsko-wczesnopermski etap magmatyzmu miał miejsce w Sudetach ok. 320–295 mln lat temu temu. Plutony intrudowały w górną skorupę w czasie ok. 10–15 mln lat, po kulminacyjnym okresie orogenezy waryscyjskiej (Mazur i in., 2006). Uformowały się wtedy duże intruzje granitowe, przeważnie peraluminiowe, tj. karkonoska, strzegomsko-sobócka oraz mniejsza strzelińska (fig. 4), którym lokalnie towarzyszą granitoidy wapniowo-alkaliczne z dajkami, enklawami tonalitowymi oraz dioryty kwarcowe. Procesy magmowe były silnie powiązane z rozwojem tektoniki blokowej, co skutkowało również rozwojem wulkanizmu mafic znego i felzytowego w pobliskich basenach śródgórskich. Charakterystyka geochemiczna skał wskazuje na związek źródła magmy z płaszczem litosferycznym oraz na jej wzbogacenie lub metasomatyzację (Słaby, Götze, 2004).

Rozwój magmatyzmu był związany z głębokimi, regionalnymi rozłamami tektonicznymi występującymi pomiędzy terranami, głównie o kierunku zbliżonym do przebiegu szwu kontynentalnego na zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (Pharaoh, 1999; Kroner, Romer, 2013). Intruzje granitoidowe częściowo odsłaniają się w Sudetach i na bloku przedsudeckim, wzdłuż uskoków śródsudeckiego i brzeżnego (fig. 4), jak również w wyniesionym trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich i Wysokich. W Tatrach został udokumentowany wieloetapowy magmatyzm granitoidowy, który miał miejsce na aktywnym krańcu kontynentu armorykańskiego ok. 360–310 mln lat temu (Poller i in., 2000). Subdukcja płyty oceanicznej podczas zamknięcia oceanu Rei i późniejsza kolizja kontynentów Laurosji z Gondwaną spowodowały ukształtowanie się granitoidów tatrzańskich i ich otoczenia (Jurewicz, 2007 wraz z literaturą). Procesy topnienia różnych rodzajów skał pochodzenia skorupowego i z płaszcza, mieszania się i hybrydyzacji magm, miały miejsce w Tatrach na wszystkich etapach magmatyzmu waryscyjskiego (Gawęda, 2007). Datowania wieku cyrkonów skał magmowych zarówno z Tatr Zachodnich, jak i Tatr Wysokich, wskazują na ich krystalizację, głównie ok. 350 mln lat temu, przy czym obecność starszych cyrkonów odziedziczonych ze skał od neoproterozoiku do ordowiku jest powszechna i odpowiada tym opisywanym dla waryscyjskich skał magmowych w całej Europie (Catlos i in., 2022).

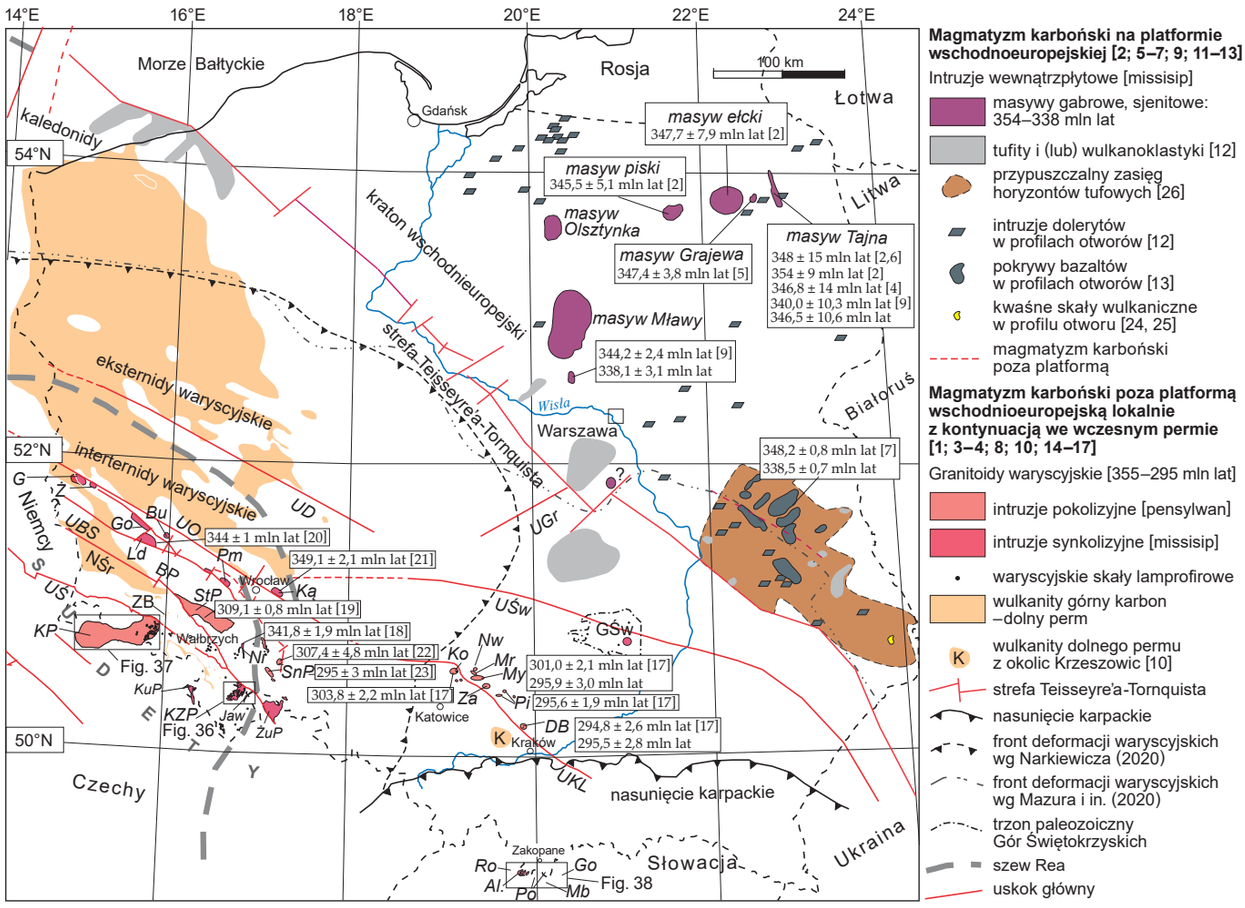


FIG. 33. Występowanie na powierzchni lub w otworach wiertniczych (do głęb. ok. 3,5 km) karbońskich i dolnopermskich intruzji magmowych i skał wulkanicznych w Polsce wraz z wybranymi wynikami datowań izotopowych ich wieku: **[1]** – Oberc-Dziedzic i in. (1999); **[2]** – Krzemińska i in. (2006); **[3]** – Buła i in. (2002); **[4]** – Mazur i in. (2007); **[5]** – Krzemiński i in. (2010); **[6]** – Demaiffe i in. (2013); **[7]** – Pańczyk, Nawrocki (2015); **[8]** – Maliszewska i in. (2016); **[9]** – Krzemińska, Krzemiński (2012, 2017); **[10]** – Narkiewicz (2020); **[11]** – Wiszniewska i in. (2020); **[12]** – Krzemińska i in. (2021); **[13]** – Poprawa i in. (2023); **[14]** – Kohut, Janak (1994); **[15]** – Gawęda (2007); **[16]** – Mikulski i in. (2013); **[17]** – Mikulski i in. (2019); **[18]** – Pietranik i in. (2013a); **[19]** – Turniak, Bröcker (2002); Turniak i in. (2014); **[20]** – Dörr i in. (2006); **[21]** – Oberc-Dziedzic i in. (2015); **[22]** – Pietranik, Waight (2008); **[23]** – Oberc-Dziedzic, Kryza (2012); **[24]** – Waksmundzka i in. (2021); **[25]** – Waksmundzka i in. (2024); **[26]** – Kozłowska i in. (2025). Objaśnienia skrótów: **UO** – uskok Odry, **UD** – uskok Dolska, **UBS** – uskok brzeżny sudecki, **UŚ** – uskok śródsudecki, **NŚr** – niecka śródsudecka, **UŚw** – uskok świętokrzyski, **UGr** – uskok Grójca, **GŚw** – Góry Świętokrzyskie; otwory wiertnicze, w których nawiercono granitoidy waryscyjskie w strefie uskoku Odry **[1]**: **G** – Gubin, **Go** – Gościszowice, **Bu** – Buczyna, **Ld** – Leszno Dolne, **Pm** – Przedmoście, **Ką** – Kątna, **Ż** – Żarków; intruzje waryscyjskie w Sudetach i na bloku przedsudeckim (BP) **[4]**: **KP** – pluton Karkonoszy, **KZP** – pluton kłodzko-złotostocki, **StP** – pluton Strzegom–Sobótka, **SnP** – pluton Strzelina, **ŻuP** – pluton Żulowej, **Jaw** – granitoidy jawornickie, **Ni** – granitoidy strefy Niemczy, **ZB** – masywy Żeleźniaka i Bukowinki; intruzje waryscyjskie w strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec (UKL) **[3]**: **Ko** – Koziegłowy; **Nw** – Nowa Wieś Żarecka, **Mr** – Mrzygłód, **My –** Myszków, **Za** – Zawiercie, **Pi** – Pilica, **DB** – Dolina Będkowska; intruzje waryscyjskie w Tatrach: **Ro** – granit Rohače, **Al** – alaskity; **Po** – granit porfirowy, **Mb** – monzogranit biotytowy, **Go** – granit Goryczkowej

Do granitoidów missisipu zalicza się szereg, różnej wielkości intruzji rozproszonych w Sudetach Środkowych, w podłożu monokliny przedsudeckiej oraz w Tatrach. Należą do nich m.in. granitoidy ze stref środkowej Odry, Niemczy, Jawornika, plutony kłodzko-złotostocki, kudowsko-olešnicki, jak również intruzje w Tatrach i na platformie wschodnioeuropejskiej. W Sudetach najliczniej występują granitoidy pensylwanu. Należą do nich płytkie, w większości niezdeformowane plutony – karkonoski, strzegomsko-sobócki i strzeliński z szerokimi aureolami kontaktowymi, a także ciała subwulkaniczne i wulkanity głównie w basenach sudeckich oraz strefie Kraków–Lubliniec (fig. 33). Różne typy karbońskich skał magmowych głębinowych oraz sub- i wulkanicznych z obszaru Polski zostały przedstawione na figurze 34, natomiast wykresy datowań wieku izotopowego na figurze 35.

7.1. SUDETY I BLOK PRZEDSUDECKI

Intensywny magmatyzm granitoidowy wystąpił w Sudetach z kilkoma kulminacjami, w okresie od ok. 355 do 285 mln lat temu (Romer i in., 2001; Janoušek, Žák, 2015). Intruzje granitoidowe oddzielają bloki zbudowane ze skał metamorficznych, interpretowane jako terrany (Matte i in., 1990). Kompleksy magmowe w Sudetach dzieli się na: (1) intruzje hipabisalne, dajki i inne subwulkaniczne kompleksy skał, odsłoniętych w wypiętrzonych blokach podłoża krystalicznego oraz (2) kompleksy law wulkanicznych oraz utworów wulkaniczno-klastycznych, występujących w basenach śródsudeckim i północnosudeckim (Mazur i in., 2007). Datowania granitoidów z Sudetów Środkowych wskazują, że intruzje zaczęły powstawać w turneju–wizenie (m.in. Bachliński, 2000; Dörr i in., 2006; Mikulski i in., 2013). Sudecki pas granitoidowy, w którym występują kompleksy plutoniczne uformowane ok. 345–325 mln lat temu i ok. 320–295 mln lat temu (fig. 33). Są to głównie granitoidy typu I pochodzące ze stosunkowo prymitywnych magm o niskich do umiarkowanie wysokich wartościach inicjalnego stosunku $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Pin i in., 1987; Lorenc, 1994; Kennan i in., 1999). Ta wczesna grupa plutonów intrudowała w strefach silnej aktywności tektonicznej, podczas głównego etapu nasunięć w obrębie środkowoeuropejskich waryscydów, gdy wraz z pogrubieniem skorupy nastąpił znaczny wzrost temperatury i powstanie magm granitoidowych (Franke, 2006). Młodszy magmatyzm i wulkanizm (320–295 mln lat temu) miał już charakter pokolizyjny. W Sudetach i na bloku przedsudeckim położenie niewielkich ośrodków plutonicznych i wulkanicznych było warunkowane przez strefy uskoków o kierunkach NNW–SSE i NW–SE (Mazur i in., 2007). W synklinoriach śródsudeckim, północnosudeckim i Górach Kaczawskich wyznaczają one granice zapadlisk śródgórskich wypełnionych osadami późno- i poorogenicznymi, którym towarzyszą wulkanity od kwaśnych do pośrednich oraz wapniowo-alkaliczne (Dziedzic, 1996; Awdankiewicz, 1999a,b; Ulrych i in., 2004; Awdankiewicz i in., 2014).

Charakterystykę poszczególnych plutonów występujących w Sudetach i na bloku przedsudeckim przedstawiono w tabeli 12 oraz figurach 36 i 37.

7.1.1. Wulkanizm w synklinoriach północnosudeckim i śródsudeckim

W basenach śródgórskich w Sudetach rozwinęło się kilka odrębnych systemów magmowych, reprezentowanych przez kompleksy subwulkaniczne i centra wulkaniczne (Awdankiewicz, 1999a). W kompleksach subwulkanicznych występowały magmy bardziej alkaliczne, uwodnione, a w centrach wulkanicznych – magmy kwaśne, ubogie w składniki lotne. W obu basenach rozwinęły się wulkany z wylewami podobnych law pośrednich o składzie trachyandezytów i andezytów bazaltowych (Awdankiewicz, 2006). Najpełniejszy zapis wulkanizmu znajduje się w synklinorium śródsudeckim, gdzie rozpoznano kompleksy wulkaniczne zarówno missisipu, pensylwanu, jak i dolnego permu. W pobliżu Kamiennej Góry opisano bazaltowy i trachyandezytowy wulkan tarczowy, a w Górach Kruczych pokrywy law riolitowych (Awdankiewicz, 1999b). W Górach Suchych wybuchowa aktywność wulkaniczna pozostawiła po sobie dużą kalderę i ignimbryty – tufy riolitowe (Awdankiewicz i in., 2023). Najnowsze datowania cyrkonów z ignimbrytów i riolitów z Gór Suchych wykazały wyniki ich krystalizacji w zakresie od 300,5 ±2,0 do 292,6 ±1,9 mln lat temu (Awdankiewicz i in., 2025). W Wałbrzyskm Zagłębiu Węglowym opisano w obrębie karbońskich utworów osadowych dajki lamprofirowe (Kryza, Pin, 2002). Zróżnicowane skały maficzne i felzytowe są produktem procesów asymilacyjno-frakcyjnej krystalizacji magmy przy zmiennym udziale składników płaszcza i skorupy ziemskiej (Awdankiewicz, 1999b wraz literaturą; Pietranik i in., 2013a). Wulkanizm wapienno-alkaliczny był związany z pokolizyjnym układem tektonicznym wzdłuż aktywnego brzegu kontynentalnego. Datowania wskazują, że miał on miejsce ok. 310 ±4 mln lat temu, natomiast wiek powstania tufów riolitowych, wynoszący ok. 300 ±4 mln lat sugeruje, że kulminacja wulkanizmu w basenie śródsudeckim nastąpiła kilka mln lat wcześniej (ok. 315–291 mln lat temu; Opluštil i in., 2016, wraz z literaturą) niż w basenie północnosudeckim (295–290 mln lat temu, Awdankiewicz, Kryza, 2010a; Awdankiewicz i in., 2014). Młodszy wulkanizm w tym basenie, reprezentujący środowisko wewnątrzkontynentalne, osiągnął maksimum we wczesnym permie. Najnowsze datowania cyrkonów z ignimbrytów i riolitów z Gór Suchych wykazały wyniki ich krystalizacji w zakresie od 300,5 ±2,0 do 292,6 ±1,9 mln lat temu (Awdankiewicz i in., 2025).

7.2. STREFA TEKTONICZNA ŚRODKOWEJ ODRY

W strefie środkowej Odry, granitoidy – rozpoznane w profilach pojedynczych otworów wiertniczych – występują pod pokrywą skał osadowych kenozoiku. Badania Oberc-Dziedzic (1999) wykazały, że mają one postać niewielkich ciał intruzywnych w obrębie zmetamorfizowanych w facjach zieleńcowej i amfibolitowej skał osadowych, występujących przy północnej granicy waryscyjskiego podłoża krystalicznego Sudetów. Granitoidy są reprezentowane przez granodioryty hornblendowe, monzogranity, granity, tonality i dioryty kwarcowe. Są to skały wysokopotasowe, metaluminiowe, rzadziej peraluminiowe, z dużą zmiennością zawartości glinu i alkaliczności. Badania wieku krystalizacji cyrkonów z granodiorytu z wiercenia Leszno Dolne wykazały 344 ±1 mln lat (Dörr i in., 2006) oraz próbki cyrkonów z granitoidu wiercenia w Kątnie ok. 341,8 ±1,9 mln lat (fig. 37; Oberc-Dziedzic i in., 2015).

7.3. STREFA TEKTONICZNA KRAKÓW–LUBLINIEC

W strefie Kraków–Lubliniec leżącej pomiędzy blokami górnośląskim i małopolskim, w karbonie i permie miała miejsce rozległa aktywność plutoniczna i wulkaniczna. Występują tam głęboko zakorzenione intruzje o składzie od granodiorytu-diorytu (fig. 34J) do kwarcowego monzonitu-monzogranitu oraz bimodalny zespół skał subwulkanicznych i wulkanicznych. Reprezentują go trachybazalty-trachyandezyty z wystąpieniami lamprofirów oraz dacyty-trachydacyty-riolity (2k-ł) (Truszel i in., 2006; Słaby i in., 2010; Wolska, 2012; Mikulski i in., 2019). Są to skały słabo peraluminiowe, średnio- i wysoko wzbogacone w potas, słabo wyewoluowane, o średniej wartości wskaźnika magnezowości. Zaliczane są do granitów typu I, o charakterze wapniowo-alkalicznym, z wysoką zawartością Na_2O oraz normatywną obecnością diopsydu i korundu (Wolska, 2012). Niewielkie hipabysalne ciała w formie intruzji wielofazowych, głównie granodiorytowe, występują w otaczających skałach od prekambryjskich po pensylwańskie. Największa intruzja z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu–Nowej Wsi Żareckiej powstała między 303,8 ±2,2 a 292,7 ±4,9 mln lat temu (fig. 33; Żelaźniewicz i in., 2008, 2016; Nawrocki i in., 2010; Mikulski i in., 2019; Jarmołowicz-Szulc, 2020). W tym samym czasie, jak również nieco później, rozwinął się na tym obszarze wulkanizm zasadowy lub pośredni (Mikulski i in., 2019). W rejonie Myszkowa odkryto złoże typu porfirowego Mo-Cu(-W) związane z karbońskim magmatyzmem (Piekarski, 1995). Prawdopodobne jest, że źródłem magmy był występujący w rejonie Pilicy–Żarek duży granitoidowy batolit, rozpoznany na podstawie obecności ujemnej anomali grawimetrycznej (Podemski i in., 2001). Inne wychodnie skał subwulkanicznych i wulkanicznych, w postaci intruzji lub wylewów law wraz z towarzyszącymi im skałami piroklastycznymi, występują na SE pograniczu bloku górnośląskiego i małopolskiego, m.in. w okolicy Krzeszowic (Nawrocki i in., 2008). Spotykane tam skały powstały w wyniku bimodalnego wulkanizmu, z magm bazaltowo-trachybazaltowo-trachyandezytowej, pochodzącej ze zmetasomatyzowanego płaszcza litosferycznego oraz o składzie dacytu-trachydacytu-riolitu związanej ze skorupą kontynentalną (Słaby i in., 2010).

7.4. TATRY

Wyniki badań Kohuta i Janáka (1994) wskazują, że ok. 360–350 mln lat temu nastąpiło uformowanie się w Tatrach Zachodnich granitu Rohače, wskutek migmatyzacji skał metamorficznych. Tworzą go granodioryty dwułyszczykowe, zaliczane do granitów typu S, wapniowo-alkaliczne, wysokopotasowe, peraluminiowe. Spotykane są również leukogranity o składzie alaskitów, peraluminiowych, tworzące małe intruzje z enklawami wzbogaconymi w muskowit, mające anatektyczne pochodzenie i skorupowe źródło (Gawęda, Burda, 2005). Wiek alaskitów określono na ok. 361 mln lat (Burda, 2007; fig. 38). W pokrywie metamorficznej występują także sille diorytów kwarcowych, głównie metaluminiowych, o niskim stosunku Rb/Sr. Zostały one stwierdzone w formie enklaw w granitach Tatr Wysokich (Gawęda i in., 2005). Magma diorytowa była wynikiem mieszania się niefrakcjonowanych magm pochodzących z płaszcza i skorupy ziemskiej, a jej intruzję datowano na 341 ±4 mln lat (Gawęda, 1995, 2001). W Tatrach Wysokich dominują trzy odmiany granitoidów, których powstanie było związane z oddzielnymi etapami magmowymi (Poller i in., 2000). Oprócz diorytów kwarcowych, podobnych do tych opisanych powyżej, występują granity

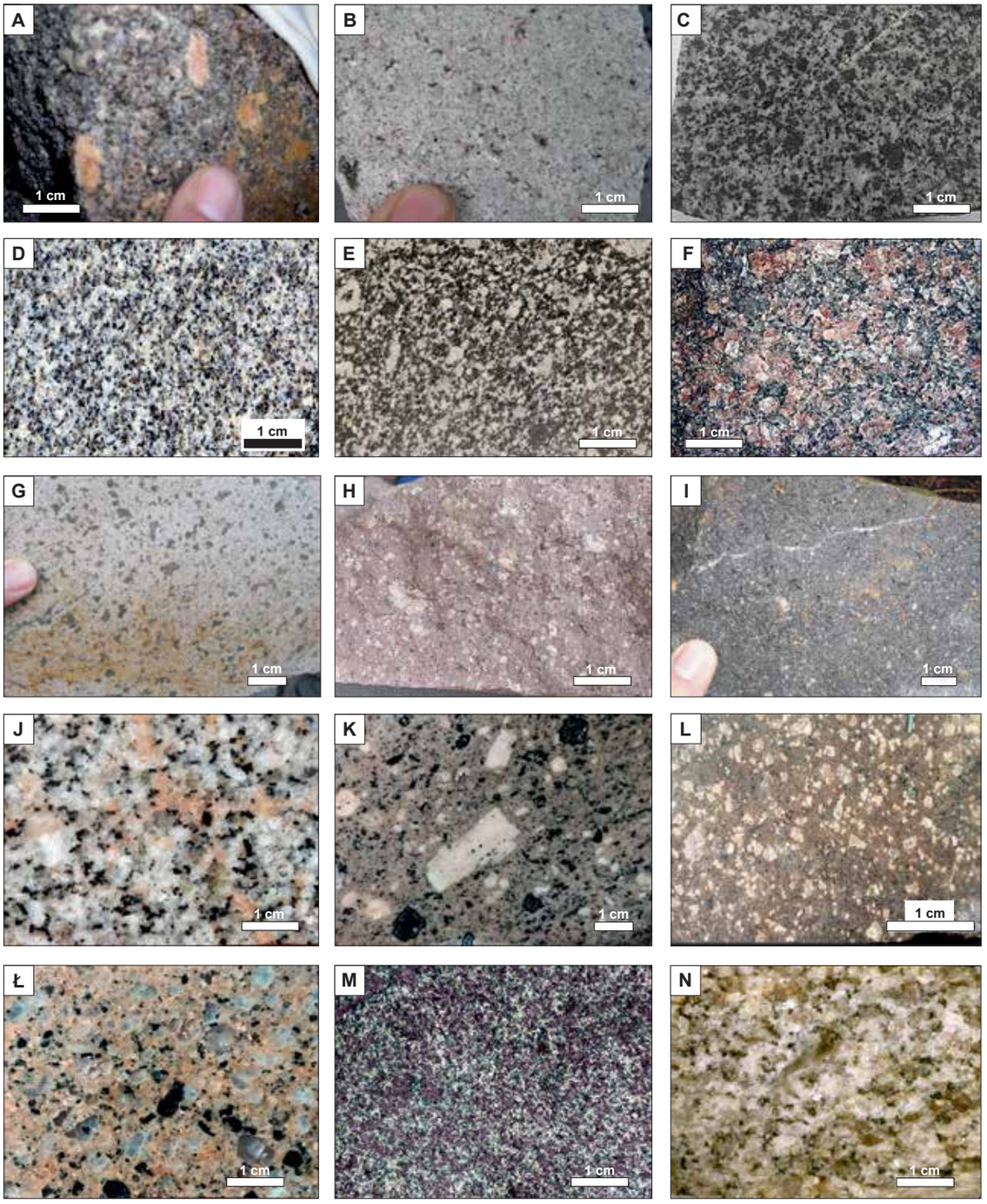


FIG. 34. Fotografie karbońskich skał magmowych z różnych rejonów Polski: **A** – gruboziarnisty monzogranit porfirowy („granit centralny"). Miedzianka (Sudety); **B** – drobnoziarnisty monzogranit („granit grzbietowy"). Kamieniołom Szklarska Poręba Huta (Sudety); **C** – średnioziarnisty tonalit. Apofiza Grańca–Barda (zachodnia części intruzji kłodzko-złotostockiej, Sudety); **D** – średnioziarnisty granit biotytowy. Strzelin (blok przedsudecki; **E** – granit hornblendowo-biotytowy Kośmin (granit strzegomski, blok przedsudecki); **F** – gruboziarnisty granodioryt okolic Kudowy Zdrój (Sudety); **G** – andezyt o teksturze porfirowej z impregnacyjno-żyłkową mineralizacją siarczkową. Radzimowice, intruzja Żeleźniaka (Sudety); **H** – porfir riolitowy z jasnymi fenokryształami kwarcu i plagioklazów. Wielisław Złotoryjski (odsłonięcie „Organy", Sudety); **I** – lamprofir ze złoża polimetalicznego w Radzimowicach, intruzja Żeleźniaka (Sudety); **J** – różnoziarnisty granodioryt. Rejon Myszkowa, otwór PZ10, głęb. 1163 m (blok małopolski); **K** – dacyt. Dolina Będkowska, otwór DB4, głęb. 763 m (blok małopolski); **L** – rejon Koziegłowy, otwór KO 4, głęb. 636,1 m (blok górnośląski); **Ł** – dacyt. Dolina Będkowska, otwór DB5, głęb. 1410 m (blok małopolski); **M** – diabaz (doleryt), otwór Mielnik IG 1, głęb. 1730 m (platforma wschodnioeuropejska); **N** – różnoziarnisty granit tatrzański (granodioryt; Tatry Wysokie)

porfirowe oraz monzogranity biotytowe (fig. 34N). Granity porfirowe, z charakterystycznymi, dużymi porfirokryształami skaleni alkalicznych oraz ksenolitami i maficznymi enklawami magmowymi, są słabo peraluminiowe do metaluminiowych. Ich wiek określono na 345 ±5,1 mln lat (Gawęda, 2007). Natomiast najmłodsze spośród nich są monzogranity biotytowe, peraluminiowe, o dobrze zachowanych teksturach z płynięcia (Pöller i in., 2000). Datowania wykonane przez Pöllera i in. (2001) wykazały, że dioryty kwarcowe powstały ok. 341 ±5 mln lat temu, w wyniku kolizji kontynentów. Natomiast intruzje monzogranitów biotytowych są łączone z pióropuszami płaszcza, jakie rozwinęły się ok. 314 ±4 mln lat temu, w końcowej fazie kolizji płyt.

7.5. PLATFORMA WSCHODNIOEUROPEJSKA

Intruzywne skały missisipu przebijają utwory prekambryjskie i występują pod przykryciem permo-mezozoiku i kenozoiku. Najbardziej intensywna aktywność magmowa o charakterze alkalicznym miała miejsce na wyniesieniu mazurskim (Ryka, 1984). Zachowana część korzeniowa rozległego systemu wulkanicznego obejmuje masywy sjenitowy Ełku, gabro-sjenitowy Piszu oraz kompleks piroksenitowo-sjenitowo-karbonatytowy Tajna (fig. 35), udokumentowane licznymi otworami wiertniczymi (Juskowiak, 1973; Kubicki, Ryka, 1982; Bareja, Kubicki, 1983; Ryka, 1984; Znosko, 1998; Krystkiewicz, Krzemiński, 1992; Wiszniewska i in., 2020).

Masyw Ełku jest wielofazową intruzją o budowie pierścieniowej, w której centrum dominują foidowe sjenity i minerały akcesoryczne nośniki REE, a na peryferiach zdyferencjowane sjenity kwarcowe (Krzemińska, Krzemiński, 2017). W pobliżu tego masywu występuje jeszcze inna intruzja, złożona przy stropie ze sjenitów, a poniżej monzogabr (Krzemińska, Krzemiński, 2012). Natomiast w intruzji Piszu dominują gabra bezoliwionowe, z przewarstwieniami sjenitów oraz sjenitów kwarcowych, wykazujące podwyższoną koncentrację magnetytu i ilmenitu (Krzemińska, Krzemiński, 2017). W wielofazowej intruzji Tajna dominują piroksenity i foidowe sjenity wraz z piroklastykami i brekcjami kominowymi, przecięte przez żyły karbonatytów i krzemianowych skał subwulkanicznych. Karbonatyty są lokalnie wzbogacone w minerały nośniki REE (Kubicki, 1992). Skały masywów Ełku i Tajna wykazują niskie stosunki izotopów $^{87}Sr/^{86}Sr$ i wysokie neodymu, wskazujące na głębokie, płaszczowe źródło protolitu magmowego (Krzemiński i in., 2009). Wiek powstania obu masywów jest zbliżony do wieku masywu Tajna (ok. 350–340 mln lat), jak również masywu sjenitoidowego Mławy, zlokalizowanego w SW części wyniesienia mazurskiego (fig. 35; Krzemińska i in., 2006; Krzemińska, Krzemiński, 2012, 2017). Dane geochemiczne potwierdzają wspólne pochodzenie i zasadowy charakter masywów, a dane geochronologiczne wskazują na krótki

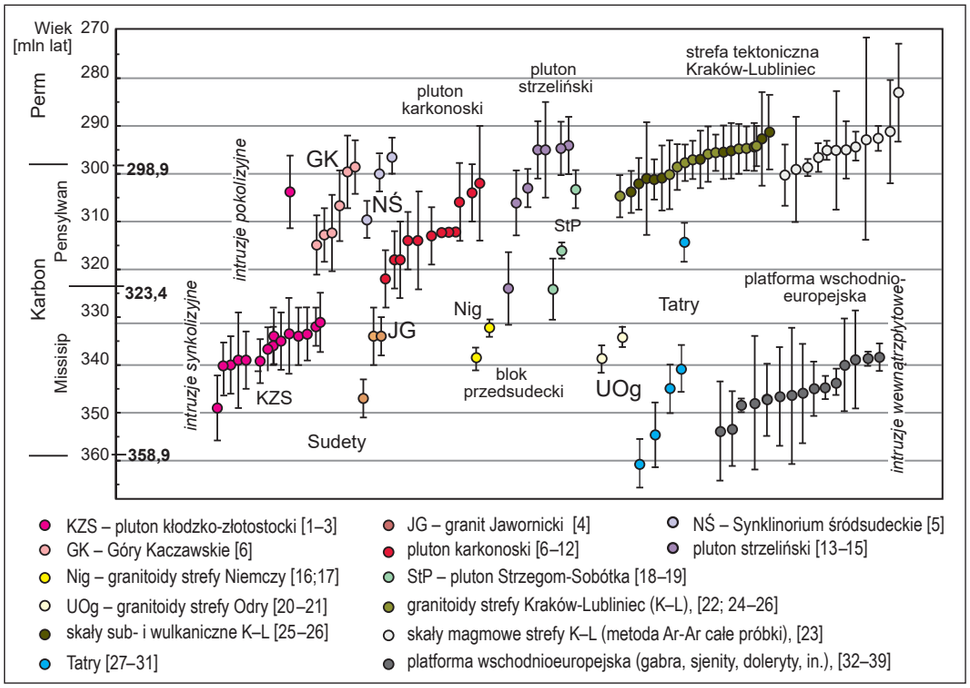


FIG. 35. Wykres datowań wieku izotopowego karbońskich (i wybranych permskich) skał magmowych z różnych obszarów Polski: **[1]** – Mikulski i in. (2013); **[2]** – Mikulski, Williams (2014); **[3]** – Jokubauskas i in. (2018); **[4]** – Białek, Werner (2004); **[5]** – Awdankiewicz, Kryza (2010a); **[6]** – Machowiak i in. (2008); **[7]** – Mikulski, Williams (2014); **[8]** – Kusiak i in. (2009); **[9]** – Awdankiewicz i in. (2010); **[10]** Kryza i in. (2012); **[11]** – Kusiak i in. (2014); **[12]** – Mikulski i in. (2020); **[13]** – Szczepański (2002); **[14]** Turniak i in. (2006); **[15]** – Pietranik, Waight (2008); **[16]** – Oliver i in. (1993); **[17]** – Steltenpohl i in. (1993); **[18]** – Pin i in. (1989); **[19]** – Turniak, Bröcker (2002); **[20]** – Dörr i in. (2006); **[21]** – Oberc-Dziedzic i in. (2015); **[22]** – Żelaźniewicz i in. (2008); **[23]** – Nawrocki i in. (2010); **[24]** – Żelaźniewicz i in. (2016); **[25]** – Mikulski i in. (2019); **[26]** – Jarmołowicz-Szulc (2020); **[27]** – Kohut, Janak (1994); **[28]** – Gawęda (2001); **[29]** – Poller i in. (2001); **[30]** – Burda (2007); **[31]** – Gawęda (2007); **[32]** – Krzemińska i in. (2006); **[33]** – Krzemiński i in. (2010); **[34]** – Demaiffe i in. (2013); **[35]** – Pańczyk, Nawrocki (2015); **[36]** – Krzemińska, Krzemiński (2017); **[37]** – Wiszniewska i in. (2020); **[38]** – Krzemińska i in. (2021); **[39]** – Poprawa i in. (2023)

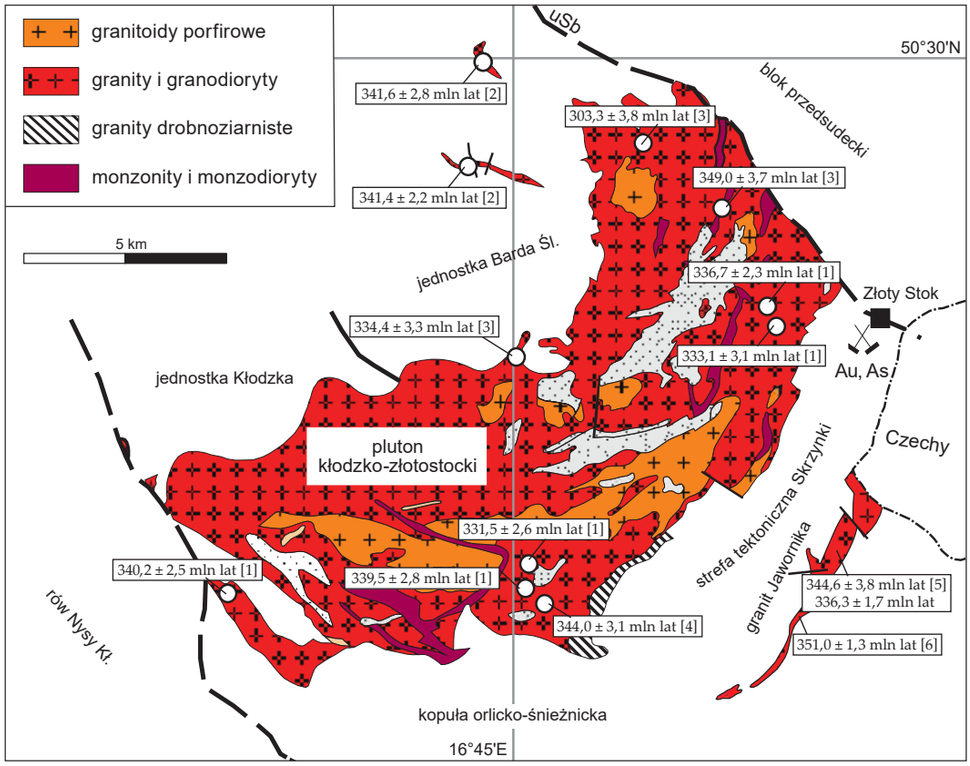


FIG. 36. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb skał plutonu kłodzko-złotostockiego oraz granitoidu jawornickiego:
[1] – Mikulski i in. (2013);
[2] – Mikulski, Williams (2014);
[3] – Jokubauskas i in. (2018);
[4] – Oberc-Dziedzic i in. (2015);
[5] – Białek, Werner (2004);
[6] – Białek (2014)

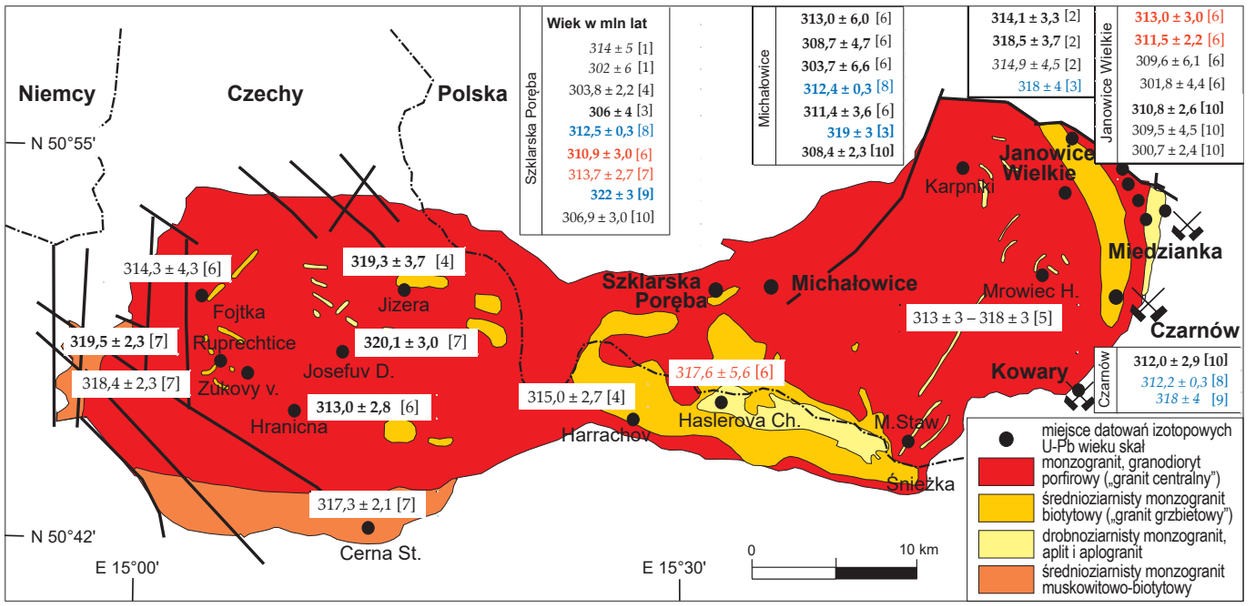


FIG. 37. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb skał plutonu karkonoskiego (wg Mikulskiego i in., 2020); granity porfirowe – czcionka pogrubiona, „granity równoziarniste" – czcionka italic, inne skały magmowe – czcionka niepogrubiona; wiek izotopowy U-Pb skał oznaczony za pomocą metod SHRIMP lub LA ICP-MS na cyrkonach (kolor czarny), SHRIMP na monacytach (kolor czerwony), CA-ID-TIMS na cyrkonach (kolor niebieski): **[1]** – Kröner i in. (1994); **[2]** – Machowiak i in. (2007); **[3]** – Kusiak i in. (2008); **[4]** – Kusiak i in. (2009); **[5]** – Awdankiewicz i in. (2010); **[6]** – Kryza i in. (2012); **[7]** – Žák i in. (2013); **[8]** – Kryza i in. (2014); **[9]** – Kusiak i in. (2014); Mikulski i in. (2020)

TAB. 12. Charakterystyka plutonów w Sudetach i na bloku przedsudeckim

Pluton	Budowa plutonu
Kłodzko-złotostocki	głównie granitoidy wysokokrzemowe bogate w biotyt i hornblendę, o składzie od granodiorytu po monzonit, z maficznymi enklawami magmowymi (Wojciechowska, 1975; Wierzchołowski, 1976). Składa się z granitoidów metaluminiowych i słabo peraluminiowych (wg klasyfikacji Maniara i Piccoliego, 1989), silnie potasowych typu I. Skały te zostały przypisane przez Mikulskiego i in. (2013) do grupy 1 – późnowaryscyjskiego plutonizmu wapniowo-alkalicznego w Europie Środkowej (wg klasyfikacji Fingera i in., 1997) oraz do granitów synkolizyjnych, które powstały w wyniku mieszania magmy związanego z aktywnością uskoku śródsudeckiego (Aleksandrowski i in., 1997)
Kudowa–Olešnice	głównie granodioryt szary oraz czerwony (fig. 35F; Borkowska, 1957; Gierwielaniec 1965; Żelaźniewicz, 1977; Białek, 2006), a południowa część to starszy granodioryt i tonalit (Domečka, Opletal, 1974). Granitoidy te charakteryzują się wysokimi stosunkami izotopów Sr, typowymi dla magm skorupowych. Silnie ujemne wartości εNd(t) dokumentują skorupowe pochodzenie magm (Oberc-Dziedzic i in., 2015). Granitoidy reprezentują intruzje peraluminiowe (lokalnie metaluminiowe) synkolizyjne i późnoorogeniczne
Jawornicki	syntektoniczne intruzje tworzące sille oraz dajki w obrębie strefy Złoty Stok–Skrzynka (Cymerman, 1996). Białek i Werner (2004) stwierdzili wśród nich granodioryty biotytowe i tonality oraz występujące podrzędnie granodioryty hornblendowe i monzogranity. Zaklasyfikowali je do granitów typu I, od słabo metaluminiowych do lekko peraluminiowych, o charakterze subalkalicznym i wapniowo-alkalicznym
Niemczy	hornblendowo-biotytowe intruzje występujące w strefie ścinania skał metamorficznych, na wschodnim obrzeżeniu masywu Gór Sowich. Dziedzicowa (1963) i Puziewicz (1992) wydzielili wśród nich dwa główne typy: (1) Kośmina – granodioryty, monzonity i monzodioryty kwarcowe z licznymi enklawami łupków metamorficznych, (2) Przedborowej – monzodioryty, tonality i dioryty kwarcowe z nielicznymi enklawami (Lorenc, 1994). Są to skały metaluminiowe, z których większość pochodzi z magm wapniowo-alkalicznych. Wartości stosunków izotopowych Sri wskazują, że granitoidy typu Kośmina pochodzą ze źródła skorupowego, a typu Przedborowej z zanieczyszczonej magmy toleitowej (Lorenc, 1998)
Karkonoszy	zbudowany z dwóch głównych typów granitoidów i kilku odmian podrzędnych. Typ (1) „granit centralny" – porfirowy (fig. 35A), zajmuje główną część plutonu i charakteryzuje się obecnością enklaw hybrydowych, głównie maficznych, a czasami diorytu i granodiorytu kwarcowego (Słaby i in., 2002); typ (2) „granit grzbietowy" – równoziarnisty, miejscami z kieszeniami granitu biotytowego, tworzy najwyższe partie Karkonoszy (fig. 35B; Borkowska, 1966). Do podrzędnych odmian zalicza się aplogranit spotykany w NE części plutonu, oraz odsłonięte w czeskiej części masywu „granityTanvald" oraz „granity Fojtka" (Klomínský i in., 2018). Granity karkonoskie mają charakter wapniowo-alkaliczny i są słabo peraluminiowe. Są klasyfikowane jako granity pokolizyjne typu S lub I (Wilamowski, 1998; Mikulski, 2007b; Słaby, Martin, 2008). Pochodzą z magm hybrydowych z udziałem skorupy i materiału maficznego z płaszcza Ziemi (Słaby, Goetze, 2004; Żak, Kłominski, 2007; Słaby, Martin, 2008). Magmy te były silnie wyewoluowane i frakcjonowane, jak również wzbogacone w pierwiastki rzadkie, tj. REE, Nb, Y, Mo, W, Sn oraz w U i Th (Mikulski, 2007b; Mochnacka i in., 2015). Granitoidy w rejonie Karpacza–Janowic Wielkich są poprzecinane dajkami lamprofirów i innych maficznych skał żyłowych, o zróżnicowanym składzie petrograficznym obejmującym minety, wogezyty, spessartyty, monzodioryty i mikrogranity (Awdankiewicz i in., 2010). Powstanie plutonu karkonoskiego nastąpiło w wyniku ekstensyjnego zapadnięcia się wzdłuż szwu Tepli/sakso-turyńskiego, zlokalizowanego w obrębie wschodniej osłony metamorficznej (Mazur, Aleksandrowski, 2001)
Strzegom–Sobótka	pluton jest podzielony uskokiem Strzegom–Świdnica na część wschodnią, w której dominują monzogranity hornblendowo-biotytowe (fig. 35E) i biotytowe oraz zachodnią, gdzie są spotykane monzogranity dwumikowe i granodioryty biotytowe (Majerowicz, 1972; Maciejewski, Morawski, 1975; Puziewicz, 1990; Puziewicz, Koepke, 1991). Skały te mają charakter metaluminiowy (Domańska-Siuda, 2007) oraz peraluminiowy, mają właściwości wapniowo-alkaliczne oraz zróżnicowany charakter żelazowy lub magnezowy. Różnią się one wyraźnie składem modalnym, chemicznym i izotopowym, na co wskazują uzyskane wartości stosunku inicjalnego Sri oraz współczynniki εNd (Majerowicz, 1972; Pin i in., 1989; Puziewicz, 1990; Domańska-Siuda, 2007). Monzogranit dwumikowy jest pochodzenia skorupowego, a pozostałe skały powstały ze zmieszania materiału skorupy ziemskiej i stopu maficznego, w wyniku metasomatozy płaszcza (Domańska-Siuda, 2007)
Strzeliński	granodioryty, granity biotytowe (fig. 35D) oraz biotytowo-muskowitowe, o charakterze metaluminiowym i wapniowo-alkalicznym. Towarzyszą im – w formie intruzji, dajek oraz enklaw – tonality i dioryty kwarcowe (Lorenc, 1984; Oberc-Dziedzic, 2002), spotykane są też żyły leukokratyczne (Oberc-Dziedzic, 1999; Pietranik i in., 2006). W niektórych intruzjach, np. Gęsińca, można zaobserwować struktury typowe dla mieszania się magmy maficzno-felzytowej (Oberc-Dziedzic, 2007). Dane izotopowe sugerują, że granitoidy wyewoluowały z magm o niskiej zawartości stosunku inicjalnego $^{87}Sr/^{86}Sr$ i maficznym składzie, bez znaczącego udziału materiału skorupowego (Pietranik, Waight, 2008)
Żeleźniaka i Bukowinki	intruzje płytkoskorupowe. Intruzja Żeleźniaka ma kształt lakolitu i reprezentuje zerodowaną pozostałość centralnego wulkanu, który powstał w wyniku erupcji law sporadycznie wypływających na powierzchnię (Muszyński i in., 2002). Występują tu skały wulkaniczne (riolity, riodacyty, dacyty, trachyandezyty), jak również mikrogranity porfirowe i granodioryty w postaci mniejszych ciał, dajek i apofiz. Granitoidy są peraluminiowe, o wartościach stosunku izotopów strontu Sri 0,7086–0,7288 i zaliczane do typu S (Machowiak i in., 2008). Stanowią one pierwszy epizod późnowaryscyjskiej aktywności magmowej na omawianym obszarze. Charakterystyka geochemiczna sugeruje skorupowe źródło protolitu w procesie wytwarzania magmy riodacytowej, przy udziale maficznych magm wapniowo-alkalicznych, peraluminiowych pochodzących z niejednorodnych źródeł skorupy ziemskiej (Mikulski, 2005; Mikulski, Williams, 2014). Ksenolity granitowe w riolitach wskazują, że mogą być one powiązane z głęboko osadzonym plutonem granitoidowym (Majerowicz, Skurzewski, 1987; Mikulski, 2007a)

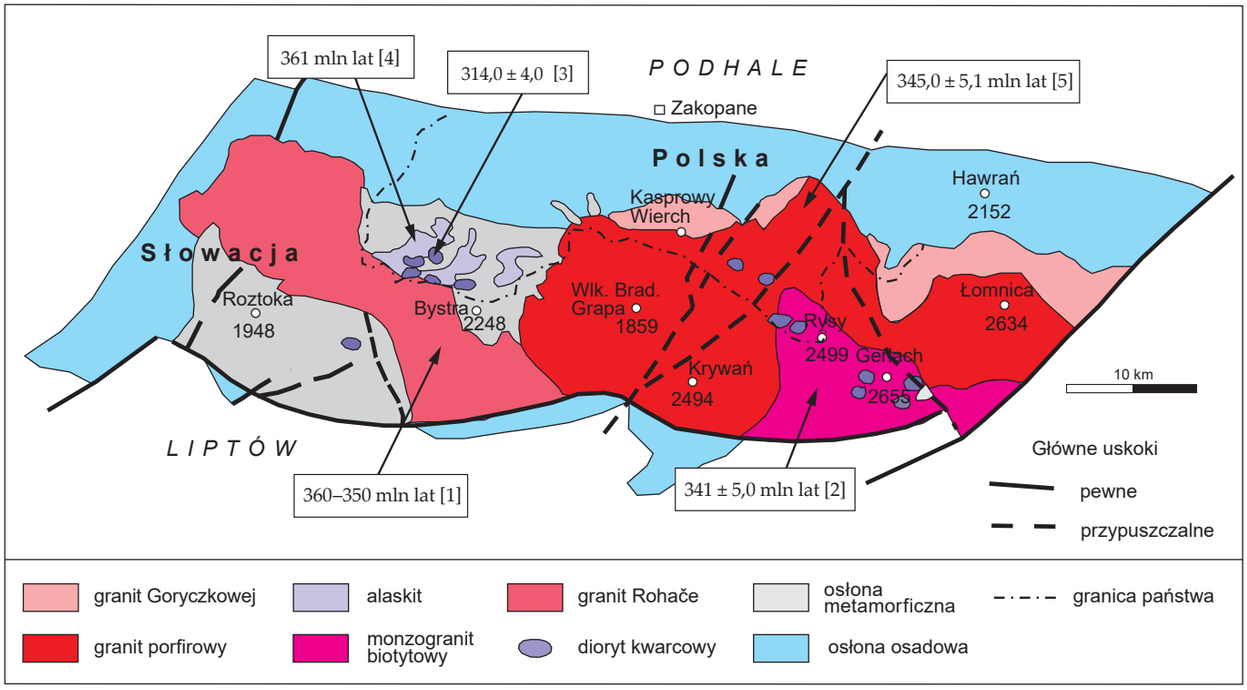


FIG. 38. Wyniki datowań wieku izotopowego U-Pb granitoidow tatrzańskich (schemat geologiczny wg Gawędy, 2007 wraz z literaturą):
[1] – Kohut, Janak (1994); **[2]** – Gawęda (2001); **[3]** – Poller i in. (2001); **[4]** – Burda (2007); **[5]** – Gawęda (2007)

Wiek intruzji	Uwagi
środkowy wizen, od ok. 341 do 331 mln lat temu (Mikulski i in., 2013; Mikulski, Williams, 2014; Jokubauskas i in., 2016; fig. 37). Krystalizacja biotytu i hornblendy z magmy zubożonej w substancje lotne spowodowała utworzenie się magm granodiorytowych lub kwarcowych, monzodiorytowych (ok. 340–337 mln lat temu) oraz późniejszą krystalizację hornblendy (ok. 333 mln lat temu; fig. 37), która spowodowała iniekcje dajek lamprofirów. W zbliżonym czasie intrudował też tonalit z rejonu Droszkowa (fig. 35C), wzbogacony w REE. Wskazuje to na bardziej zaawansowane frakcjonowanie i leukokratyzację magmy tonalitowej w późnym etapie. Według Marheinea i in. (2002) masyw granodiorytowy uległ kruchym spękaniom ok. 333–331 mln lat temu, na co wskazuje obecność sieci maficznych dajek, o składzie od wogezytów, spessartytów do monzodiorytów i mikrogranitów (Wierzchołowski, 1977)	stosunki Sr/Rb i Rb/K_2O oraz zawartość pierwiastków niekompatybilnych i kompatybilnych wskazują na niejednorodne źródło magm, które powstały w heterogenicznym źródle litosferycznym, częściowo w wyniku mieszania i miglingu magm felzytowych, i maficznych (Wierzchołowski, 1976; Lorenc, 1994)
331±11 mln lat temu (Bachliński, 2000; Bachliński, Hałas, 2002). Oznaczenia stosunków izotopowych $^{206}Pb/^{238}U$ (Mikulski i in. 2011) wykazały wiek ok. 330 mln lat, ale ze względu na wysoką zawartość U i Th oraz Pb nieradiogenicznego wymagają weryfikacji. Datowania próbki tonalitu (Oberc-Dziedzic i in., 2015) dały wiek 321±4 mln lat. Prawdopodobne jest, że powstanie plutonu było w przybliżeniu równowiekowe z formowaniem się plutonu kłodzko-złotostockiego	źródłem magmy były zapewne skały metaosadowe i felzytowe skały magmowe (Bachliński, 2007)
ok. 351 do 336 mln lat temu (Białek, Werner, 2004; Białek, 2014; fig. 36)	
338±2,3 mln lat temu (Oliver i in., 1993), 331,9±1,7 mln lat temu (Steltenpohl i in., 1993) bądź 341,8±1,9 mln lat temu (Pietranik i in., 2013b)	
datowania wykonane w różnych częściach plutonu wykazały, że procesy magmowe zachodziły w okresach 320–315 mln lat temu (Słaby, Götze, 2004), 318,5±3,7–314,0±3,3 mln lat temu oraz 314±4,8–302,2±6,4 mln lat temu (fig. 38; Machowiak i in., 2008; Kusiak i in., 2009; Kryza i in., 2012; Mikulski i in., 2020). Na podobny przedział wieku wskazują datowania Marheine'a i in. (2002), jak również datowania dajek na 313±3 mln lat (Awdankiewicz, Kryza, 2010a, b) oraz na ok. 314–311 mln lat (Kusiak i in., 2014). Na dokładność datowań izotopowych U-Pb w cyrkonach mogły mieć wpływ m.in. silne procesy pneumatolityczno-hydrotermiczne, jakie zachodziły w plutonie karkonoskim	największy odsłonięty masyw w Sudetach
najstarszymi skałami o wieku 324±7 mln lat są monzogranity dwumikowe (Pin i in., 1989), natomiast pozostałe są z przedziału wieku 309,1±0,8–302,9±2,2 mln lat (Turniak, Bröcker, 2002; Turniak i in., 2005, 2007). Porównywalne wartości (309±1–304±1 mln lat) uzyskano również z badań molibdenitu z żył kwarcowych przecinających monzogranit hornblendowo-biotytowy (Mikulski, Stein, 2012)	największy pluton granitoidowy w środkowej części bloku przedsudeckiego
późnopensylwański–wczesnopermski wiek krystalizacji magm: 307±4,8 mln lat i 295±0,6 mln lat (Pietranik, Waight, 2008), od 302,8±8,6–280,9±9 mln lat (Turniak i in., 2006) do 284,6±2–279,4±1,8 mln lat (Szczepański, 2002)	pluton położony we wschodniej części bloku przedsudeckiego, wzdłuż strefy uskokowej między Sudetami Wschodnimi i Zachodnimi, oddzielającej terrany brunowistulijski i moldanubski (Oberc-Dziedzic i in., 1996, 2003). Nie tworzy on jednej dużej intruzji, ale małe, izolowane sztoki, dajki oraz sille niewielkiej miąższości, występujące w obrębie kompleksu skał metamorficznych
316,7±1,6 mln lat temu i 315,0±2,1 mln lat temu (Machowiak i in., 2008) oraz 314,9±3,1 mln lat temu. Młodsze impulsy magmowe są reprezentowane przez porfirowe dajki andezytowe (312,8±2,8 mln lat, fig. 35G) i lamprofirowe (312,4±4 mln lat, fig. 35I). Z powstaniem felzytowej intruzji Żeleźniaka jest łączona geneza mineralizacji w złożu Au-As-Cu w Radzimowicach, w którym datowania złotonośnych siarczków wykazały wiek 317±17 mln lat (Mikulski i in., 2005)	intruzje występują na niewielkim obszarze w SE części Gór Kaczawskich, w obrzeżeniu synklinorium północnosudeckiego (Skurzewski, 1984; Majerowicz, Skurzewski, 1987). Główne procesy ekspansji poorogenicznej, polegające na regionalnym przemieszczeniu wzdłuż uskoku śródsudeckiego oraz subsydencji i posadowieniu magm felzytowych, z których powstały granitoidy na Bukowince, nastąpiły ok. 315 mln lat temu. Następnie, ok. 312 mln lat temu, nastąpiły intruzje magmy alkalicznej (lamprofirowej) poprzez system głęboko osadzonych spękań (Mikulski, Williams, 2014)

i intensywny okres aktywności magmowej w późnym turneju i wczesnym wizenie.

W obrębie karbońskiej pokrywy platformy wschodnioeuropejskiej, w subbasenie lubelskim, są udokumentowane nieciągłe pokrywy bazaltów alkalicznych (foidytów, tefrytów, bazanitów, trachybazaltytów), wraz z towarzyszącymi im tufami i tufitami (Żelichowski, 1984; Porzycki,1988; Grocholski, Ryka, 1995; Kozłowska, Waksmundzka, 2020, 2023; Waksmundzka i in., 2021). Wiek tych bazaltów wydatowano w zakresie 348,2 ±0,8–338,5 ±0,7 mln lat (Pańczyk, Nawrocki, 2015). Na północ i południe od wyniesienia mazurskiego, w basenach bałtyckim i podlaskim, w licznych otworach wiertniczych występują alkaliczne skały maficzne, reprezentowane głównie przez sille dolerytów (fig. 34M; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2021). Ich powstanie jest wiązane z wewnątrzpłytowym zasadowym wulkanizmem pochodzącym ze zmetasomatyzowanego płaszcza (Poprawa i in., 2023). Przy uwzględnieniu obecności w subbasenie lubelskim nie tylko zasadowych, lecz także kwaśnych skał wylewnych (Waksmundzka i in., 2021), jak i wyłącznie kwaśny – riolitowy skład regionalnych horyzontów tufowych, typ wulkanizmu należy określić tu na bimodalny – zasadowy i kwaśny (Kozłowska, Waksmundzka, 2023; Kozłowska i in., 2025).

Karbońską aktywność magmową stwierdzono również w Górach Świętokrzyskich, gdzie udokumentowano m.in. w rejonie Podkranowa wystąpienia lamprofirów o wieku 322 ±12 mln lat oraz diabazów w profilu otworu Janowice 2 o wieku 300 ±10 mln lat (Krzemińska, Krzemiński, 2019), co potwierdziło wcześniejsze dane geochronologiczne (Nawrocki i in., 2013).

Literatura

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie) 1:5 000 000. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 43. Państ. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski", Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematics data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in Sudetes. Geological Magazine, 134: 727–739.

Aleksandrowski P., Krzemińska E., Nawrocki J., Buła Z., 2017. Mapy tektoniczne i mapy rozprzestrzenienia zjawisk endogenicznych oraz przekroje geologiczne i geofizyczne. Jednostki podłoża krystalicznego 1:5 000 000. *W*: Atlas Geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 45. Państ. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Augustyniak K., Grocholski A., 1968. Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 87–111.

Avchimovitch V.I, Turnau E., 1994. The Lower Carboniferous *Prolycospora claytonii* Zone of Western Pomerania and its equivalents in Belorussia and northwestern Europe. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 249–263.

Awdankiewicz M., 1999a. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 1999b. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 83–111.

Awdankiewicz M., 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geologia Sudetica, 38: 39–62.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 111: 2199–2224.

Awdankiewicz M., Kryza R., 2010a. The Chełmiec sub-volvanic intrusion (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. Mineralogia – Special Papers, 37: 69.

Awdankiewicz M., Kryza R., 2010b. The Góry Suche Rhyolitic Tuffs (Intra-Sudetic Basin, SW Poland): preliminary SHRIMP zircon age. Mineralogia – Special Papers, 37: 70.

Awdankiewicz M., Kurowski L., Mastalerz K., Raczyński P., 2003. The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. Geolines, 16: 165–183.

Awdankiewicz M., Awdankiewicz H., Kryza R., Rodionov N., 2010. SHRIMP zircon study of a micro-monzodiorite dyke in the Karkonosze Granite, Sudetes (SW Poland): age constraints for late Variscan magmatism in Central Europe. Geological Magazine, 147: 77–85.

Awdankiewicz M., Kryza R., Szczepara N., 2014. Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Magazine, 151: 611–628.

Awdankiewicz M., Pańczyk M., Ploch I., Raczyński P., Awdankiewicz H., Górecka-Nowak A., Pawlak W, Peryt T., 2023. The Góry Suche Rhyolitic Tuffs, a large-scale, caldera-related ignimbrite deposit in the Intra-Sudetic Basin: U-Pb SHRIMP zircon dating, regional correlations and stratigraphic implications. Mineralogia – Special Papers, 51: 35.

Awdankiewicz M.,·Pańczyk M., Ploch I., Raczyński P., Awdankiewicz H., Górecka-Nowak A., Pawlak W, Peryt T., 2025. Timing of post-orogenic silicic volcanism in the eastern part of the European Variscides: constraints from SHRIMP U-Pb zircon study of the Permo-Carboniferous Góry Suche Rhyolitic Tuffs (the Intra-Sudetic Basin). International Journal of Earth Sciences, 114: 75–98.

Bábek O., Kalvoda J., Mikuláš R., Paszkowski M., Šimíček D., Uchman A., 2018. Osady kulmu (karbon dolny) basenu morawsko-śląskiego. *W*: Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7: 7–25.

Bachliński R., 2000. Warsaw ING PAN Isotope Laboratory Research Reports. 4. Rb-Sr dating of the Kudowa Zdrój granitoids (Central Sudetes, SW Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 48: 175–183.

Bachliński R., 2007. Kudowa-Olešnice granitoid massif. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 275–286.

Bachliński B., Hałas B., 2002. K-Ar dating of biotite from the Kudowa Zdrój Granitoids (Central Sudetes, SW Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 50: 113–116.

Bareja E., Kubicki S., 1983. Mineralizacja sjenitów ełckich w strefach przeobrażeń metasomatyczno-hydrotermalnych (NE Polska). Kwartalnik Geologiczny, 27: 215–223.

Bederke E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–50.

Bełka Z., 1985. Lower Carboniferous conodont biostratigraphy in the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. Acta Geologica Polonica, 35: 33–60.

Bełka Z., 1987. The development and decline of a Dinantian carbonate platform: an example from the Moravia-Silesia Basin, Poland. *W*: European Dinantian environments (red. J. Miller J. i in.): 177–188. John Wiley & Sons.

Bełka Z., Skompski S., 1988. Mechanizm sedymentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 36: 442–449.

Bełka Z., Skompski S., Soboń-Podgórska J., 1996. Reconstruction of a lost carbonate platform on the shelf of Fennosarmatia: evidence from Visean polymictic debrites, Holy Cross Mountains, Poland. Geological Society Special Publications, 107: 315–329.

Białek D., 2006. Petrography of the Kudowa–Olešnice granitoids (SW Poland) and P–T conditions of its emplacement – preliminary report. Mineralogia-Special Papers, 29: 99–102.

Białek D., 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Jawornik granitoids (West Sudetes, Poland). Geologia Sudetica, 42: 4.

Białek D., Werner T., 2004. Geochemistry and geochronology of the Javornik granodiorite and its geodynamic significance in the Eastern Variscan belt. Geolines, 17: 22–23.

Biernat G., Kaźmierczak J., Baliński A., Stasińska A., 1972. Dokumentacja paleontologiczna utworów węglanowych dewonu i karbonu oraz osadów paleozoiku otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1. Wyniki badań biostratygraficznych otworu wiertniczego Sosnowiec IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 117992].

Bocheński T., 1952. Stratygrafia warstw najwyższych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Geologiczny Biuletyn Informacyjny 2: 11–12.

Bojkowski K., 1979. Goniatyty z karbonu Górnośląskiego i Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 311: 5–68.

Bojkowski K., Dembowski Z., 1988. Paleogeografia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego na tle paleogeografii karbonu Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 18–26.

Borkowska M., 1957. Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. Archiwum Mineralogiczne, 21 (2): 229–363.

Borkowska M., 1966. Pétrographie du granite des Karkonosze. Geologia Sudetica, 2: 1–119.

Bossowski A. (red.), 1996. Grzędy IG-1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 83.

Bossowski A., Ihnatowicz A., 1994a. Palaeogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quarterly, 38: 709–726.

Bossowski, A., Ihnatowicz, A., 1994b. Palaeogeography of the Upper Carboniferous coal-bearing deposits in NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quarterly, 38: 231–248.

Bossowski A., Ihnatowicz A., 2006. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Literatura

Buła Z., 2001. Litologia i stratygrafia utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 61–66.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buła Z., Kotas A. (red.), 1994. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. III Mapy geologiczno-strukturalne utworów karbonu produktywnego. Polska Agencja Ekologiczna S.A., Warszawa.

Buła Z. (red.), Habryn R., Kurek S., Krieger W., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego 1:200 000. Państ. Inst. Geol., Warszawa.

Buła Z., Krieger W., 2004. Charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *W*: Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 15–24. Geosfera, Kraków.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W*: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim Warszawa: 14–42.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Burda J., 2007. U-Pb zircon and monazite dating of partial melting in migmatitic metapelites from Western Tatra Mts. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 333–340.

Catlos E.J., Broska I., Kohút M., Etzel T.M., Kyle R., Stockli D.F., Miggins D.P., Campos D., 2022. Geochronology, geochemistry, and geodynamic evolution of Tatric granites from crystallization to exhumation (Tatra Mountains, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 73: 517–544.

Cebulak S., Porzycki J., 1966. Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów karbonu lubelskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 44: 21–47.

Chorowska M., 1972. Konodonty dewonu górnego i karbonu dolnego z profilu Węgrzynów IG-1 (niecka miechowska). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 233: 161–208.

Chorowska M., 1977. Lubań: Wapienie dolnokarbońskie w obrebie serii szarogłazowo-ilastej. *W*: Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego: 30–31.

Chorowska M., 1978. Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 48: 245–261.

Chorowska M., Fedorowski J., Radlicz K., 1992. Famennian and Tournaisian deposits from the Zdanów IG 1 borehole (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 1–32.

Chorowska M., Radlicz K., 1984. Karbońskie wapienie i zlepieńce zachodniej części struktury badzkiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 251–290.

Chorowska M., Radlicz K., 1994. Revision of the age of the Lower Carboniferous deposits in the northern part of the Góry Bardzkie (Sudetes). Geological Quarterly, 38: 249–288.

Chorowska M., Wajsprych B., 1995. Góry Bardzkiej Mts. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 137–139.

Clayton G., Turnau E., 1990. Correlation of the Tournaisian miospore zonations of Poland and the British Isles. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 45–58.

Clayton G., Coquel R., Doubinger J., Gueinn K.J., Loboziak S., Owens B., Streel M., 1977. Carboniferous spores of Western Europe: illustration and zonation. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 29: 1–70.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Conil R., Groessens E., Pirlet H., 1976. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. Annales de la Société Géologique du Nord, 96: 363–371.

Conil R., Groessens E., Laloux M., Poty E., Tourneur F., 1991. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins: their potential for widespread correlation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 130: 15–30.

Cramer R., Finckh L., Zimmermann E., 1924. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Schweidnitz., Liefferung 254, skala 1:25 000. Preußischen Geologischen Landesalstalt, Berlin.

Cymerman Z., 1996. The Złoty Stok-Trzebieszowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts. (Sudetes). Geological Quarterly, 40: 89–118.

Czarniecki S., 1973. Goniatites from Carboniferous Limestone at Gałęzice (Holy Cross Mts.). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 43: 227–248.

Czarnocki S., 1935. Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu (1914–1934). Państw. Inst. Geol. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. 1.

Dadlez R., 1997. Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystaline basement and sedimentary infill. Geological Quaterly, 41: 419–432.

Dadlez R., 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. Geological Quarterly, 44: 221–236.

Dames W., 1868. Ueber die in der Umgebung Freiburgs in Nieder-Schlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 20: 469–508.

Delmer A., Dusar M., Delcambre B., 2001. Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, 4: 95–103.

Demaiffe D., Wiszniewska J., Krzemińska E., Williams I.S., Stein H., Brassinnes S., Ohnenstetter D., Deloule E., 2013. A hidden alkaline and carbonatite province of Early Carboniferous age in Northeast Poland: Zircon U-Pb and pyrrhotite Re-Os geochronology. Journal of Geology, 121: 91–104.

Dembowski Z. 1972a. Ogólne dane o Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 9–16.

Dembowski Z. 1972b. Krakowska seria piaskowcowa Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 510–531.

Dembowski Z., Porzycki J., 1988. Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 122.

Doktor M., Gradziński R., 1999. Środowiska depozycyjne rozpoznane w serii paralicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 1999: 35–40.

Doktor M., Kędzior A., 2002. Architektura osadów i środowiska sedymentacji serii mułowcowej na przykładzie warstw załęskich (westfal A) w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 2002: 41–50.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1935. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego. Arkusz Grodziec. Objaśnienia z. 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., Bocheński T., 1945. Zasady nowej nomenklatury pokładów węgla w Polskim Zagłębiu Węglowym. Przegląd Górniczy, 6: 256–267.

Doktorowicz-Hrebnicki S., Bocheński T., 1952. Podstawy i niektóre wyniki paralelizacji pokładów węgla w Zagłębiu Górnośląskim. Geologiczny Biuletyn Informacyjny, 1: 13–14.

Domańska-Siuda J., 2007. The granitoid Variscan Strzegom-Sobótka massif. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 179–191.

Domečka K., Opletal M., 1974. Granitoidy západni časti orlicko-kladské klemby. Acta Univoersitatis Carolinae, Geologica, 1: 75–109.

Dörr W., Żelaźniewicz A., Bylina P., Schastok J., Franke W., Haack U., Kulicki C., 2006. Tournaisian age of granitoids from the Odra Fault Zone (southwestern Poland): equivalent of the Mid-German Crystalline High? International Journal of Earth Sciences, 95: 341–349.

Dvořak J., 1994. Variský flyšovy vývoj v Nizkém Jeseniku na Moravě a ve Slezsku. Práce Práce Českého geologického ústavu, 3: 6–76.

Dybova-Jachowicz S., Pokorski J., 1984. Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. Kwartalnik Geologiczny, 28: 589–616.

Dziedzic K., 1959. Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Kwartalnik Geologiczny, 3: 831–846.

Dziedzic, K., 1971. Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Geologia Sudetica 5: 7–66.

Dziedzic, K., 1996. Two-stages origin of the Hercynian volcanic in the Sudetes, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Päläontogie Abhandlungen, 199: 65–87.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 285–305.

Dziedzicowa H., 1963. “Syenites” of the Niemcza zone. Archiwum Mineraogiczne, 24: 5–109.

Dziedzicowa H., Górecka T., 1965. On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone (Sudetes). Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 161–165.

Dzik J., 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. Acta Palaeontologica Polonica, 42: 57–170.

Fedorowski J., 1973. Rugose corals Polycoelaceae and Tachylasmatina subord. n. from Dalnia in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 89–133.

Fijałkowska-Mader A., 2018. Wyniki badań biostratygraficznych. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121–133.

Filipiak P., 2019. Karbon. Badania palinologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 91–93.

Finger F., Roberts M.P., Haunschmid B., Schermaier A., Steyrer H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. Mineralogy and Petrology, 61: 67–96.

Franke W., 2006. The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society Memoirs, 1: 333–343.

Gawęda A., 1995. Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the Western Tatra Mts. (S-Poland). Geologica Carpathica, 46, 95–99.

Gawęda A., 2001. Alaskites of the Western Tatra Mountains: a record of Early-Variscan collisional stage in the Carpathians pre-continent. University of Silesia Monograph Series, 1997.

Gawęda A., 2007. Variscan granitoid magmatism in Tatra Mountains – the history of subduction and continental collision. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 319–332.

Gawęda A., Burda J., 2005. Partial melting processes in the Western Tatra Mts: geochronological and geochemical study. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 26: 160–164.

Gawęda A., Doniecki T., Burda J., Kohut M., 2005. The petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of magma hybridisation. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 191: 95–109.

Gierwielaniec J., 1965. Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 185: 23–90.

Ginter M., Niedźwiedzki R., 2019. Skamieniałości ryb chrzęstnoszkieletowych z karbonu Dzikowca w Sudetach. *W*: XXIV Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 27–30.

Literatura

Głuszek A., Tomaś A., 1992. Age of the Nowa Wieś Formation (Bardzkie Mts., Middle Sudetes, SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 293–308.

Gothan W., Gropp W., 1933. Paläobotanisch-Stratigraphische Untersuchungen im niederschlesischen Karbon. Zeitschrift Berg- Hütten- und Salinwesen im Preussischen Staate, 81: 88–98.

Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 52–64.

Górecka T., 1981. Wyniki badań palinostratygraficznych najmłodszego karbonu z obszaru Dolnego Śląska. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej 40, Monografie, 19.

Górecka T., Górecka-Nowak A., 1987. Silez Dolnośląskiego Zagłębia Węgla Kamiennego w świetle badań palinostratygraficznych. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, 47.

Górecka T., Górecka-Nowak A., 1990. Palynostratigraphic studies of Upper Carboniferous deposits from the Intra-Sudetic Basin, southwestern Poland. Review of Palaeobotany and Palynology, 65: 287–292.

Górecka T., Parka Z., 1987. Opracowanie palinostratygrafii młodszego paleozoiku na podstawie badań 100 próbek rdzeni wiertniczych. Etap I i II. CAG, Warszawa [nr inw. 5385/2009].

Górecka T., Parka Z., Ślusarczyk S., 1985. Wyniki analizy palinologicznej prób z otworu Piła 1/IG-1 (od głębokości 4387,8 do 5477,0 m). *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Piła 1/IG-1 (red. A. Żelichowski): 123–123. CAG, Warszawa [nr inw. 129561].

Górecka-Nowak A., 1988. Palinostratygrafia osadów górnokarbońskich z otworu wiertniczego Grzędy IG-1. Geologia Sudetica, 23: 103–119.

Górecka-Nowak A., 1989. Późnokarbońskie zespoły sporowo-pyłkowe z profilu otworu wiertniczego Unisław Śląski IG-1 (depresja śródsudecka). Prace Naukowe Politechniki Wrocławskiej, 52: 51–77.

Górecka-Nowak A., 1995. Palinostratygrafia osadów westfalskich północno-zachodniej części depresji śródsudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 40.

Górecka-Nowak A., 1997. Badania palinostratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 88: 38–42.

Górecka-Nowak A., 2002. Palynological record of paleoclimatic changes in Late Carboniferous – an example from the Intrasudetic Basin (SW Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 118: 101–114.

Górecka-Nowak A., 2007. Palynological constraints on the age of the Carboniferous clastic succession of SW Poland (Fore-Sudetic area) based on miospore data. Geological Quarterly, 51: 39–56.

Górecka-Nowak A. 2008. New interpretations of the Carboniferous stratigraphy of SW Poland based on miospore data. Bulletin of Geosciences, 83: 101–116.

Górecka-Nowak A., 2010. Complementary data on the palynostratigraphy of the Carboniferous succession of SW Poland. Geological Quarterly, 54: 337–356.

Górecka-Nowak A., 2023. Palinostratygrafia skał karbonu i permu (czerwony spągowiec). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 153–155.

Górecka-Nowak A., Majewska M., 2002. Remarks on palynostratigraphy of the Namurian Wałbrzych Formation in the northern part of the Intrasudetic Basin (SW Poland). Geological Quarterly, 46: 101–115.

Górecka-Nowak A., Muszer J., 2011. Palynology of the upper Visean Paprotnia Beds (Bardo Unit, Polish Sudetes). Geological Quarterly, 55: 165–180.

Górecka-Nowak A., Jankowska A., Muszer J., 2021. Age revision of Carboniferous rocks in the northern part of the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) based on miospore data. Geological Quarterly, 65, 8.

Gradziński R., Doktor M., Kedzior A., 2005. Sedymentacja osadów węglonośnej sukcesji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Geologiczny, 53: 734–741.

Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Geologia Sudetica, 3: 181–249.

Grocholski A., Augustyniak K., 1971. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, cz. I. Inst. Geol., Warszawa.

Grocholski A., Ryka, W., 1995. Carboniferous magmatism of Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 181–190.

Gross-Uffenorde H., 1990. Present state of knowledge of the correlation of entomozoacean and conodont zonation within the Devonian. Dodatek do Fig. 4 z Gross-Uffenorde H., Schindler E (1990).

Gross-Uffenorde H., Schindler E., 1990. The effect of global events on entomozoacean Ostracoda. *W*: Ostracoda and Global Events (red. R. Whatley, C. Maybury): 101–112. British Micropalaeontological Society Series, Chichester, Chapman and Hall, London.

Grygar R., Trzepierczyński J., 1995. Pozycja tektoniczna i rozwój formacji fliszowej strefy morawsko-śląskiej. *W*: Sedymentologia i tektonika kulmu w zachodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (red. K. Malik, J. Trzepierczyński): 7–18.

Gunia T., 1962. Fauna otoczaków wapieni a zagadnienie wieku zlepieńców Witoszowa (Dolny Śląsk). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 493–523.

Gunia T., 1966. Nowe wyniki badań nad stratygrafią i paleogeografią górnego dewonu depresji Świebodzic. *W*: Z geologii Ziem Zachodnich: 169–183.

Gunia T., 1968. Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego dewonu depresji Świebodzic. Geologia Sudetica, 4: 115–220.

Hartley A. J., Otava J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. Journal of the Geological Society, 158: 137–150.

Haydukiewicz J., 1986. Stratigraphy of the Carboniferous deposits in northern part of the Góry Bardzkie, Sudetes. Geologia Sudetica, 21: 143–148.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation (Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 179: 275–284.

Haydukiewicz J., Muszer J., 2002. Offshore to onshore transition in the Upper Viséan paleontological record from the Paprotnia section (Bardo Mts., West Sudetes). Geologia Sudetica, 34: 17–38.

Heckel P.H., Clayton G., 2006a. Use of the new official names for the subsystems, series and stages of the Carboniferous System in international journals. Proceedings of the Geologists' Association, 117: 1–4.

Heckel P.H., Clayton G., 2006b. The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. Geologica Acta, 4: 403–407.

Higgs K.T., McPhilemy B., Keegan J.B., Clayton G., 1988. New data on palynological boundaries within the Irish Dinantian. Review of Palaeobotany and Palynology, 56: 61–68.

Hýlová L., Jureczka J., Jirásek J., Sivek M., Hotárková J., 2013. The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). International Journal of Coal Geology, 106: 11–24.

Hýlová L., Jirásek J., Sivek M., Jureczka J., 2016. Coal-bearing capacity of the Petřkovice Member (Ostrava Formation, Serpukhovian, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). Geological Quarterly, 60: 637–649.

Ihnatowicz A., 2005. Warunki sedymentacji formacji z Glinika (basen śródsudecki). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 415: 101–151.

Ihnatowicz A., 2007a. Profil litologiczno-stratygraficzny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 114: 8–27.

Ihnatowicz A. (red.), 2007b. Gronów IG 1. Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 113.

Jachowicz A., 1967. Microflora of the Zaręby beds from Świętokrzyskie Mountains. Prace Instytutu Geologicznego, 49.

Jachowicz A., 1970. Tournaisian and Upper Visean microfloras of the Święty Krzyż Mountains (central Poland) their stratigraphical and palaeographical value. *W*: C.R. 6 Congr. Int. Stratigr. Carbon. Sheffield (1967) v. 3.

Jachowicz A., Żakowa H., 1968. Karbon. Historia badań. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 363–371. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jachowicz A., Żołdani Z., 1960. Notatka o mikroflorze karbońskiej z otworu „Żebrak". Kwartalnik Geologiczny, 4: 662–666.

Janoušek V., Žák J. (red.), 2015. Euroganites 2015: Variscan plutons of the Bohemian Massif. *W*: Post-conference field trip following the 26th IUGG general assembly in Prague. Czech Geological Survey, Prague.

Jarmołowicz-Szulc K., 2020. A reappraisal of K-Ar and new U-Pb age data for felsic rocks in the vicinity of the Kraków–Lubliniec Fault Zone (southern Poland). Geological Quarterly, 64: 754–765.

Jastrzębski M., 2012. New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Staré Město Belt, NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 945–963.

Jawor W., Brzostowska M., 1990. Dokumentacja wynikowa otworu poszukiwawczego Zawoja-1. CAG, Warszawa [nr inw. 132252].

Jawor E., Baran U., 2004. Budowa geologiczna i charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku małopolskiego. *W*: Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 25–48. Wydaw. Naukowe „Akapit", Kraków.

Jaworowski K., 2002. Geotectonic significance of Carboniferous deposits NW of the Holy Cross Mts. (central Poland). Geological Quarterly, 46: 267–280.

Jerzykiewicz J., 1987. Latest Carboniferous (Stephanian) and Early Permian (Autunian) Palynological Assemblages from the Intrasudetic Basin, Southwestern Poland. Palynology, 11: 117–131.

Jirásek J., Hýlová L., Sivek M., Jureczka J., Martínek K., Sýkorová I., Schmitz M., 2013a. The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcaniclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). International Journal of Earth Sciences,102: 1–18.

Jirásek J., Sedláčková L., Sivek M., Martínek K., Jureczka J., Sýkorová I., Schmitz M., 2013b. Castle Conglomerate Unit of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland): a record of the onset of Late Mississippian C2 glaciation? Bulletin of Geosciences, 88: 893–914.

Jokubauskas P., Bagiński B., Macdonald R., Krzemińska E., 2018. Multiphase magmatic activity in the Variscan Kłodzko-Złoty Stok intrusion, Polish Sudetes; evidence from SHRIMP U-Pb zircon ages. International Journal of Earth Sciences, 107: 1623–1639.

Jureczka J., 1988. Nowe dane o charakterystyce litostratygraficznej kontaktu serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski AGH: 41–46.

Jureczka J., 2002a. Wyniki prac nad ujednoliceniem podziału litostraty-graficznego utworów paralicznych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Materiały XXV Sympozjum „Geologia Formacji Węglonośnych Polski": 41–48.

Jureczka J., 2002b. Wyniki prac nad ujednoliceniem podziału litostratygraficznego utworów kontynentalnych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Materiały XXV Sympozjum „Geologia Formacji Węglonośnych Polski": 49–55.

Jureczka J., 2011. Drogi i bezdroża podziału litostratygraficznego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 2011/1: 113–125.

Literatura

Jureczka J., 2013. Warstwy jejkowickie – płonne skały karbonu węglonośnego północno-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. CAG, Warszawa [nr inw. 5724/2013; rozpr. doktor.].

Jureczka J., 2015. Litologia i litostratygrafia utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 144: 74–80.

Jureczka J., Kotas A., 1995. Coal deposits – Upper Silesian Coal Basin. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 164–173.

Jureczka J., Kotasowa A., 1988. Stratygrafia przejścia utworów paralicznych w limniczne w otworze „Jejkowice IG 1". Kwartalnik Geologiczny, 32: 501–503.

Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M., Zdanowski A., 1995. Geological map of the Upper Silesian Coal Basin (Carboniferous subcrop) 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarciński J., Martinec P., 2005. Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jurewicz E., 2007. Multistage evolution of the granitoid core in Tatra Mountains. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 307–317.

Juskowiak O., 1973. Skały plutoniczne. Prace Instytutu Geologicznego, 68: 69–108.

Jurkiewicz H., Żakowa H., 1969. New data on the Palaeozoic in the basement of the Nida Trough. Kwartalnik Geologiczny, 13: 284–299.

Jurkiewicz H., Żakowa H., 1972. Lithologic-palaeogeographic development of the Devonian and Lower Carboniferous in the Nida Trough. Kwartalnik Geologiczny, 16: 817–850.

Jurkiewicz H., Żakowa H., 1978. Algae and foraminiferida of the Upper Visean from the Gałęzice Syncline. Prace Instytutu Geologicznego, 85.

Jurkiewicz H., Żakowa H., 1983. Aglutynujące otwornice z utworów famenu i karbonu Jabłonnej, Góry Świętokrzyskie. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 345: 155–175.

Kaiser S.I., 2009. The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre, France) revisited. Newsletters on Stratigraphy, 43: 195–205.

Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T., 2009. High resolution conodont stratigraphy, biofacies and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France. Palaeontographica Americana, 63: 99–143.

Kaiser S.I., Steuber T., Becker R.T., 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian–Early Carboniferous): Implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. Geological Journal, 43: 241–260.

Kalvoda J., 2002. Late Devonian-Early Carboniferous Foraminiferal fauna: zonations, evolutionary events, paleobiogeography and tectonic implications. Folia facultatis scientiarum naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geologia, 39.

Karbon GZW, 1972. Karbon Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61.

Karczewska J., 1967. Carboniferous spores from the Chełm 1 boring (eastern Poland). Acta Geologica Polonica, 12: 267–345.

Karnkowski P.H., 1981. Obecny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. Kwartalnik Geologiczny 25: 59–66.

Karnkowski P.H., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3.

Karnkowski P.H., Rdzanek K., 1982. Górny karbon (stefan) w wierceniu Donatowo 1. Przegląd. Geologiczny, 30: 32–33.

Kennan P.S., Dziedzic H., Lorenc M.W., Mierzejewski M.P., 1999. A review of Rb-Sr isotope patterns in the Carboniferous granitoids of the Sudetes in SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 49–53.

Kędzior A., 2016. Reconstruction of an early Pennsylvanian fluvial system based on geometry of sandstone bodies and coal seams: the Zabrze Beds of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 437–472.

Kicuła J., Żakowa H., 1966. Paleozoik okolic Skalbmierza. Kwartalnik Geologiczny, 10: 263-289.

Kicuła J., Żakowa H., 1972. Devonian and Carboniferous in the basement of the southern part of the Miechów Syncline. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 165–228.

Klomínský J., Fediuk F., Schovánek P., Jarchovský T., 2018. The Krkonoše-Jizera composite massif – Never ending granite stories. Czech Geological Survey; Prague.

Kłapciński J., Muszer J.,1987. Age of pre-Permian rocks from chosen boreholes of eastern part of the Fore-Sudetic monocline. Geologia Sudetica, 22: 1–2.

Kmiecik H., 1984. Badania palinologiczne karbonu w wierceniach Bodzanów IG 1 i Budziszewice IG 1 (rejon Płocka i Koluszek). *W*: Materiały VII Sympozjum geologia formacji węglonośnych w Polsce: 12–13.

Kmiecik H., 1987. Carboniferous palynostratigraphy of Polish coal baśni. Przegląd Geologiczny, 35: 247–258.

Kmiecik H., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie miospor. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 131–141.

Kmiecik H., 1992. Korelacja poziomów sporowych karbonu w otworach wiertniczych zachodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Materiały XV Sympozjum Geologia formacji węglonośnej Polski: 24–29.

Kmiecik H., 1995. Microflora. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 65–85.

Kmiecik H., 1997. Palinostratygrafia utworów karbonu w otworach wiertniczych K1, K9 i L2. *W*: Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż ropy i gazu ziemnego w basenach sedymentacyjnych młodszego paleozoiku na obszarze zachodniej częoeci polskiego sektora Bałtyku – bloki H, K, L – Etap III, Trendy generacyjno-migracyjno-akumulacyjne węglowodorów młodszego paleozoiku zachodniej części obszaru morskiego Polski. Arch. Petrobaltic, Gdańsk.

Kmiecik H., 2001. Miospory. *W*: Budowa geologiczna Polski – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Młodszy paleozoik, Tom 3; karbon, część 1c, z. 2 (red. M. Pajchlowa). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kmiecik H., Trzepierczyńska A., 2007. Wyniki badań palinologicznych utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 119: 119–126.

Kohut M., Janák M., 1994. Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications. Geologica Carpathica, 45: 301–311.

Kombrink H., Besly B.M., Collinson J.D., den Hartog Jager D.G., Drozdzewski G., Dusar M., Hoth P., Pagnier H.J.M., Stemmerik L., Waksmundzka M.I., Wrede V., 2010. Carboniferous. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 81–99. EAGE Publications b.v., Houten.

Korejwo K., 1969. Stratigraphy and paleogeography of the Namurian in the Polish Lowland. Acta Geologica Polonica, 19: 609–755.

Korejwo, K., 1986. Biostratigraphy of the Carboniferous deposits of the Świdnik blocks (Lublin Coal Basin). Acta Geologica Polonica, 36: 337–346.

Korejwo K., 1993. Biostratygrafia utworów dinantu w strefie Koszalin–Chojnice (Pomorze Zachodnie). Studia Geologica Polonica, 103: 5–47.

Korejwo K., Teller L., 1966. Lower Carboniferous of the eastern part the Fore-Sudetic Monocline. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 14: 243–245.

Korejwo K., Teller L., 1967. Some horizons of Upper Carboniferous goniatites of the Lublin Basin. Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 207–209.

Korejwo K., Teller L., 1968. Stratygrafia karbonu z wierceń Marszowice 1 i Koniusza 1 (niecka miechowska). Acta Geologica Polonica, 18: 691–706.

Korejwo K., Teller L., 1973. Stratygrafia serii karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 8: 35–37.

Korn D., 2006. Ammonoiden. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 41: 147–170.

Kotas A., 1972. Osady morskie karbonu górnego i ich przejście w utwory produktywne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 279–328.

Kotas A., 1973. Profil utworów paleozoicznych w otworach wiertniczych Sosnowiec IG-1 i Goczałkowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 17: 626–627.

Kotas A., 1976. Główne cechy rozwoju i zasięg występowania formacji węglonośnej karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Wybrane zagadnienia z geologii formacji węglonośnych Polski: 10.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72.

Kotas A., 1985a. Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Konferencji Naukowej: 17–46.

Kotas A., 1985b. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *W*: 10th Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Madrid 1983, Compte Rendu, 3: 459–469.

Kotas A., 1995. Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development. Upper Silesian Coal Basin. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 124–134.

Kotas A., 2006a. Pozycja geotektoniczna GZW i jej wpływ na rozwój sedymentacyjny utworów karbońskich. *W*: Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpuchovian–bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B].

Kotas A., 2006b. Dotychczasowy podział chronostratygraficzny namuru GZW i jego stosunek do wieku bezwzględnego. *W*: Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpuchovian–bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B].

Kotas A., Malczyk W., 1972a. Seria paraliczna piętra namuru dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 329–411.

Kotas A., Malczyk W., 1972b. Górnośląska seria piaskowcowa piętra namuru górnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 412–466.

Kotas A., Porzycki J., 1984. Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski. Przegląd Geologiczny, 22: 268–280.

Kotas A., Buła Z., Jureczka J., 1988. Problematyka podziału litostratygraficznego górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle zasad kodeksu stratygraficznego. *W*: Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski: 55–61.

Kotasowa A., 1979. Fitostratygrafia najwyższego odcinka profilu karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 525–531.

Kotasowa A., 1988. Charakterystyka fitostratygraficzna kontaktu serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle nowych badań. *W*: Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski: 61–66.

Kotasowa A., 1995. Stratigraphical collection of fossil plants from the Carboniferous sequence of the Upper Silesian Coal Basin. *W*: XIII International Congress on Carboniferous-Permian Guide to Excursion A4: 23–27.

Kotasowa A., Kotas A., 2006. Flora namuru w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *W*: Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki

Literatura

lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpuchovian–bashkirian). CAG, Warszawa [nr inw. 3378-B].

Kotasowa A., Migier T., 1995. Macroflora. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 56–65.

Kowalski A., 2024. Late- to post-Variscan structural evolution of tectonic grabens on top of the Góry Sowie Massif. *W*: 20th Jubilee Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups CETEG, Abstract Volume and Field Trips Guide: 153–182.

Kowalski A., Pacanowski G., 2025. A record of superimposed late- and post-Variscan regional-scale tectonic events at the NE margin of the Bohemian Massif: structural evolution of the Kamionki Graben (SW Poland, Sudetes). Geological Quarterly, 26, 6.

Kowalski A., Durkowski K., Raczyński P., 2018. Zechstein marine deposits in the Wleń Graben (North Sudetic Synclinorium, SW Poland): new insights into the palaeogeography of the southern part of the Polish Zechstein Basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 88: 321–339.

Kowalski A., Dąbek-Głowacka J., Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Wyrwalska U., Furca M., Wójcik-Tabol P., 2025. Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). Minerals, 15, 1077.

Kozłowska A., 2019. Wyniki badań petrograficznych utworów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 83–98.

Kozłowska A., Kuberska M., 2015. Piaskowce dolnego karbonu strefy wielkopolsko-śląskiej jako utwory perspektywiczne pod względem poszukiwań złóż gazu zamkniętego (badania wstępne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 464: 49–60.

Kozłowska A., Waksmundzka M.I., 2020. Diagenesis, sequence stratigraphy and reservoir quality of the Carboniferous deposits of the southeastern Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 64: 422–459.

Kozłowska A., Waksmundzka M.I., 2023. Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna nowo rozpoznanych horyzontów tufowych z ogniwa Kłodnicy (turnej, wizen) w basenie lubelskim oraz towarzyszących im zlepieńców i piaskowców wulkanoklastycznych/. Przegląd Geologiczny, 71: 207–211.

Kozłowska A., Waksmundzka M.I., Szczerba M., 2025. Newly found tuffic horizons in the Visean deposits of the Lublin Basin, SE Poland: petrological characteristics, origin and stratigraphic significance. Geological Quarterly, 69, 19.

Koźma J., 1987. Dolnokarboński flisz okolic Srebrnej Góry (Góry Bardzkie) – ilościowa analiza sedymentologiczna. Kwartalnik Geologiczny, 31: 365–384.

Krawczyńska-Grocholska H., 1966. Namur Zagłębia Noworudzkiego w świetle badań sporowych. Geologia Sudetica, 2: 323–399.

Krawczyńska-Grocholska H., 1975. Z badań palinologicznych karbonu północno-zachodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 23: 34–45.

Krawczyńska-Grocholska H., 1978. Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *W*: Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 113–118.

Kroner U., Romer R.L., 2013. Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research, 24: 298–329.

Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase, G., Bielicki, K.H., Krauss, M., Eidam, J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusa-tian granitoids – Significance for the evolution of the Variscan orogen in East-Central Europe. Geologische Rundschau, 83: 357–376.

Królikowski C., Petecki Z., Żółtowski Z., 1999. Main structural units in the Polish part of the East European Platform in the light of gravimetric data. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 386: 5–58.

Krystkiewicz E., Krzemiński L., 1992. Petrology of the alkaline-ultrabasic Tajno massif. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 139: 19–36.

Kryza R., Awdankiewicz M., 2012. Ambiguos geological position of Carboniferous rhyodacites in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) clarified by SHRIMP zircon ages. Geological Quarterly, 56: 55–66.

Kryza R., Pin C., 2002. Mafic rocks in a deep-crustal segment of the Variscides (the Góry Sowie, SW Poland): evidence for crustal contamination in an extensional setting. International Journal of Earth Sciences, 91: 1017–1029.

Kryza R., Muszer J., August C., Haydukiewicz J., Jurasik M., 2008. Lower Carboniferous bentonites in the Bardo Structural Unit (central Sudetes): geological context, petrology and palaeotectonic setting. Geologia Sudetica, 40: 19–31.

Kryza R., Muszer J., Haydukiewicz J., August C., Jurasik M., Rodionov N., 2011. A SIMS zircon age for a biostratigraphically dated Upper Viséan (Asbian) bentonite in the Central-European Variscides (Bardo Unit, Polish Sudetes). International Journal of Earth Sciences, 100: 1227–1235.

Kryza R., Crowley Q.G., Larionov A., Pin C., Oberc-Dziedzic T., Mochnacka K., 2012. Chemical abrasion applied to SHRIMP zircon geochronology: an example from the Variscan Karkonosze Granite (Sudetes, SW Poland). Gondwana Research, 21: 757–767.

Kryza R., Schaltegger U., Oberc-Dziedzic T., Pin C., Ovtcharova M., 2014. Geochronology of a composite granitoid pluton: a high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland). International Journal of Earth Sciences, 103: 683–696.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2012, The Mława syenite alkaline intrusion – a perspective of rare elements occurrence. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 401–408.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2017. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform, 1 : 1 000 000. Polish Geol. Inst. – NRI, Warsaw.

Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland – a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.

Krzemińska E., Wiszniewska J., Williams I.S., 2006. Early Carboniferous age of the cratonic intrusions in the crystalline basement of NE Poland. Przegląd Geologiczny, 54: 1093–1098.

Krzemińska E., Krzemiński L., Poprawa P., Pacześna J., Nejbert K., 2021. First evidence of the post-Variscan magmatic Pulse on the western edge of East European Craton: U-Pb geochronology and geochemistry of the dolerite in the Lublin Podlasie Basin, eastern Poland. Minerals, 11, 1361.

Krzemiński L., 1995. Pochodzenie materiału detrytycznego i diageneza piaskowców karbońskich wschodniej części podłoża monokliny przedsudeckiej. CAG, Warszawa [nr inw. 172/96].

Krzemiński L., 1996. Geochemia piaskowców karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej: materiał źródłowy i implikacje paleotektoniczne. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 8: 66–68.

Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.

Krzemiński L., 2005. Proweniencja materiału okruchowego piaskowców karbońskich z waryscyjskich basenów przedpola w południowo-zachodniej Polsce i na Morawach. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 417: 27–108.

Krzemiński L., Krzemińska E., Anczkiewicz R., Pecskay Z., 2009. Procesy zubożenia i wzbogacenia w płaszczu litosferycznym polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geologiczny, 57: 306–307.

Krzemiński L., Krzemińska E., Anczkiewicz R., Pécskay, Z., 2010. Sr and Nd systematicsof the Tajno alkaline-ultramafic complex, NE Poland: identification of depleted andenriched components in the subcontinental lithospheric mantle. *W:* Geochemistry of magmatic rocks-2010. Abstracts of XXVII International conference School “Geochemistry of Alkaline Rocks”, Moscow–Koktebel: 89–91.

Krzeszowska E., 2024. Chemostratigraphic Approach to the Study of Resources’ Deposit in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). Energies, 17, 642.

Krzeszowska E., Kokowska-Pawłowska M., 2016. Nowoczesne metody chemokorelacji i możliwości ich wykorzystania w dokumentowaniu złóż. Górnictwo Odkrywkowe, 57: 58–63.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW Edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlation with the Variscides and the Appalachians. GSA Memoir, 213: 353–372.

Kubicki S., 1992. An outline of geological structure of the Tajno massif. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 139: 7–18.

Kubicki S., Ryka W. (red.), 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kumpera O., Dopita M., 1997. Přehled vývoje, stratigrafie a litologie uhlonosné o karbonu. *W*: Geologie české části hornoslezské pánve (red. M. Dopita). Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha: 149–152.

Kumpera O., Foldyna J., 1992. Development of Moravian-Silesian Paleozoic basin. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě. Řada hornicko-geologická, 38: 141–171.

Kumpera O., Martinec P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. Journal of the Czech Geological Society, 40: 47–64.

Kurowski L., 1996. Paleogeografia basenu wałbrzyskiego w czasie sedymentacji warstw białokamieńskich. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 7–20.

Kurowski L., 1998. Fluvial sedimentology of the Biały Kamień Formation (Upper Carboniferous, Sudetes, Poland). Geologia Sudetica, 31: 69–77.

Kusiak M.A., Dunkley D.J., Słaby E., Martin H., Budzyń B., 2009. Sensitive high-resolution ion-microprobe analysis of zircon reequilibrated by late magmatic fluids in a hybridized pluton. Geology, 37: 1063–1066.

Kusiak M.A., Dunkley D.J., Słaby E., Budzyń B., Martin H., 2008. Metasomatized zirconfrom the equigranular granite of the Karkonosze Pluton, NE Bohemian Massif. *W*: Proceedings of the MIMET Conference: Mineral Equilibria, Metasomatism, and Mass Transport: Evolution and Stabilization of Rock on a Fluid-Rich World: 87–90.

Kusiak M.A., Williams I.S., Dunkley D.J., Konečny P., Słaby E., Martin H., 2014. Monazite to the rescue: U–Th–Pb dating of the intrusive history of the composite Karkonosze pluton, Bohemian Massif. Chemical Geology, 364: 76–92.

Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W., 1980. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. Geologica et Palaeontologica, 14: 117–164.

Lipiarski I., 2006. Najmłodsze utwory karbonu – warstwy z Kwaczały – Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Documenta Geonica, 6: 105–109.

Lipiec M.,1997. Wizeńska platforma węglanowa na Pomorzu Zachodnim. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 8–9.

Lipiec M.,1999. Systemy depozycyjne i diageneza utworów węglanowych dinantu na Pomorzu Zachodnim. CAG, Warszawa [nr inw. 1340/2001; rozpr. doktor.].

Lipiec M., Matyja H., 1998. Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze Pomorza. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 101–112.

Lipiec M., Waksmundzka M.I., 2023. Litologia, stratygrafia i sedymentologia sukcesji karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 55–64.

Literatura

Lorenc M.W., 1984. Enklawy homeogeniczne (autolity) jako wskaźnik magmowego pochodzenia granitoidów strzelińskich. Geologia Sudetica, 19: 75–100.

Lorenc M.W., 1994. Rola magm zasadowych w genezie intruzji granitoidowych (studium porównawcze wybranych masywów hercyńskich). Geologia Sudetica, 28: 3–130.

Lorenc M.W., 1998. Badania izotopowe metodą Rb-Sr skał intruzyjnych strefy Niemczy (Dolny Śląsk). Archiwum Mineralogiczne, 51: 153–164.

Lucas S.G., Schneider J.W., Wang X., Nikolaeva, S. (red.), 2022. The Carboniferous Timescale. Geological Society Special Publications, 512.

Łapot W., 1986. Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. Geologia Sudetica, 21: 1–144.

Łapot W., 1988. Petrography of the Sowie Mts. Kulm. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 183–195.

Machowiak K., Armstrong R., Kryza R., Muszyński A., 2008. Late orogenic magmatism in the Central European Variscides: SHRIMP U-Pb zircon age constrains from the Żeleźniak intrusion, Kaczawa Mountains, Sudetes. Geologia Sudetica, 40: 1–18.

Maciejewski S., Morawski T., 1975. Zmienność petrograficzna granitów masywu strzegomskiego. Kwartalnik Geologiczny, 19: 47–65.

Maćko A., Górecka-Nowak A., 2024. New palynostratigraphic data from the Namurian Biały Kamień Formation in the northern part of the Intra-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Quarterly 68: 32.

Majerowicz A., 1972. Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Geologia Sudetica, 6: 7–96.

Majerowicz A., Skurzewski A., 1987. Granity z okolic Wojcieszowa w Górach Kaczawskich. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 10: 69–89.

Malec J., 1993. Devonian–Carboniferous boundary at Kowala. *W*: Excursion Guidebook. Global Boundary Events. An Interdisciplinary Conference: 10–11.

Malec J., 2014. The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 58: 217–234.

Malec J., 2019. Litostratygrafia. Turnej górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 89.

Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiersnowski H., 2016. Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 204: 1–115.

Mamet B.L. 1977. Foraminiferal zonation of the lower Carboniferous; methods and stratigraphic implications. *W*: Concepts and methods of biostratigraphy (red. E.G. Kauffman, J.E. Hazel) : 445–462. Stroudsburg, Pa., Dowden, Hutchinson & Ross.

Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin, 101: 635–643.

Marcinowski R., 2004. Formacja Terebinia. *W*: Słownik jednostek litostratygraficznych Polski (red. T. Mardal): 53–54. https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Home/Sjlp.

Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patocka F., Żelaźniewicz A., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian massif): constrains on the Variscan polyphase tectonothermal development. Geological Society Special Publications, 201: 133–155.

Marynowski L., Filipiak P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 144: 569–595.

Marynowski L., Filipiak P., Zatoń M., 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 147: 527–550.

Marynowski L., Zatoń M., Rakociński M., Filipiak P., Kurkiewicz S., Pearce T.J., 2012. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environ ments based on multiproxy record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346-347: 66–86.

Mastalerz K., 1995. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visean Szczawno formation, Intrasudetic Basin, Poland. Sedimentary Geology, 98: 121–146.

Mastalerz K., 1996. Sedymentacja warstw żaclerskich (westfal) w niecce wałbrzyskiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 21–85.

Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. *W*: II Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 65–73.

Mastalerz K., Nehyba S., 1997. Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowickiego. Geologia Sudetica, 30: 21–57.

Matte PH., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.

Matyja H., 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. Acta Geologica Polonica, 43: 27–94.

Matyja H., 1997. Dolny karbon Pomorza Zachodniego: rozwój facjalny i jego uwarunkowania paleotektoniczne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 53: 14–15.

Matyja H., 2006. Stratygrafia i rozwój facjalny osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 79–122.

Matyja H., 2008. Pomeranian basin (NW Poland) and its sedimentary evolution during Mississippian times. Geological Journal, 43: 123–150.

Matyja H., Stempień-Sałek, M., 1994. Devonian/Carboniferous boundary and the associated phenomena in the Western Pomerania area (NW Poland). Annales Société Géologique Belgique, 116: 249–263.

Matyja H., Turnau E., Żbikowska B., 2000. Lower Carboniferous (Mississippian) stratigraphy of northwestern Poland: conodont, miospore and ostracod zones compared. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 193–217.

Matyja H., Tomaś A., Lipiec M., Turnau E., 2001. Stratygrafia dewońsko-karbońskiej serii węglanowej w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 33–60.

Matyja H., Woroncowa-Marcinowska T., Filipiak P., Brański P., Sobień K., 2021. The Devonian/Carboniferous boundary interval in Poland: multidisciplinary studies in pelagic (Holy Cross Mountains and Sudetes) and ramp (Western Pomerania) successions. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 101: 421–472.

Mazur S., 2025. An Outline of the Geology of Poland. *W*: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 3–17. Springer.

Mazur S., Puziewicz J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 23–52.

Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Tepla(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007. Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 59–87.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Krzemiński L., Mastalerz K., Górecka-Nowak A., Kurowski L., Krzywiec P., Żelaźniewicz A., Fanning M.C., 2010. Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan Belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 47–64.

Mazur S., Aleksandrowski P., Gągała Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1133–1160.

Miecznik J., 1981. Badania litostratygraficzne utworów wyższego silezu w okolicach Głuszycy (depresja śródsudecka). Kwartalnik Geologiczny, 25: 11–23.

Miecznik J.B., 1989. Utwory wyższego silezu i autunu dolnego północno-wschodniego skrzydła depresji śródsudeckiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 363: 5–39.

Migaszewski Z., Żakowa H., 1991. Uwagi do podłoża permu w okolicy Szreniawy (Łobzów). Kwartalnik Geologiczny, 35: 163–188.

Migier T., 1982. Flora karbońska w profilu Bodzanów IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 127979].

Migier T., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie makroflory. Prace Instytutu Geologicznego, 72: 120–131.

Migier T., 1990. Wyniki badań florystycznych karbonu LZW. CPBR cel 41, pkt. Kontr. 01. CAG, Warszawa [nr inw. 1707/92].

Mikulski, S.Z., 2005. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the Radzimowice Au-As-Cu deposit from the Kaczawa Mts. (Western Sudetes, Poland) – an example of the transition of porphyry and epithermal style. Mineralium Deposita, 39: 904–920.

Mikulski S.Z., 2007a. The late Variscan gold mineralisation in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. Polish Geological Institute Special Papers, 22.

Mikulski S.Z., 2007b. Metal ore potential of the parent magma of granite – the Karkonosze massif example. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 123–145.

Mikulski S.Z., Stein H.J., 2012. The age of molybdenites in Poland in the light of Re-Os isotopic studies. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 452:199–216.

Mikulski S.Z., Williams I.S., 2013. Zircon U-Pb ages of granitoid apophyses in the western part of the Kłodzko–Złoty Stok Granite Pluton (SW Poland). Geological Quarterly, 58: 251–262.

Mikulski S.Z., Williams I.S., 2014. Zircon U-Pb dating of igneous rocks from the Radzimowice and Wielisław Złotoryjski auriferous polymetallic deposits, Sudetes, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 213–233.

Mikulski S.Z., Williams I.S., Turniak K., Bagiński B., 2011. Preliminary results of SHRIMP zircon study of granite from the Kudowa–Olešnice granitoid massif (Sudetes). Mineralogia-Special Papers, 38: 140–141.

Mikulski S.Z., Williams I.S., Bagiński B., 2013. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko-Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U-Pb ages. International Journal of Earth Sciences, 102: 1007–1027.

Mikulski S.Z, Williams I.S., Markowiak M., 2019. Carboniferous–Permian magmatism and Mo-Cu (-W) mineralization in the contact zone between the Małopolska and Upper Silesia Blocks (S Poland) – an echo of Baltica-Gondwana collision. International Journal of Earth Sciences, 108: 1467–1492.

Mikulski S.Z., Williams I.S., Stein H.J., Wierchowiec J., 2020. Zircon U-Pb dating of magmatism and mineralizing hydrothermal activity in the Variscan Karkonosze Massif and its eastern metamorphic cover (SW Poland). Minerals, 10, 787.

Milewicz J., 1962. Pierwsza wiadomość o karbonie w niecce północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 10: 311.

Literatura

Milewicz J., 1966. O górnym karbonie w depresji północnosudeckiej. *W*: Z geologii Ziem Zachodnich: 245–253.

Milewicz J., 1968a. The geological structure of the North-Sudetic Depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 5–31.

Milewicz J., 1968b. Zum Oberkarbon in der Nordsudetischen Depression. Geologie, 17: 369–377.

Milewicz J., 1972. Nowe dane o górnym karbonie w depresji północnosudeckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 259: 153–168.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 385–389.

Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–114.

Mochnacka K., Oberc-Dziedzic T., Mayer W., Pieczka A., 2015. Ore mineralization related to geological evolution of the Karkonosze-Izera massif (the Sudetes, Poland) – towards a model. Ore Geology Reviews, 215–238.

Moryc W., 1987. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 31: 357–364.

Moryc W., 1992. Budowa geologiczna utworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Młp.-Rzeszów i ich perspektywność. Nafta-Gaz, 48: 206–223.

Moryc W., 2006. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków-Pilzno. Część 1. Prekambr i paleozoik (bez permu). Nafta-Gaz, 62: 197–216.

Musiał Ł., Tabor M., 1979. Stratygrafia karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego na podstawie makrofauny. *W*: Stratygrafia Węglonośnej Formacji Karbońskiej w Polsce: 35–43.

Musiał Ł., Tabor M., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 88–122.

Musiał Ł., Tabor M., Żakowa H., 1995. Macrofauna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 23–44.

Muszer J., 2014. A new species of *Lambdarina* (Rhynchonellida, Brachiopoda) from the Viséan of central Sudetes (Poland) and its phylogenetic position. Acta Geologica Polonica, 64: 1–12.

Muszer J., 2020. First discovery of Mississippian trace fossils in the Świebodzice Unit from the Witoszów region (SW Poland). Geological Quarterly, 64: 838–860.

Muszer J., Haydukiewicz J., 2006. Szyszka drzewiastej rośliny widłakowej z dolnokarbońskiego fliszu Gór Bardzkich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 54: 963–966.

Muszer J., Haydukiewicz J., 2009. Occurrence of the trace fossil *Zoophycos* from the Upper Viséan Paprotnia Beds of the Bardo Structural Unit (Sudetes, SW Poland). Geologia Sudetica, 41: 57–66.

Muszer J., Uglik M., 2013. Palaeoenvironmental reconstruction of the Upper Visean Paprotnia Beds (Bardo Unit, Polish Sudetes) using ichnological and palaeontological data. Geological Quarterly; 57: 365–384.

Muszer J., Górecka-Nowak A., Kryza R., August C., 2016a. Nowe dane na temat biostratygrafii i chronostratygrafii osadów karbońskich w Sudetach. *W*: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 73–74.

Muszer J., Królewiecka K., Strzoda A., 2016b. Redepozycja górnego wizenu w osadach namuru Sudetów na przykładzie Konradowa i Jugowa. *W*: XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 75–76.

Muszyński A., Machowiak K., Kryza R., Armstrong R., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Żeleźniak rhyolite intrusion, Sudetes – preliminary results. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 19: 156–158.

Narkiewicz M., 2001. Litostratygrafia, środowiska sedymentacji i zarys diagenezy węglanów dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy (wyniesienie karpackie). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 9–32.

Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 182.

Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.

Narkiewicz M., 2020. The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. Geological Quarterly, 64: 377–401.

Narkiewicz M., 2021. Geologiczna historia Polski. Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Narkiewicz M., 2023. Opisy basenów. Baseny eksternidów waryscyjskich i przedpola waryscydów. Karboński basen płocko-lubelski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 30–31.

Narkiewicz M., Poprawa P., Lipiec M., Matyja H., Miłaczewski L., 1998. Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiej obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 31–49.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państ. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Nawrocki J., Fanning M., Lewandowska A., Polechońska O., Werner T., 2008. Paleomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland). Geophysical Journal International, 174: 475–488.

Nawrocki J., Krzemiński L., Pańczyk M., 2010. ^{40}Ar-^{39}Ar ages of selected rocks and minerals from the Kraków-Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of the Małopolska and Brunovistulian terranes (S Poland). Geological Quarterly, 54: 289–300.

Nawrocki J., Salwa S., Pańczyk M., 2013. New ^{40}Ar-^{39}Ar age con strains for magmatic and hydrothermal activity in the Holy Cross Mts. (southern Poland). Geological Quarterly, 57: 551–559.

Nemec W., 1984. Warstwy wałbrzyskie (dolny namur) w Zagłębiu Wałbrzyskim: analiza aluwialnej sedymentacji w basenie węglowym. Geologia Sudetica, 19: 7–73.

Nemec W., Porębski S.J., Teisseyre A.K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, 66: 267–278.

Nemec W., Porębski S.J., Steel R.J., 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian–Tournaisian), southwestern Poland. Sedimentology, 27: 519–538.

Nowak G.J., Górecka-Nowak A., 1999. Peat-forming environments of Westphalian A coal seams from the Lower Silesian Coal Basin of SW Poland based on petrographic and palynologic data. International Journal of Coal Geology, 40: 327–351.

Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Karcz P., 2022. Petrographic, palynological and geochemical recognition of dispersed organic matter in the black Anthracosia Shales (Sudetes, south-west Poland). Geological Quarterly, 66, 36.

Oberc J., 1949. Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. Sprawozdanie Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 1: 159–162.

Oberc-Dziedzic T., 1999. Geology of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic block, SW Poland). Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 13: 22–32.

Oberc-Dziedzic T., 2002. Polycycle structure of the tonalite-diorite dykes in the Strzelin massif: a result of magmatic differentiation or separated magmatic pulses? Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 20: 159–161.

Oberc-Dziedzic T., 2007. Internal structure of the granite and tonalite intrusions in the Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. Archivum Mineralogiae Monograph, 1: 217–229.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., 2012. Late stage Variscan magmatism in the Strzelin Massif (SW Poland): SHRIMP zircon ages of tonalite and Bt-Ms granite of the Gęsiniec intrusion. Geological Quarterly, 56: 225–236.

Oberc-Dziedzic T., Pin C., Duthou J.L., Couturie J.P., 1996. Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland): ^{87}Rb/^{86}Sr data. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 171: 187–198.

Oberc-Dziedzic T., Żelaźniewicz A., Cwojdziński S., 1999. Granitoids of the Odra Fault Zone: late- post-orogenic Variscan intrusions in the Saxothuringian Zone, SW Poland: Geologia Sudetica, 32: 55–71.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning CM., 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 92: 701–711.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Pin C., 2015. Variscan granitoids related to shear zones and faults: examples from the Central Sudetes (Bohemian Massif) and the Middle Odra Fault Zone. International Journal of Earth Sciences, 104: 1139–1166.

Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, 150: 355–369.

Oliwkiewicz-Miklasińska M., 2002. Nowe dane o palinostratygrafii kontaktu utworów paralicznych i kontynentalnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Documenta Geonica, 2002: 185–189.

Opluštil S., Schmitz M., Kachlik V., Stamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigrphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late–Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonose-Piedmont and Mnichovo Hradiste basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91: 399–432.

Opluštil S., Laurin J., Jureczka J., Nadłonek W., Naglik B., Horák J., Kędzior A., Lojka R., Nádaskay R., Sivek M., 2024. Depositional Setting and Sequence Stratigraphy of Upper Mississippian Coal-Bearing Paralic Cyclothems in Upper Silesian Foreland. International Journal of Coal Geology, 287, 104516.

Osmólska H., 1962. Famennian and Lower Carboniferous Cytrosymbolinae (Trilobita) from the Holly Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 7: 53–222.

Osmólska H., 1973. Tournaisian trilobites from Dalnia in the Holy Cross Mts. Acta Palaeontologica Polonica, 23: 61–80.

Ostromęcki A., 1972. Profil litostratygraficzny permo-karbonu w zachodniej części rowu Świerzawy. Geologia Sudetica, 6: 293–306.

Ostromęcki A., 1973. Development of the Late Paleozoic sedimentary basin of the Kaczawa Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 319–362.

Owens B., McLean D., Bodman D., 2004. A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparison with Eastern Europe. Micropaleontology, 50: 89–100.

Pacholska A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. Geologia Sudetica, 13: 41–63.

Pacholska A., 1987. Punkt D.2. Podlesie. Formacja zlepieńców gnejsowych wizenu górnego na południowym brzegu bloku sowiogórskiego. *W*: Przewodnik 58 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 193–194.

Pańczyk M., Nawrocki J., 2015, Tournaisian ^{40}Ar/^{39}Ar age for alkaline basalts from the Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 59: 473–478.

Paproth E., Feist R., Flajs G., 1991, Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype: Episodes, 14: 331–336.

Paszkowski M., 1988. Basen dinantu w okolicach Krakowa – próba syntezy. Przegląd Geologiczny, 36: 200–207.

Literatura

Paszkowski M., 1995a. Evolution of Carboniferous carbonate shelf to Variscan foredeep in the Małopolska – Holy Cross Mts. part of the basin. *W*: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Guide to Excursion B-2; 9–16.

Paszkowski M., 1995b. Kraków region. *W*: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Guide to Excursion B-4: 23–28.

Paszkowski M., 1996. Utwory perylitoralne i subaeralne w węglanowej sekwencji najwyższego dewonu i dolnego karbonu w rejonie Dębnika. CAG, Warszawa [nr inw. 7459/2020; rozpr. doktor.].

Pawłowska K., Pawłowski S., 1978. The characteristics of Paleozoic (Carboniferous and Devonian) deposits on the basis of borehole profile from Ruda Strawczyńska. Kwartalnik Geologiczny, 22: 679–691.

Pattejsky K., Folprecht J., 1928. Die Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers. I Mahrisch-Ostrau.

Pharaoh T.C., 1999. Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Piekarski K., 1995. Geologic setting and ore mineralizations characteristics of the Myszków area (Poland). Geological Quarterly, 39: 31–42.

Pietranik A., Waight T.E., 2008. Processes and sources during Late Variscan dioritic-tonalitic magmatism: Insights from plagioclase chemistry (Gesiniec intrusion, NE Bohemian Massif, Poland). Journal of Petrology, 49: 1619–1645.

Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., 2006. Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: implications on the evolution of granodiorite magma (Gęsiniec granodiorite, Strzelin crystalline massif, SW Poland). Lithos, 86: 260–280.

Pietranik A., Słodczyk E., Hawkesworth C.J., Breitkreuz C., Whitehouse C.D., Milke R., 2013a. Heterogeneous zircon cargo in voluminous Late Paleozoic rhyolites: Hf, O isotope and Zr/Hf records of plutonic to volcanic magma evolution. Journal of Petrology, 54: 1483–1501.

Pietranik A., Storey C., Kierczak J., 2013b. The Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at c. 340 Ma. Geological Quarterly, 57: 325–334.

Pin C., Mierzejewski M.P., Duthou J.L., 1987. Isochronous age Rb/Sr of Karkonosze granite from the quarry Szklarska Poręba Huta and significance of initial ratio $^{87}Sr/^{86}Sr$ in this granite. Przegląd Geologiczny, 35: 512–516.

Pin C., Puziewicz J., Duthou J.-L., 1989. Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom–Sobótka massif, W Sudetes (Poland). Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 160: 71–82.

Pluta K., Górecka-Nowak A., 2018. Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodzice Unit (Sudetes, SW Poland). Geological Quarterly, 62: 120–133.

Podemski M., (ed.), Buła Z., Chaffee M.A., Cieśla E., Eppinger R., Habryn R., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Markowiak M., Snee L. W., Ślósarz J., Truszel M., Wybraniec S., Żaba J., 2001. Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, southern Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 6.

Poller U., Janák M., Kohut M., Todt W., 2000. Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). International Journal of Earth Sciences, 89: 336–349.

Poller U., Todt W., Kohut M., Janák M., 2001. Nd, Sr, Pb isotope study of the Western Carpathians: implications for the Paleozoic evolution. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 81: 159–174.

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the east European craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. Precambrian Research, 346, 105817.

Poprawa P., Nejbert K., Krzywiec P., Krzemińska E., Krzemiński L., Mazur S., Słaby E., 2023. Akaline magmatism from the Lublin–Baltic area of Poland (SW slope of the East European Craton) – Manifestation of hitherto unrecognized early Carboniferous igneous province. Terra Nova, 36: 77–88.

Porębski S.J., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 21: 101–192.

Porębski S.J., 1984. Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: example from a Devonian fan-delta succession, southwest Poland. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 399–411.

Porębski S.J., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian-lower Carboniferous Świebodzice succession. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 259–274.

Porębski S.J., 1997. Slope-type fan delta in a strike-slip setting; Świebodzice Basin (Devonian-Carboniferous), Sudety Mts. *W*: Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, 1: 35–52.

Porzycki J., 1972. Seria mułowcowa piętra westfalu dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 467–508.

Porzycki J., 1979. Litostratygrafia osadów karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Stratygrafia Węglonośnej Formacji Karbońskiej w Polsce: 19–27.

Porzycki J., 1988. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 40–77.

Porzycki J., Zdanowski A.,1995. Southeastern Poland (Lublin Carboniferous Basin). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 102–109.

Poty E., Devuyst F.X., Hance L., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and Northern France: a tool for Eurasian correlations. Geological Magazine, 143: 829–857.

Puziewicz J., 1990. Masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Aktualny stan badań. Archiwum Mineralogiczne, 45: 135–154.

Puziewicz J., 1992. Geneza granodiorytu z Koźmic (strefa Niemczy, Dolny Śląsk). Archiwum Mineralogiczne, 47: 95–146.

Puziewicz J., Koepke J., 1991. Controls on TiO_2 content in muscovite and biotite from a two-mica granite, the Strzegom–Sobótka Massif, Sudetes, SW Poland. Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte, (6): 253–261.

Ramsbottom W.H.C., 1984, The founding of the Carboniferous System. *W*: Compte Rendu, Congress International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere 1979 (red. G. Mackenzie), 1: 109–112. South Illinois University Press, Carbondale.

Racka M., Marynowski L., Filipiak P., Sobstel M., Pisarzowska A., Bond D.P.J., 2010. Anoxic Annulata events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): geochemical and palaeontological record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297: 549–575.

Romanek A., 2019. Litostratygrafia. Turnej górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155: 89.

Römer R.I., Förster H.J., Breitkreuz C., 2001. Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). Contributions to Mineralogy and Petrology, 141: 201–221.

Rutkowski J., 1972. Osady stefanu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 539–556.

Rühle W. (red.), 1966. Osady karbońskie w Zagłębiu Lubelskim. Prace Instytutu Geologicznego, 44.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 347: 17–28.

Salwa S., 2017. Mapy geologiczne przeglądowe i regionalne. Góry Świętokrzyskie. *W*: Atlas Geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 33. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Sandberg C.A., Ziegler W., Leuteritz K., Brill S.M., 1978. Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta), Upper Devonian and Lower Carboniferous. Newsletters on Stratigraphy, 7: 102–120.

Sawicki L., 1995. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych) w skali 1:100 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). Schweizerbart, Stuttgart.

Schwarzbach M., 1936. Oberlausitzer Schiefergebirge und Boberkatzbachgebirge – ein stratigraphisch-tektonischer Vergleich. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz 32, 31–64.

Shulga V.F., Zdanovski A., Zayceva L.B., Yvanova A.V., Yvanyna A.V., Korol N.D., Kotasova A., Kotas A., Kostyk I.O., Lelyk B.I., Migier T., Manycev B.Y., Matrofailo M.M., Ptak B., Savcuk V.S., Sedayeva G.M., Stepanenko J.G., 2007. Correlation of the Carboniferous coal-bearing formations of the Lviv–Volyn and Lublin Basins. Varta, Kyiv.

Siedlecki S., 1951. Utwory stefańskie i permskie we wschodniej części Polskiego Zagłębia Węglowego. Acta Geologica Polonica, 2: 300–317.

Siedlecki S., 1954. Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (zagadnienia stratygrafii i tektoniki). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 73.

Skompski S., 1980. Algae *Calcifolium* in the Lower Carboniferous deposits of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 30, 1: 77–85.

Skompski S., 1981. Morphology and systematic position of the Carboniferous algal genus *Calcifolium*. Neues Jahrbuch für Geologie und Päläontogie Monatshefte, 3: 165–179.

Skompski S., 1982. The nature and systematic position of the microfosils *Globochaete alpina* Lombard, 1945. Acta Geologica Polonica, 32: 47–56.

Skompski S., 1986. Upper Viséan calcareous algae from the Lublin Coal Basin. Acta Geologica Polonica, 36: 151–185.

Skompski S., 1987. The Dasycladacean nature of Late Paleozoic palaeoberesellid algae. Acta Geologica Polonica, 37**:** 21–31.

Skompski, S., 1992. Stratygrafia konodontowa karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Geologiczny, 40: 609.

Skompski S., 1996. Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 46: 171–268.

Skompski S., 1998. Regional and global chronostratigraphic correlation levels in the late Viséan to Westphalian succession of the Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 42: 121–130.

Skompski S., Conil R., Laloux M., Lys M., 1989. Etude micropaléontologique des calcaires du Viséen terminal et du Namuries dans le Bassin Carbonifère de Lublin a l'est de la Pologne. Bulletin de la Société Belge de Géologie, 98: 453–473.

Skompski S., Soboń-Podgórska J., 1980. Foraminifers and conodonts in the Viséan deposits of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 30: 87–96.

Skurzewski A., 1984. Hercyński wulkanizm w regionie Wojcieszowa. Kwartalnik Geologiczny, 28: 39–58.

Słaby E., Götze J., 2004. Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling – a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland). Mineralogical Magazine, 68: 561–577.

Słaby E., Martin H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton (Sudetes, Bohemian massif). Journal of Petrology, 49: 353–391.

Słaby E., Galbarczyk-Gąsiorowska L., Baszkiewicz A., 2002. Mantled alkali-feldspar megacrysts from the marginal part of the Karkonosze granitoid massif (SW-Poland). Acta Geologica Polonica, 52: 501–519.

Literatura

Słaby E., Breitkreuz C., Żaba J., Domańska-Siuda J., Gajdzik K., Falenty K., Falenty A., 2010. Magma generation in an alternating transtensional-transpressional regime, the Kraków–Lubliniec Fault Zone, Poland. Lithos, 119: 251–268.

Soboń-Podgórska J., 1973. Stratygrafia utworów węglanowych dewonu i karbonu w wierceniu Goczałkowice IG-1 na podstawie mikrofauny otwornicowej. *W*: Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Goczałkowice IG 1. CAG, [nr inw. 118492], Warszawa.

Soboń-Podgórska J., 1979. Stratygrafia otwornicowa szczytowej części formacji węglanowej karbonu dolnego w GZW. *W*: Materiały 2 Sympozjum Stratygrafia węglonośnej formacji karbońskiej w Polsce: 53–59.

Soboń-Podgórska J., 1982. Stratygrafia otwornicowa w wierceniu Czaplinek IG 1. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu Czaplinek IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 127552].

Soboń-Podgórska J., 1986. Stratygrafia otwornicowa utworów karbonu w wierceniu Moracz IG 1. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Moracz IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 129770].

Soboń-Podgórska J., 1991. Stratygrafia otwornicowa w otworze Piaski PIG-2. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Piaski PIG-2. CAG, Warszawa [nr inw. 132858].

Soboń-Podgórska J., Tomaś A., 1995. Foraminifera. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 44–47.

Somerville I.D., 2008. Biostratigraphic zonation and correlation of Mississippian rocks in Western Europe: some case studies in the late Viséan/Serpukhovian. Geological Journal, 43: 209–240.

Steltenpohl M.G., Cymerman Z., Krogh E.J., Kunk M.J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. Geology, 21: 1111–1114.

Stopa S.Z., 1957a. Warstwy zabrskie w okolicy Knurowa i Sośnicy oraz w okolicy Bytomia. Przegląd Geologiczny, 5: 358–364.

Stopa S.Z., 1957b. Podział stratygraficzny karbonu produktywnego w Zagłębiu Górnośląskim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 115: 195–238.

Stopa S.Z., 1959. Nowe ujęcie warstw siodłowych: grupa warstw zabrskich – namur B. Zeszyty Naukowe AGH, 22, Geologia, 3: 2–22.

Stopa S.Z., 1967. Problematyka stratygraficzna podziału karbonu krakowsko-śląskiego w świetle paleobotaniki. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37: 7–25.

Szczepański J., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of white micas from the Jegłowa Beds (Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland). Geologia Sudetica, 34: 1–7.

Szulczewski M., 1973. Famennian–Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 15–59.

Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.

Szulczewski M., Belka Z., Skompski S., 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian–Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 106: 21–49.

Ślusarczyk S., 1980. Wyniki badań palinologicznych prób z wybranych otworów wiertniczych rejonu wyniesienia wolsztyńsko-pogorzelskiego. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, 35, Studia i Materiały, 16: 47–73.

Tabor M., 1991. Faunistyczne poziomy korelacyjne serii limnicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Materiały 14 Sympozium Geologia formacji weglonośnych Polski. Formacja karbońska: 56–60.

Tabor M. 1995. Freshwater Bivalvia of the Upper Namurian and Westphalian (limnic sediments) from the Upper Silesian Coal Basin (Poland). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 143: 1–25.

Teisseyre A.K., 1968. Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 4: 222–298.

Teisseyre A.K., 1971. Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 5: 237–280.

Teisseyre A.K., 1975. Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 9: 7–89.

Teisseyre H., 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 106: 5–60.

Tomaś A., Zając R., 1996. Utwory młodszego paleozoiku w podłożu polskich Karpat Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 44: 477–486.

Truszel M., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Żaba J., 2006. Magmatism and metamorphism of the Kraków–Lubliniec tectonic zone as a clue to the occurrence of polymetallic deposits. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 418: 55–103.

Trzepierczyńska A., 1997. Palynostratigraphy of the Upper Carboniferous sediments in some boreholes from the Intra-Sudetic Depression. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 273–288.

Trzepierczyńska A., 2001. Biostratygrafia klastycznych utworów karbonu na podstawie miospor w profilu otworu Tarnawa 1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 67–80.

Trzepierczyńska A., 2003. Palynostratigraphy of the Culm deposits of the Moravian-Silesian zone (Poland) at Toszek Castle Hill. Geological Quarterly, 47: 373–380.

Trzepierczyńska A., Kmiecik H., 2019. Palinostratygrafia karbonu na podstawie miospor. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 104–114.

Turnau E., 1978. Spore zonation of Uppermost Devonian and Lower Carboniferous of Western Pomerania. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 30: 1–34.

Turnau E., 1979. Korelacja utworów górnego dewonu i karbonu Pomorza Zachodniego w oparciu o badania miosporowe. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 231–269.

Turnau E., 1985. Devonian-Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Gross Mts, Poland); spores. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 2–5.

Turnau E., 2006a. Wyniki badań biostratygraficznych. Badania palinostratygraficzne osadów karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 59.

Turnau E., 2006b. Wyniki badań biostratygraficznych. Badania palinostratygraficzne karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 62–63.

Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. Geologia Sudetica, 34: 9–16.

Turnau E., Trzepierczyńska A., Protas A., 2005. Palynostratigraphy of the Missisippian Łobżonka Formation of Western Pomerania (NW Poland). Geological Quarterly, 49: 93–98.

Turniak K., Bröckner M., 2002. Age of the two-mica granite from the Strzegom–Sobótka massif – new data from U/Pb monazite and xenotime study. Mineralogical Society of Poland Special Papers, 20: 211–214.

Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2005. Zircon Pb-evaporation ages of granitoids from the Strzegom–Sobótka massif (SW Poland). Mineralogical Society of Poland Special Papers, 25: 241–245.

Turniak K., Tichomirowa M., Bombach K., 2006. Pb-evaporation zircon ages of post-tectonic granitoids from the Strzelin Massif (SW Poland). Mineralogia Polonica Special Papers, 29: 212–215.

Turniak K., Hałas S., Wójtowicz A., 2007. New K-Ar cooling ages of granitoids from the Strzegom Sobótka Massif, SW Poland. Geochronometria 27: 5–9.

Turniak K., Mazur S., Domańska-Siuda J., Szuszkiewicz A., 2014. SHRIMP U-Pb zircon dating for granitoids from the Strzelin-Sobótka Massif, SW Poland: Constrains on the initial time of Permo-Mesozoic lithosphere thinning beneath Central Europe. Lithos, 208–209: 415–429.

Ulrych, J., Fediuk, F., Lang, M., Martinec, P., 2004. Late Palaeozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. Chemie der Erde, 64: 127–153.

Unrug R., 1977. Dolnokarboński flisz (kulm) w rejonie Głubczyc. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 73–92.

Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 61: 119–168.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Wajsprych B., 1978. Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 99–127.

Wajsprych B., 1995. The Bardo Mts rock complex. *W*: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursion B2: 23–42.

Waksmundzka M.I., 2008. Korelacja i geneza piaskowców karbońskich w świetle stratygrafii sekwencyjnej i ich potencjał węglowodorowy w północno-zachodniej i centralnej części basenu lubelskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 429: 215–224.

Waksmundzka M.I., 2010a. Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). Acta Geologica Polonica, 60: 557–597.

Waksmundzka M.I., 2010b. Mapy litofacjalno-paleomiąższościowe i paleogeologiczne karbonu. *W*: Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Waksmundzka M.I., 2013. Carboniferous coarsening-upward and non-gradational cyclothems in the Lublin Basin (SE Poland): palaeoclimatic implications. Geological Society Special Publications, 376: 141–175.

Waksmundzka M.I., 2019a. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedymentologia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 69–74.

Waksmundzka M.I., 2019b. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedymentologia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 92–99.

Waksmundzka M.I., 2023. Karbon. Litologia, stratygrafia i sedymentologia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 112–119.

Waksmundzka M.I., Buła Z., 2017. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, mezozoiku i permu. *W*: Atlas Geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 28. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Waksmundzka M.I., Buła Z., Skompski S., 2017. Karbon 1:5 000 000. Mapy miąższości skał w podziale na systemy stratygraficzne. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 66–67. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Waksmundzka M.I., Kozłowska A., Pańczyk M., 2021. A putative Tournaisian and Visean volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland: depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. Acta Geologica Polonica, 71: 305–344.

Waksmundzka M.I., Kozłowska A., Pańczyk M., 2024. Utwory turneju w basenie lubelskim: środowiska sedymentacji, wulkanizm bimodalny, charakterystyka petrograficzna i stratygrafia sekwencji. *W*: 4 Polski Kongres Geologiczny Poznań: 163.

Waters C.N., Condon D.J., 2012. Nature and timing of Late Mississippian to Mid-Pennsylvanian glacio-eustatic sea-level changes of the Pennine Basin, UK. Journal of the Geological Society, 169, 37–51.

Literatura

Wierzchołowski B., 1976. Granitoids of the Kłodzko–Złoty Stok massif and their contact influence on the country rocks (petrographic characteristics). Geologia Sudetica, 11: 7–147.

Wierzchołowski B., 1977. Dyke rocks of the Kłodzko–Złoty Stok granitoid massif. Geologia Sudetica, 12: 7–28.

Wilamowski A., 1998. Geotectonic environment of the Karkonosze and Tatra granite intrusions based on geochemical data. Archiwum Mineralogiczne, 51: 261–271.

Wiszniewska J., Petecki Z., Krzemińska E., Grabarczyk A., Demaiffe D., 2020. The Tajno ultra mafic-alkaline-carbonatite massif, NE Poland: a review. Geophysics, petrology, geochronology and isotopic signature. Geological Quarterly, 64: 402–421.

Wojciechowska I., 1975. Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. Geologia Sudetica, 10: 61–121.

Wojewoda J., 2016. O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 – przykłady rewizji budowy geologicznej z wykorzystaniem podkładu lidarowego numerycznego modelu powierzchni terenu. Przegląd Geologiczny, 64: 597–603.

Wolska A., 2012. Petrology and geochemistry of granitoids and their mafic microgranular enclaves (MME) in marginal part of the Małopolska Block (S Poland). Mineralogia, 43: 3–127.

Woszczyńska S., 1971. Opracowanie mikropaleontologiczne 16 próbek z wiercenia Siedliska IG 1. *W*: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego strukturalno-parametrycznego Siedliska IG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 111145].

Woszczyńska S., 1981. The Foraminifera and Ostracoda of the Carboniferous marine deposits in the Lublin region, Poland. Prace Instytutu Geologicznego, 99.

Wójcik K., 2018. Biostratygrafia utworów karbonu na podstawie otwornic. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 149: 59–64.

Wójcik K., 2019. Wyniki badań biostratygraficznych utworów karbonu na podstawie otwornic. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 101–103.

Wójcik K., 2023. Otwornice, konodonty i glony wapienne karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 119.

Wójcik-Tabol P., Dąbek J., Nowak G., 2021. Wstępna charakterystyka mineralogiczna czarnych łupków antrakozjowych z obszaru synklinorium śródsudeckiego. Przegląd Geologiczny, 69: 389–392.

Zagórska U., Kowalska S., Sláma J.,·Dziubińska B., Wolański K., 2020. Detrital zircon provenance of Carboniferous sandstones of the Variscan Externides (SW Poland) – record of the eastern Variscides exhumation. International Journal of Earth Sciences, 109: 2169–2187

Zając R., 1981. Korelacja utworów dewonu i karbonu dolnego podłoża środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 331: 39–56.

Zając R., Tomaś A., 1986. Zmienność facjalna utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w podłożu zapadliska przedkarpackiego (obszar Krakowa). Arch. OK Państw. Inst. Geol., Kraków [nr inw. 2410].

Zając R., Tomaś A., 1990. Wykształcenie litofacjalne utworów dewonu górnego w rejonie północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny, 34: 773.

Zdanowski A., 1991. Magnuszew formation deposits (Westphalian C–D) in the western part of the Lublin Coal Basin. *W*: Abstracts, 14th Symposium on Geology of coal-bearing formations of Poland: 66–68.

Zdanowski A., 1999. Atlas Geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Zdanowski A., 2016. Poziom morski z *Dunbarella* i jego znaczenie w korelacji serii węglonośnej karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przegląd Górniczy, 72: 109–112.

Zdanowski A., Żakowa H. (red.), 1995. The Carboniferous System in Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148.

Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303–328.

Ziegler P.A., 1989. Evolution of Laurussia – a study in Late Palaeozoic plate tectonics. Kluwer Academic, Dordrecht.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Edition, Shell Internationale Petroleum Mij. B.V. and Geological Society, London.

Zimmermann F., 1960. Paleobotaniczne zapiski z dolnośląskiego karbonu (II). Przyczynek do znajomości paproci nasiennych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 151: 71–127.

Znosko J. (red.), 1998. Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Žák J., Klomínský J., 2007. Magmatic structure in the Krkonoše-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: Evidence for localized multiphase flow and small-scale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 164: 254–267.

Žák J., Verner K., Sláma J., Kachlík V., Chlupáčová M., 2013. Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše-Jizera plutonic complex, Bohemian massif. Tectonics, 32: 1493–1512.

Żakowa H., 1958. Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 2: 609–625.

Żakowa H., 1960. Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). Kwartalnik Geologiczny, 4: 349–366.

Żakowa H., 1962. Warstwy zarębiańskie i warstwy z Górna (dolny karbon) w synklinie łagowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 174: 161–222.

Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Kwartalnik Geologiczny, 7: 73–94.

Żakowa H., 1966. Poziom *Goniatites crenistria* Phill. w okolicy Sokolca i Jugowa u podnóża Gór Sowich (Sudety Środkowe). Prace Instytutu Geologicznego, 43.

Żakowa H., 1971. Poziom *Goniatites granosus* w synklinie gałęzickiej (Góry Świętokrzyskie). Prace Instytutu Geologicznego, 60.

Żakowa H., 1982. Poziom Goniatites granosus (wizen górny) w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 26: 297–326.

Żakowa H., 1992. Goniatites from the Upper Visean (Kielce Syncline, the Holy Cross Mts., Poland). Kwartalnik Geologiczny, 36: 327–344.

Żakowa H., Jurkiewicz H., 1995. Małopolska region. Miechów trough. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 115–119.

Żakowa H., Malec J., 1992. New data about the Carboniferous of the Kielce Syncline (the Holly Cross Mts.). Geological Quarterly, 36: 305–326.

Żakowa H., Migaszewski Z., 1995. Góry Świętokrzyskie Mts. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 109–115.

Żakowa H., Paszkowski M., 1989. Pozycja stratygraficzna warstw zarębiańskich (karbon dolny) w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 33: 376–377.

Żakowa H., Pawłowska J., 1961. Dolny karbon na obszarze między Radlinem I Górnem w synklinorium kielecko-łagowskim (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 167: 101–166.

Żakowa H., Pawłowska J., 1966. Karbon synkliny miedzianogórskiej`. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 195: 5–64.

Żakowa H., Żak C., 1962. Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 173: 169–277.

Żakowa H., Nehring-Lefeld M., Malec J., 1985. Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). Macro- and microfauna. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 87–95.

Żbikowska B., 1992. Entomozoidy (małżoraczki) górnego dewonu i najniższego karbonu Pomorza Zachodniego. Przegląd Geologiczny, 40: 612.

Żelaźniewicz A., 1977. Granitoidy masywu Kudowy-Olešnic. Geologia Sudetica, 12: 137–157.

Żelaźniewicz A., Pańczyk M., Nawrocki J., Fanning M., 2008. A Carboniferous/Permian, calc-alkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U-Pb zircon age data. Geological Quarterly, 52: 301–308.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja Tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Fanning C.M., Protas A., Muszyński A., 2016. Late Carboniferous-Early Permian events in the Trans-European Suture Zone: Tectonic and acid magmatic evidence from Poland. Tectonophysics, 675: 227–243.

Żelichowski A.M., 1964. Wstępne opracowanie profilu karbonu z Ostrzeszowa. Kwartalnik Geologiczny, 8: 102–109.

Żelichowski A.M., 1969. Karbon. *W*: Ropo- i gazonośność obszaru lubelskiego na tle budowy geologicznej – część I: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego (red. S. Depowski): 70–85. Prace geostrukturalne Inst. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., 1979. Budowa geologiczna podłoża niecki brzeżnej na granicy odcinka warszawskiego i lubelskiego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 125–139.

Żelichowski A.M., 1983. Karbon. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 78–84.

Żelichowski, A.M., 1984. Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przewodnik 56 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 21–35.

Żelichowski A.M., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji karbonu. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 26–51.

Żelichowski A.M., 1988. Charakterystyka litostratygraficzna karbonu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 65: 153–158.

Żelichowski A.M., 1995a. Lithostratigraphy and sedimentological-paleogeographical development, Western Pomerania. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 97–100.

Żelichowski A.M., 1995b. Lithostratigraphy and sedimentological-paleogeographical development. Wielkopolska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 148–151.

Żelichowski A.M., 1995c. Central Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 100–102.

Żelichowski A.M., Kozłowski Z., 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., Chlebowski R., Grotek I., Kmiecik H., Kowalski W., Woszczyńska S., 1983. Osady karbonu w strefie uskoku Grójca. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 344: 57–118.

Żołdani E., 1989. Megaspore studies of coal seams from the Milejów IG 5 borehole (Lublin Coal Basin). *W*: Materiały XII Sympozjum Geologia formacji węglonośnych Polski: 17–18.

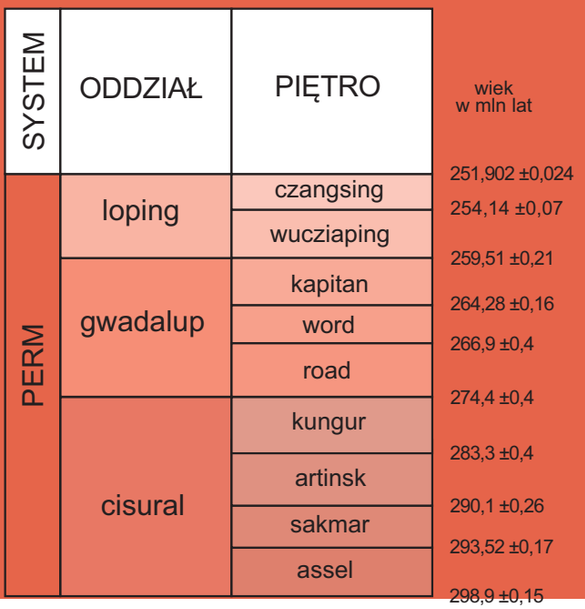
Żołdani Z., 1988. Stratygrafia karbonu na podstawie megaspor. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 148–154.

Żołyński L., 1997. Sekwencja allodapiczna w północno-zachodniej części struktury bardzkiej – analiza litostratygraficzno-facjalna. Przeglad Geologiczny, 45: 826–830.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 337–402. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.337-402

PERM

Tadeusz M. Peryt, Hubert Kiersnowski



Wstęp

Tadeusz M. Peryt, Hubert Kiersnowski

W przeciwieństwie do trójdzielnego podziału permu w globalnej skali stratygraficznej, perm środkowoeuropejski jest wyraźnie dwudzielny („dyas" – Marcou, 1859; Geinitz, 1861–1862) i obejmuje czerwony spągowiec i cechsztyn (odpowiednio: „dyas dolny" i „dyas górny" – Menning i in., 2022). Terminy „czerwony spągowiec" i „cechsztyn" wywodzą się z terminologii górniczej: były one używane przez górników eksploatujących rudy miedzi w rejonie Mansfeldu do oznaczenia, odpowiednio, utworów zalegających poniżej łupku miedzionośnego i twardych skał występujących nad łupkiem miedzionośnym, w których zakładano szyby górnicze (Agricola, 1557 *fide* von Struensee, 2020). Czerwony spągowiec rozpoczyna się wraz z pojawieniem się osadów barwy czerwonej, występujących ponad osadami barwy szarej górnego karbonu; chronostratygraficznie w niektórych basenach sedymentacyjnych najniższa część czerwonego spągowca to górny karbon.

W starszej literaturze przyjmowano, że czerwony spągowiec to perm dolny, a cechsztyn – perm górny (np. Sokołowski, 1968). W Europie zachodniej dolną część czerwonego spągowca określano jako autun, a górną – sakson, natomiast turyng – odpowiednik cechsztynu morskiego – był uważany za piętro permu górnego (S. Kozłowski *w*: „Słownik...", 1968). Obecnie wiadomo, że czerwony spągowiec to litofacja czerwonych skał klastycznych pochodzenia lądowego, powstała w cisuralu, gwadalupie i lopingu, natomiast utwory cechsztynu (głównie facje ewaporatowe i węglanowe) powstały w lopingu (z wyjątkiem jego najniższej części; fig. 1). W Niemczech przyjmuje się wiek granicy cechsztynu i czerwonego spągowca, wyznaczonej na podstawie danych numerycznych i wieku Re-Os łupku miedzionośnego w Sangerhausen, na ~257,6 mln lat (Brauns i in., 2003; Menning i in., 2022: s. 69), chociaż ta izochrona może dotyczyć wymieszanych składników (Alderton i in., 2016).

W marginalnych częściach zbiornika cechsztyńskiego facje węglanowe i ewaporatowe są zastępowane przez facje silikoklastyczne, które mogły powstawać w środowisku lądowym. W przypadku takich utworów, których czas powstania był równowiekowy – jak wynika z korelacji stratygraficznych – z powstaniem cechsztyńskich facji węglanowych i ewaporatowych, stosuje się termin „cechsztyn lądowy" (np. Jewuła i in., 2020) bądź „cechsztyn terygeniczny" (por. Wagner, 1978).

Utwory czerwonego spągowca były badane na obecnym obszarze Polski od drugiej połowy XIX w. (Pawłowska, 1968a). Wczesne badania stratygraficzne, prowadzone początkowo w odsłonięciach w peryferycznej części zbiornika: w rejonie NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), Gór Świętokrzyskich oraz Sudetów, zostały podsumowane przez Siedlecką (1968) i Milewicza (1968). Stratygrafia czerwonego spągowca NE obrzeżenia GZW w rejonie rowu Sławkowa była następnie przedmiotem badań Lipiarskiego (1971, 1984), Gradzińskiego (1982), Kiersnowskiego i Maliszewskiej (1985), Kiersnowskiego (1991) oraz Karnkowskiego (1992). Badania biostratygraficzne i litostratygraficzne osadów czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim po 1968 r. były prowadzone przez wielu badaczy (np. Górecka, 1969; Grocholski, 1974; Jasieńko, Pilawa, 1977; Jerzykiewicz, 1981, 1987; Nemec, 1981a,b; Miecznik, 1988, 1989; Śliwiński, 1984; Wojewoda, Mastalerz, 1989; Dziedzic, Teisseyre, 1990; Mastalerz i in., 1993; Mastalerz, Nehyba, 1997; Raczyński i in., 1998; Wojewoda, 2008, 2019, 2022; Kowalski, Furca, 2023; Kowalski i in., 2025). Z kolei czerwony spągowiec basenu północnosudeckiego był po 1968 r. przedmiotem badań m.in. Milewicza (1985a, b), Mastalerza (1990), Mastalerza i Raczyńskiego (1993) oraz Śliwińskiego i in. (2003). Awdankiewicz (2025; Awdankiewicz i in., 2014, 2025) prowadził badania stratygraficzne wulkanizmu permskiego w basenie północnosudeckim oraz śródsudeckim.

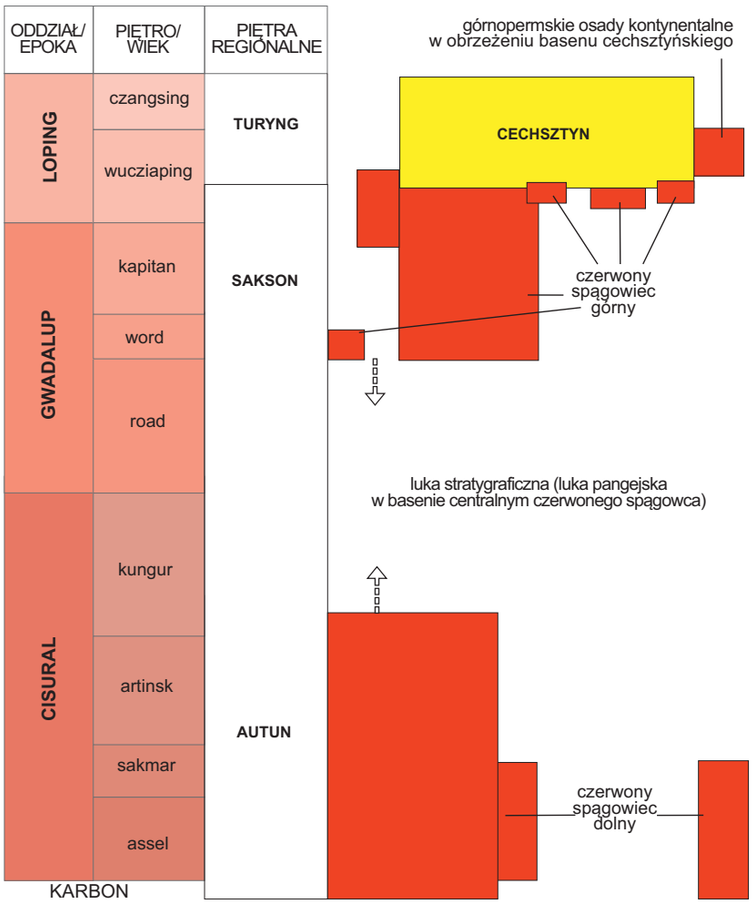


FIG. 1. Pozycja utworów czerwonego spągowca i cechsztynu (zob. tab. 7 oraz fig. 9) w Polsce na tle tabeli stratygraficznej. Strzałkami oznaczono niepewność przedstawionych granic chronostratygraficznych dolnego i czerwonego spągowca

Wstęp

Utwory cechsztyńskie odsłaniające się – w odkrywkach i kamieniołomach – w Górach Świętokrzyskich oraz synklinorium północnosudeckim były przedmiotem badań począwszy od XIX w. (np. Pusch, 1833; Beyrich i in., 1867). Rozwijające się kopalnictwo w wysadach solnych Kujaw w latach 1869–1871 dostarczyło informacji na temat profilu ewaporatów cechsztyńskich (Beyschlag, 1913; Jentzsch, 1913; Friedberg, 1921). W pierwszej połowie XX w. wykonano pierwsze otwory wiertnicze przewiercające cechsztyn w rejonie Wrocławia oraz synklinorium północnosudeckim (Eisentraut, 1939) i na wyniesieniu Łeby (Dahlgrün, Seitz, 1944).

Intensywna penetracja obszaru Niżu Polski rozpoczęła się pod koniec lat 50. XX w. Badania cechsztynu w otworach wiertniczych na Niżu Polski podsumował Poborski (1968), a w rejonie Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) – Kłapciński (1971) i Tomaszewski (1978). W tym czasie ukazało się ponadto wiele innych publikacji syntetycznych, dotyczących zarówno całych basenów czerwonego spągowca oraz basenu cechsztyńskiego, jak i ich części (Sokołowski, 1967; Poborski, 1969; Szaniawski, 1970; Juskowiak, Pokorski, 1970; Pokorski, 1971, 1974; Pokorski, Wagner, 1972; Podemski, 1973, 1974a; Czermiński, Pajchlowa, 1974; Czajor, Wagner, 1974; Deczkowski, 1977; Dyjaczyński, Wolny, 1978).

Badania permu prowadzonew Instytucie Geologicznym ujęto w 1973 r. w specjalnym temacie badawczym, którego głównym wynikiem było opublikowanie syntezy kartograficznej i tekstowej („Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski" – Depowski, 1978), a także liczne publikacje przedstawiające aspekty stratygraficzne, paleontologiczne, mikrofacjalne, petrograficzne i geochemiczne skał cechsztyńskich (zob. Wagner, 1994, z literaturą tam cytowaną) oraz czerwonego spągowca (np. Pokorski, 1976b, 1978b, c 1981a, b; Maliszewska, Pokorski, 1978; Ryka, 1978, 1981; Maliszewska, 1981). W 1981 r. ukazały się podsumowania litostratygrafii czerwonego spągowca: podział nieformalny Pokorskiego (1981b) oraz formalny Karnkowskiego (1981). Oba schematy podlegały późniejszym modyfikacjom (np. Dybova-Jachowicz, Pokorski, 1984; Karnkowski, 1986a, 1987a, 1994, 1999a; Pokorski, 1987, 1988a, 1997; Hoffmann i in., 1997). Formalne podziały litostratygraficzne czerwonego spągowca poszczególnych regionów zostały następnie przedstawione w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008; Kiersnowski, 2009). Analiza sedymentologiczno-facjalna basenów sedymentacyjnych czerwonego spągowca (np. Karnkowski, 1994; Kiersnowski, 1995, 1998, 2013; Aksamitowska, 2003; Kiersnowski, Buniak, 2006, 2016; Kiersnowski i in., 2010; Kiersnowski, Petecki, 2017; Krzywiec i in., 2017, 2019) doprowadziła do rewizji wcześniejszych poglądów na powstanie i ewolucję rozwoju poszczególnych basenów (Kiersnowski, 2023a), szczególnie w kontekście tektoniki basenów ryftowych (Karnkowski, 1999a, b, c).

Badania stratygraficzne cechsztynu w poszczególnych rejonach basenu cechsztyńskiego, przeprowadzone w ostatnich dwóch dekadach XX w., podsumowano w syntetycznych ujęciach Wagnera (1986, 1988, 1994, 1997; Wagner *w*: Dadlez i in., 1998) i Kiersnowskiego i in. (1995). W tym też czasie odnotowano znaczny postęp w rozpoznaniu makrofauny, mikrofauny i mikroflory cechsztynu oraz sedymentologii utworów węglanowych cechsztynu, łupku miedzionośnego, szarego iłu solnego i najwyższego cechsztynu (Wagner, 1994, z literaturą tam cytowaną). Największy postęp był pokłosiem badań utworów ewaporatowych prowadzonych najpierw w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt i in., 1992, z literaturą tam cytowaną), a później – w innych częściach basenu (np. Kasprzyk, 1992, 1995), co umożliwiło dokładną rekonstrukcję środowisk sedymentacji oraz opracowanie map facjalnych ewaporatów cechsztyńskich (np. Peryt, Antonowicz, 1990; Czapowski i in., 1990, 1993; Czapowski, 1993).

Wyniki badań stratygraficznych rejonu LGOM zostały podsumowane w dwóch wydaniach „Monografii KGHM Polska Miedź S.A." (Piestrzyński, 1996; Piestrzyński i in., 2007), a wyniki badań cechsztynu północnosudeckiego – przez Raczyńskiego (1996, 1997, 2010). Opublikowano także syntetyczne ujęcia całego profilu cechsztynu (Wagner, 2009; Peryt i in., 2010a), jego najniższej części (Peryt, Peryt, 2021), chemostratygrafię soli cechsztyńskich (Tomassi-Morawiec i in., 2009), a także podsumowano stan wiedzy o cechsztynie kratonu (Peryt, Skowroński, 2021), Gór Świętokrzyskich (Jewuła i in., 2020, 2021, 2023) oraz ewaporatach cechsztynu w zachodniej Polsce (Czapowski i in., 2023).

Głównym motorem badań utworów permu był (i jest) ich potencjał surowcowy, potwierdzony odkryciem licznych złóż węglowodorów w różnych częściach Niżu Polskiego (Karnkowski, 1993) – w utworach czerwonego spągowca (np. Depowski, 1972), wapienia cechsztyńskiego (np. Dyjaczyński i in., 1997) i dolomitu głównego (np. Kotarba, Wagner, 2007), złóż miedzi odkrytych w rejonie LGOM (Wyżykowski, 1958), złóż soli kamiennej na Kujawach i w rejonie LGOM (Orska, Werner, 1987) oraz złóż polihalitu w rejonie Zatoki Puckiej (Werner, 1972).

1 Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Polskie baseny czerwonego spągowca (tab. 1) i polski basen cechsztyński wchodzą w skład basenu środkowoeuropejskiego, określanego jako południowy basen permski Europy (Doornenbal, Stevenson, 2010) lub środkowoeuropejski basen permski (McCann, 2008; fig. 2). Basen czerwonego spągowca powstał w dwóch głównych etapach.

W starszym z nich osady lądowe wypełniały paleorelief powaryscyjski zbudowany głównie ze skał klastycznych dolnego karbonu, silnie zaburzonych tektonicznie w okresie orogenezy waryscyjskiej, oraz skał wulkanicznych, powstających wieloetapowo na przełomie późnego karbonu i wczesnego permu (Maliszewska i in., 2016; Awdankiewicz i in., 2025). Na niektórych obszarach powaryscyjska erozja trwała przez okres 20–30 mln lat (Kiersnowski, 2009), co zostało określone terminem „luka pangejska" (ang. *Pangaea gap*; Menning i in., 2022). Reaktywacja waryscyjskich stref tektonicznych (waryscydy wewnętrzne i zewnętrzne) oraz nierównomierna subsydencja doprowadziły do powstania we wczesnym permie wielu izolowanych basenów sedymentacyjnych (często o charakterze rowów tektonicznych). Depozycja osadów w tych basenach wiązała się z równoczasową silną erozją głównie skał karbonu i karbońsko-permskich skał wulkanicznych. Maksymalna miąższość czerwonego spągowca wynosi przeszło 1200 m (fig. 3).

W trakcie młodszego etapu stopniowa wielkopromienna subsydencja oraz silna subsydencja wzdłuż SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej doprowadziły do rozwoju nowych basenów sedymentacyjnych (fig. 3, 4), których zasięgi miały charakter przekraczający (Pokorski, 1997; Kiersnowski, 2023a) i stanowiły założenie dla późniejszego rozwoju, jeszcze bardziej rozległego, późnopermskiego basenu cechsztyńskiego (Wagner, 1994; Peryt, 2023). Na obrzeżach basenu występują osady czerwonego spągowca, które nie były przykryte permskimi osadami morskimi. Dotyczy to basenów sudeckich i permskich basenów zachodnich Karpat (Vozárová, Vozár, 1988), w tym z prowincji tatrikum, gdzie w Tatrach Bielskich występuje zlepieniec koperszadzki (Passendorfer, 1957).

W późnym permie zalanie basenu górnego czerwonego spągowca, będące wynikiem połączonego efektu ryftowania i eustatycznego wzrostu poziomu morza (Glennie, Buller, 1983), doprowadziło do dalszej regionalnej subsydencji i przekraczania zasięgów basenu górnego czerwonego spągowca (Ziegler, 1990; McCann i in., 2008). Zasięg powstałego w wyniku tej transgresji basenu cechsztyńskiego w stosunku do zbiornika górnego czerwonego spągowca powiększył się znacząco na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego (zatoka bałtycka – por. fig. 5).

Wypełnienie polskiego basenu cechsztyńskiego to przede wszystkim trzy cyklotemy węglanowo-ewaporatowe (PZ1, PZ2 i PZ3; tab. 2). Wyżej w profilu stratygraficznym wyróżnia się najmłodszy (PZ4) cyklotem terygeniczno-ewaporatowy, który dzieli się na pięć subcyklotemów klimatycznych (Wagner, 1994), podczas gdy w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego wyróżnia się od jednego do czterech cyklotemów, będących równoważnymi z subcyklotemami cyklu PZ4 wyróżnianymi w Polsce (tab. 3). Miąższość utworów cechsztynu w polskim zbiorniku cechsztyńskim na obszarze skraju kratonu wschodnioeuropejskiego waha się od kilkudziesięciu do 450 m, w bruździe śródpolskiej – która stanowiła depocentrum, podobnie jak w górnym czerwonym spągowcu – dochodzi do 1500 m, a na obszarze waryscydów osiąga maksymalnie 800 m (fig. 5).

Topografia podłoża zastanego przez transgresję cechsztyńską warunkowała rozkład miąższości i facji w trakcie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, czego dobrym przykładem jest występowanie raf wapienia cechsztyńskiego na wyniesieniu Gorzów–Wolsztyn–Pogorzela (wyniesienia GWP) (Dyjaczyński i in., 1997,

1
Ramy paleogeografii i historii tektono-depozycyjnej

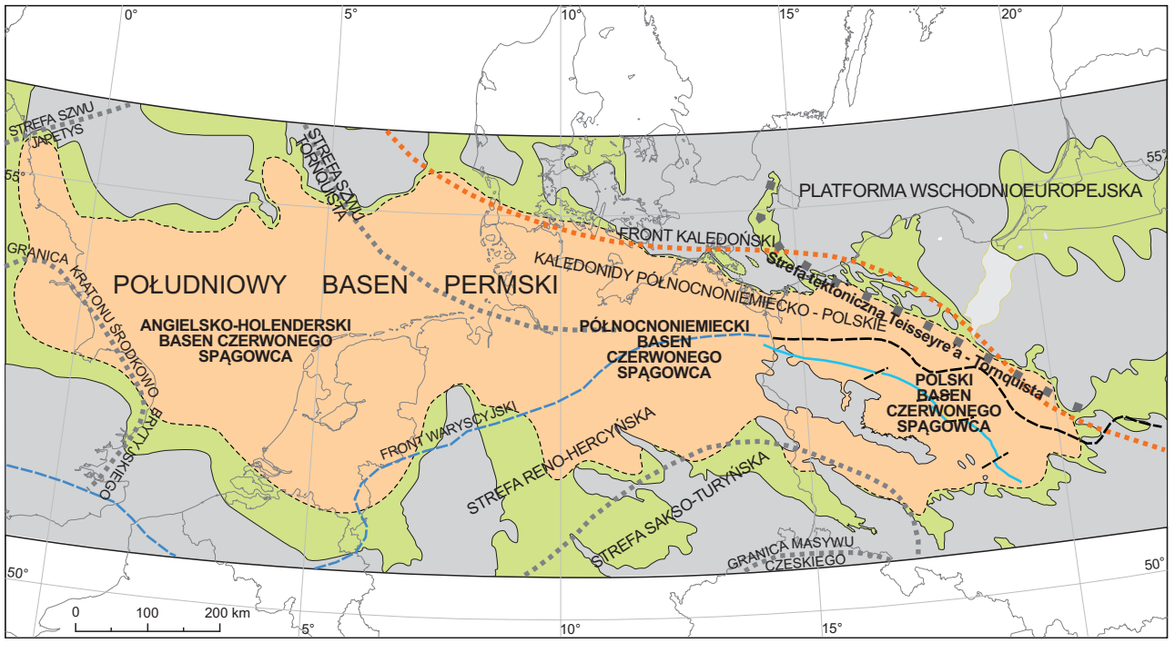


FIG. 2. Szkic paleogeograficzny europejskiego południowego basenu czerwonego spągowca (wg Kiersnowskiego, 2013); front waryscyjski na obszarze Polski:
wg Pokorskiego (1998c) – linia niebieska
wg Mazura i in. (2020) – linia przerywana czarna

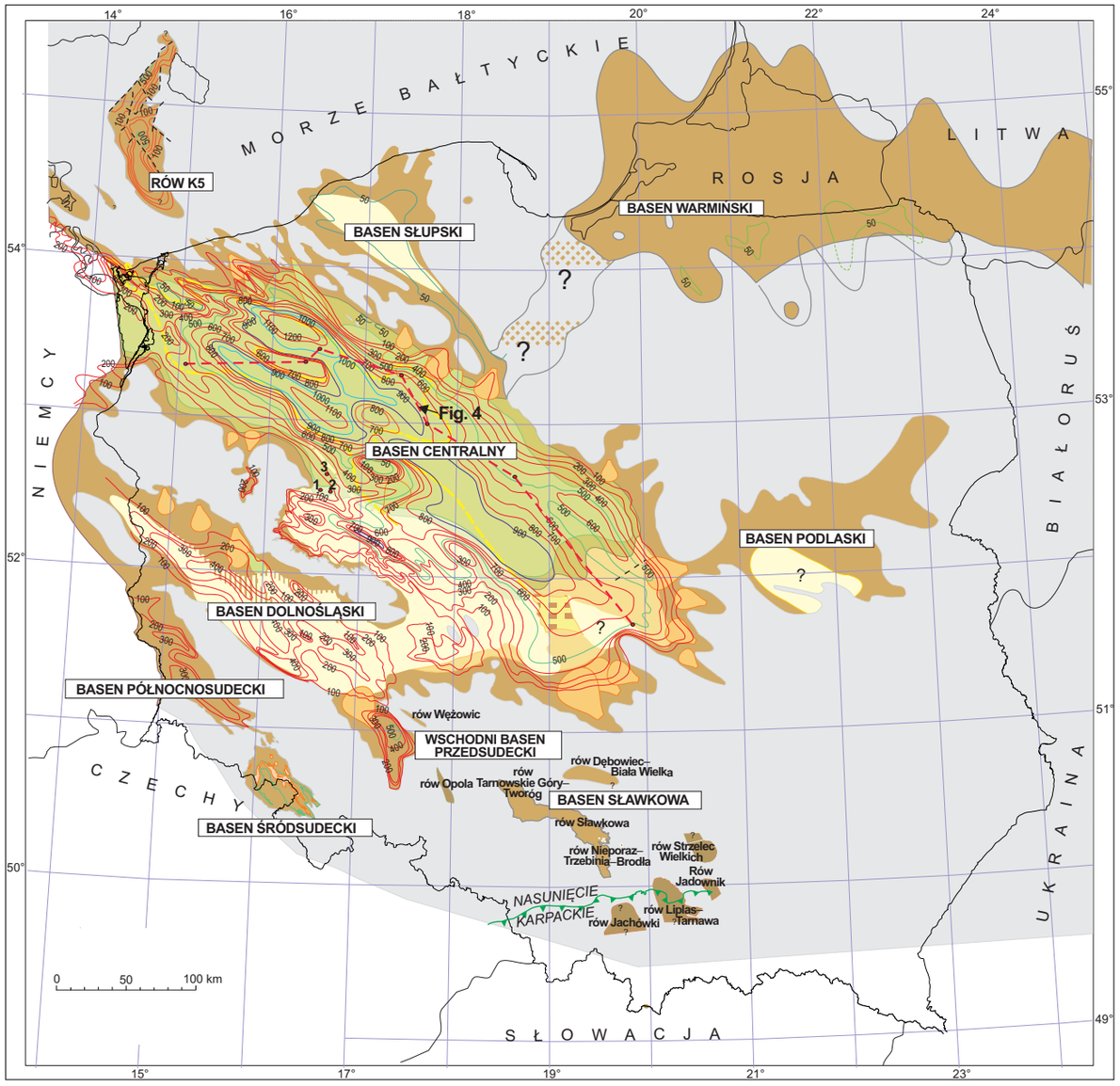


FIG. 3. Baseny sedymentacyjne czerwonego spągowca na tle mapy miąższości osadów i litofacji stropu czerwonego spągowca górnego:
1–3 – otwory wiertnicze zilustrowane na figurze 19 (1 – Sokolniki 1; 2 – Kaźmierz 1; 3 – Obrzycko 3)

TAB. 1. Charakterystyka basenów sedymentacyjnych czerwonego spągowca (na podstawie Kiersnowskiego, 2023a; Cymermana, Kiersnowskiego, 2023)

Basen	Zasięg regionalny	Wypełnienie osadowe
Wschodni basen przedsudecki	wąskie, tektoniczne depocentrum o kierunku południkowym, z częścią północną odchyloną ku NW, graniczącym od NE z wyniesieniem laskowicko-wołczańskim, a od W – z masywem Strzelin–Żulowa (Pokorski, Kühn, 1978); od południa basen ograniczony wyniesionymi blokami tektonicznymi, obciętymi dalej na południe krawędzią tektoniczną zachodniego zakończenia rowu Nysa–Kędzierzyn (Sawicki, 1995)	lądowe osady klastyczne dolnego i środkowego permu o maksymalnej miąższości ok. 1100 m; podstawowe litofacje to osady stożków napływowych oraz osady jeziorno-bagienne występujące tylko w najniższej części profilu (Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986; Grotek, Szymkowiak, 1986); osady zostały zdeponowane w trzech cyklach sedymentacyjnych (megasekwencjach osadowych) o genezie diastroficznej (Kiersnowski, 1983, 1995)
Basen Zielona Góra–Borzęcin	basen składa się z zespołu rowów tektonicznych (Maliszewska i in., 2016) o osiach biegnących w kierunku NW-SE. Od SW ograniczony tektoniczną i erozyjną granicą z blokiem przedsudeckim, natomiast od NE – tektoniczną i erozyjną granicą z wyniesieniem (blokiem) Gorzów–Wolsztyn–Pogorzela (GWP) (Maliszewska i in., 2003)	osady basenu leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych dolnego czerwonego spągowca oraz na skałach karbonu; wypełnienie basenu tworzą osady epiklastyczne – stożków aluwialnych i równi aluwialnej (w tym osady jeziorne) oraz osady piroklastyczne formacji z Zielonej Góry o miąższości do 500 m (Maliszewska i in., 2003, 2016); osady te powstały pod koniec okresu permsko-karbońskiej aktywności wulkanicznej, w przedziale wiekowym od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu
Basen Pniewy–Książ Wielkopolski oraz basen Objezierze–Grundy	zespół subbasenów (rowów tektonicznych) o osiach zorientowanych w przybliżeniu w kierunku NW–SE; od SW sąsiaduje z wyniesieniem (blokiem) GWP, od NE jego zasięg jest hipotetyczny z powodu niedostatecznego rozpoznania	osady basenów leżą niezgodnie na starszych skałach wylewnych i piroklastycznych dolnego czerwonego spągowca oraz na skałach starszego podłoża karbońskiego (Maliszewska i in., 2016); wypełnienie osadowe tworzą osady epiklastyczne – aluwialne, fluwialne i jeziorne oraz osady piroklastyczne formacji z Pniew o miąższości do 200 m (Maliszewska i in., 2003, 2016); osady były deponowane pod koniec okresu permo-karbońskiej aktywności wulkanicznej i są datowane na przedział wiekowy od najpóźniejszego karbonu do wczesnego permu
Basen Sławkowa	wąskie, wieloczłonowe depocentrum utworzone wzdłuż NE obrzeżenia GZW; rozciąga się on od Krzeszowic na SE po Tarnowskie Góry na NW (Kiersnowski, Maliszewska, 1985; Kiersnowski, 1991); zasięg basenu, miejscami związany z lokalnymi dyslokacjami brzeżnymi, wyznaczono na podstawie wierceń (Habryn i in., 2002; Buła i in., 2008)	sedymentacja w basenie Sławkowa trwała od wczesnego do późnego permu (Kiersnowski, 1991; Wagner, 2008); basen jest wypełniony głównie zlepieńcami myślachowickimi, iłami sławkowskimi i wulkanitami (skały wylewne i piroklastyczne) oraz podrzędnie węglanami (trawertyny karniowickie, caliche); są to głównie osady stożków i okresowych równi aluwialnych; maksymalna miąższość osadów klastycznych to 600 m
Basen Liplas–Tarnawa	basen ograniczony od północy utworami dewonu zrębu Niepołomice–Puszcza, od wschodu – zrębem Łapczycy zbudowanym z utworów dewonu, od NW – kambrem wyniesienia Dąbia, a od zachodu – wyniesieniem Rzeszotar zbudowanym z metamorficznych skał prekambryjskich (Kiersnowski, 2001b); uskoki graniczne wchodzą w skład strefy tektonicznej oddzielającej blok górnośląski od bloku małopolskiego	basen wypełniają osady klastyczne i mieszane klastyczno-siarczanowe; w najniższej części są to wg Buły (2001) osady aluwialne o miąższości 150 m stwierdzone tylko w profilu wierceniu Tarnawa 1, wyżej – głównie drobnoklastyczne i siarczanowe osady aluwialne i sebhy o miąższości blisko 700 m interpretowane jako lądowy ekwiwalent cechsztynu. W najwyższej części profilu stwierdzono drobnoklastyczne i siarczanowe osady permo-triasu o miąższości prawie 700 m
Polski basen górnego czerwonego spągowca	główna część basenu to depocentrum położone wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, określane jako basen centralny czerwonego spągowca (Kiersnowski, 1997); w części SW rozwinęło się, połączone z basenem śląskim, oddzielony wyniesieniem GWP (Pokorski, 1989; Karnkowski, 1999a); granice basenu wyznacza zasięg występowania osadów górnego czerwonego spągowca; w części NW zasięg basenu jest związany z wyniesieniami tektonicznymi rejonu Trzebież–Police, odgraniczającymi basen polski od północnoniemieckiego basenu czerwonego spągowca (Kiersnowski, Buniak, 2006)	osady górnego czerwonego spągowca tworzyły się w przedziale wiekowym obejmującym środkowy perm (gwadalup), być może już od późnego kunguru (późny cisural), do wczesnego wuciapingu, spoczywają one niezgodnie (przekraczająco) z luką stratygraficzną około kilku–kilkunastu mln lat (Menning i in., 2022), na utworach czerwonego spągowca dolnego oraz na starszym podłożu paleozoicznym. Wypełnienie osadowe to trzy główne litofacje: zlepieńce i piaskowce aluwialne, piaskowce eoliczne i fluwialne oraz mułowce i piaskowce plai. Maksymalna miąższość osadów osiąga 1400 m w północnej części basenu (Pokorski, 1998b)
Basen śląski	granice basenu śląskiego wyznacza od północy wyniesienie GWP (Pokorski, 1989; Karnkowski, 1999a), a od południa krawędź bloku przedsudeckiego, od wschodu basen ma połączenie z basenem centralnym czerwonego spągowca	wypełnienie osadowe dolnego i górnego czerwonego spągowca to zlepieńce i piaskowce aluwialne, piaskowce eoliczne i fluwialne, podrzędnie mułowce. Maksymalna miąższość osadów: dolny czerwony spągowiec do 500 m, górny czerwony spągowiec do 350 m
Basen podlaski	granice basenu wyznacza zasięg występowania osadów górnego czerwonego spągowca w obrębie środkowego segmentu monokliny mazursko-podlaskiej (permsko-mezozoicznej pokrywy kratonu wschodnioeuropejskiego); granice wykartowane przez Pokorskiego (1971, 1974, 1998b) i Karnkowskiego (1999a) zostały zmienione przez Kiersnowskiego (*w*: Gast i in., 2010)	osady górnego czerwonego spągowca spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych: w NE części głównie na sylurze, a w SW części głównie na karbonie. Basen wypełniony sukcesją piaskowcową z przewarstwieniami zlepieńców w północnej części (Pokorski 1978c). Miąższość osadów, zaliczanych do lopingu (Wagner, 2008), dochodzi do 64 m w wierceniu Zalesie IG 1
Basen warmiński	granicę północną stanowi granica państwa i w niewielkiej części – granica polskiej strefy ekonomicznej na Morzu Bałtyckim, południowa granica basenu jest związana z występowaniem na południu prekambryjskiego wyniesienia mazurskiego (Pokorski, 1989), północny zasięg basenu na obszarze strefy królewieckiej i zachodniej Litwy nie jest dobrze rozpoznany (Šliaupa, Čyžienė, 1999; Pokorski, Modliński, 2012)	osady górnego czerwonego spągowca spoczywają niezgodnie na utworach syluru i starszych, w tym proterozoicznych basenu bałtyckiego. Basen warmiński jest wypełniony cyklicznymi sukcesjami złożonymi ze zlepieńców, piaskowców oraz podrzędnie mułowców i iłowców o sumarycznej miąższości dochodzącej do 100 m
Basen słupski	północną i wschodnią granicę basenu wyznacza zasięg osadów górnego czerwonego spągowca w zachodniej części syneklizy bałtyckiej. SW granica basenu jest związana z wyniesieniami strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice, które oddzielają go od polskiego basenu górnego czerwonego spągowca (Pokorski, 1976a, 1978a, 1989, 1990); najnowszy obraz kartograficzny zasięgu basenu przedstawił Kiersnowski (*w*: Gast i in., 2010)	osady górnego czerwonego spągowca spoczywają niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych (głównie syluru). Wypełnienie osadowe basenu jest regionalnie zróżnicowane: w części zachodniej przeważają zlepieńce, w części wschodniej – piaskowce. Miąższość sukcesji, zaliczanej do lopingu, nie przekracza 80 m
Basen K5	południowy fragment tego basenu znajduje się prawdopodobnie na obszarze polskiej strefy ekonomicznej na Bałtyku, w morskiej części bloku Gryfic	wypełnienie stanowią zlepieńce aluwialne i piaskowce, głównie eoliczne; miąższość do ponad 500 m
Basen północnosudecki	obecne granice paleozoicznego basenu północnosudeckiego przedstawiono na podstawie tektonicznej mapy Cymermana (2004); granicę zachodnią, w dużym stopniu zakrytą utworami kredowego basenu północnosudeckiego, wyznacza granica państwa wzdłuż doliny Nysy Łużyckiej, północna granica z peryklinią Żar jest słabo rozpoznana, granica NE – z blokiem przedsudeckim – przebiega częściowo wzdłuż uskoku brzeżnego sudeckiego, natomiast na wschodzie, SE i południu basen graniczy z metamorficznym kompleksem kaczawskim, który również buduje jego podłoże	wypełnienie basenu składa się z liczącej maksymalnie 2 km grubości serii lądowych osadów klastycznych utworów wulkanogenicznych tworzących się od późnego pensylwanu (kazimow–gżel [stefan]) do późnego permu (Ostromęcki, 1973; Nowak, 1995), w warunkach syndepozycyjnej aktywności tektonicznej wzdłuż ramowych uskoków – śródsudeckiego i brzeżnego sudeckiego (Mastalerz, Raczyński, 1993b); na podłożu epimetamorficznym (metamorfik kaczawski) leżą niezgodnie osady stożków aluwialnych oraz rzeczne i jeziorne klastyki formacji ze Świerzawy (Wojewoda, Mastalerz, 1989), na nich spoczywa kompleks osadów rzecznych i skał wulkanogenicznych formacji z Wielisławki, a najwyższą część sukcesji tworzy kompleks litofacji rzecznych formacji z Bolesławca, zaliczany już do saksonu (czerwonego spągowca górnego; Kiersnowski i in., 2021)
Basen śródsudecki	obecne granice basenu odwzorowano na podstawie mapy tektonicznej Cymermana (2004); od zachodu graniczy on z metamorficznym kompleksem Rudaw Janowickich, od północy – z metamorficznym kompleksem kaczawskim (uskok Domanowa), od NE – z basenem świebodzickim i metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Strugi), od ENE – z metamorficznym kompleksem Gór Sowich (nasunięcie Głuszycy) i ze strukturą bardzką (nasunięcie Czerwieńczyc), od wschodu – z metamorficznym kompleksem kłodzkim i z ofiolitowym kompleksem Nowej Rudy, granica południowa biegnie wzdłuż nasunięcia Hronov-Poříčí i uskoku Pstrążna–Gorzanów	wypełnienie basenu składa się z cyklicznie warstwowanych osadów, głównie aluwialnych, podrzędnie jeziornych i morskich, po części węglonośnych (nieczynne Dolnośląskie Zagłębie Węglowe) oraz wulkanitów; utwory te tworzyły się w szerokim przedziale wiekowym – od missisipu do wczesnego triasu (Dziedzic, Teisseyre, 1990; Bossowski i in., 1995; Turnau i in., 2002), osiągając sumaryczną maksymalną miąższość ponad 10 km, aczkolwiek przy znacznych obocznych zmianach poszczególnych jednostek stratygraficznych; w missisipie występują zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce i łupki o łącznej miąższości dochodzącej do 4–5 km w NW i zachodniej części basenu; w późnym karbonie osadziły się zlepieńce, piaskowce, mułowce, łupki i węgiel kamienny oraz doszło do intruzji riodacytów i andezytów, w czasie odpowiadającym czerwonemu spągowcowi dolnemu (wczesny cisural) tworzyły się zlepieńce, piaskowce, łupki, skały tufogeniczne, trachyandezyty, riolity, tufy wulkaniczne i brekcje riolitowe (Wojewoda, Mastalerz, 1989); najwyższy czerwony spągowiec górny (sakson) i cechsztyn (odpowiednik cyklotemu PZ1) jest reprezentowany przez piaskowce zlepieńcowate, piaskowce, wapienie, dolomity, iły i margle; w triasie dolnym przeważały litofacje piaskowcowe (Nemec i in., 1982; Kowalski, 2017)

Geneza basenu
rów tektoniczny, reaktywowany wielofazowo w przedziale czasu przeszło 30 mln lat; jest wysoce prawdopodobne, że jego południowe przedłużenie stanowi karbońsko-permski rów boskowicki na obszarze Czech wschodnich; geneza basenu jest związana z ewolucją tektoniczną Masywu Czeskiego (Cymerman, 1991) oraz jego wschodnich obrzeży (Martínek i in., 2004), górna granica osadów czerwonego spągowca ma charakter erozyjny, na osadach tych w północnej części basenu leżą niezgodnie utwory cechsztynu oraz triasu. Przyczyną końca rozwoju basenu jest ustanie subsydencji tektonicznej oraz całkowite wypełnienie basenu osadami
basen powstał w rezultacie blokowego obniżenia się podłoża w strefie tektonicznej środkowej Odry, przecinającej południową część waryscydów zewnętrznych (lub ich północną część – Kiersnowski, Petecki, 2017). Powstanie basenu mogło być związane z generalną przebudową tektoniczną w obrębie waryscydów na etapie późno- lub po-orogenicznym, w wyniku której doszło do powstania na przełomie karbonu i permu zespołu subbasenów w systemie tektonicznym typu *pull-apart*. Zakończenie depozycji osadów dolnego czerwonego spągowca w basenie było związane z ustaniem subsydencji w rowach tektonicznych. Górna granica osadów dolnego czerwonego spągowca jest powierzchnią erozyjną, a występująca powyżej pokrywa osadowa górnego czerwonego spągowca ma charakter przekraczający
baseny powstały w rezultacie blokowego obniżania się podłoża związanego z wczesnopermskim wulkanizmem i późniejszym stygnięciem skał magmowych (Pokorski, 1989; Maliszewska i in., 2003); w trakcie ogólnej przebudowy tektonicznej eksternidów waryscyjskich powstał, na przełomie karbonu i permu, zespół subbasenów w systemie tektonicznym typu *pull-apart*. Zakończenie depozycji osadów dolnego czerwonego spągowca w opisywanym basenie było związane z końcem procesów subsydencji tektonicznej. Basen ma wąskie połączenia z basenami: słupskim, podlaskim, północnosudeckim i wschodnim basenem przedsudeckim. W podłożu basenu występują izolowane baseny osadowe dolnego czerwonego spągowca – Zielona Góra–Borzęcin, Objezierze–Grundy i Pniewy–Książ Wielkopolski
basen Sławkowa ma charakter rowu tektonicznego – jest ekstensyjną strukturą powaryscyjską powstałą w strefie uskoków kulisowych i systemu kulisowych brachyfałdów w wypiętrzonej części przedpola morawsko-śląskiego segmentu orogenu waryscyjskiego (Bogacz, 1981; Kotas, 1982); w podłożu rowu występują skały górnego dewonu i dolnego karbonu, przy czym relacje tektoniczne bloków podłoża nie są dobrze rozpoznane (Buła i in., 2008). Przyczyną końca rozwoju basenu było jego wypełnienie połączone z peneplenizacją obszarów otaczających, nadległe osady triasu (głównie retu) leżą przeważnie zgodnie na podłożu permskim
basen ma charakter rowu tektonicznego typu *pull-apart*, utworzonego w wyniku transtensji i transpresji w permsko-triasowym etapie rozwoju powaryscyjskiego (Poprawa i in., 2001); etap ten był poprzedzony wcześniejszymi (dewon–karbon), wielofazowymi ruchami tektonicznymi w strefie uskoku krakowsko-lublinieckiego w reżimie ekstensyjnym oraz przesuwczym z elementami kompresji (por. Żaba, 1999); wg Poprawy i in. (2001) rozwój rowu Liplas–Tarnawa był powiązany z przesuwczą (prawoskrętną) aktywnością tektoniczną granicy masywów górnośląskiego i małopolskiego, związaną być może z powaryscyjską relaksacją. Koniec sedymentacji w obrębie basenu wiązał się z zakończeniem subsydencji tektonicznej w najpóźniejszym permie lub we wczesnym triasie
rozwój południowego europejskiego basenu permskiego, którego częścią jest polski basen górnego czerwonego spągowca, został zapoczątkowany tektoniczną subsydencją w reżimie ekstensyjnym, nałożoną na termiczną relaksację litosfery po jej destabilizacji na przełomie karbonu i permu; temu ostatniemu procesowi towarzyszyła intensywna aktywność wulkaniczna (por. baseny Pniewy–Książ Wielkopolski). Polski basen górnego czerwonego spągowca dzieli się na dwa subbaseny: pomorski i kujawski (Kiersnowski i in., 2017) o częściowo odmiennym rozwoju osadowym; basen ma wąskie połączenia z basenami słupskim, podlaskim oraz basenem Poznania; w podłożu basenu centralnego występują izolowane baseny osadowe dolnego czerwonego spągowca – Objezierze–Grundy i Pniewy–Książ Wielkopolski
basen śląski znajduje się w domenie internidów waryscyjskich; jest to szereg rowów tektonicznych, połączonych w ostatnim etapie rozwoju, w górnej części górnego czerwonego spągowca, w bardziej rozległą strukturę; basen ma wąskie połączenia z basenem północnosudeckim i wschodnim basenem przedsudeckim, w podłożu basenu śląskiego występują izolowane baseny osadowe (rowy tektoniczne) dolnego czerwonego spągowca: basen Zielonej Góry, baseny górnej Odry, rów Koziczyn–Chyże, rów Bielawy–Gawrony, rów Kargowa–Wschowa, rów Jezierzyc, rów Żakowo–Jutrosin, rów Jemielno– Borzęcin
osady basenu wypełniły prawdopodobnie paleomorfologiczne obniżenie powstałe w wyniku wcześniejszej erozji drobnoklastycznych osadów sylurskich (por. basen warmiński); opisywany basen prawdopodobnie nie ulegał subsydencji (Pokorski, 1989), aczkolwiek ewentualny udział tektoniki w jego powstaniu nie jest całkowicie wyjaśniony, być może jego rozwój był częściowo związany z synsedymentacyjną aktywnością uskoków wzdłuż południowej krawędzi wyniesienia mazurskiego oraz w północnej części karbońskiego basenu płocko-lubelskiego (Pokorski, 1972, 1978c, 1997). Podobnie jak w przypadku innych basenów górnego czerwonego spągowca, rozwój basenu zakończyła transgresja cechsztyńska
basen rozwinął się w obniżeniu podłoża ediakarsko-wczesnopaleozoicznego basenu bałtyckiego, bez udziału subsydencji tektonicznej (Pokorski, 1989); osady basenu warmińskiego wypełniają obniżenie paleomorfologiczne powstałe w wyniku wcześniejszej erozji zwietrzałych skał starszego paleozoiku, głównie łupków sylurskich. Znaczenie ruchów tektonicznych dla genezy basenu jest niejasne; osady wypełniające basen warmiński znajdowały się w trakcie depozycji znacznie wyżej niż strop osadów w północnej części polskiego basenu czerwonego spągowca, co prawdopodobnie umożliwiało okresowe połączenie hydrologiczne obu basenów oraz redepozycję osadów do polskiego basenu czerwonego spągowca (Kiersnowski, 1997)
Pokorski (1989) wskazał na brak znaczącego udziału subsydencji w rozwoju basenu; który był wypełniany osadami w kilku fazach o zróżnicowanych uwarunkowaniach (Kiersnowski, 1997), główną przyczyną powstania basenu było ukształtowanie obniżenia morfologicznego w wyniku erozji starszych skał pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Dadlez, 1983), druga faza ewolucji basenu została zapoczątkowana tektonicznymi ruchami blokowymi, które spowodowały powstanie bariery, ograniczającej basen od SW (Antonowicz i in., 1993), w ostatniej fazie SW część basenu uległa słabej subsydencji (Kiersnowski, 1997)
basen K5 jest rowem tektonicznym powstałym wzdłuż zachodniej granicy strefy Teisseyre'a-Tornquista; łączy się na północy z rowem Rønne; wg Kiersnowskiego i Buniaka (2006) osady reprezentują dolną część górnego czerwonego spągowca
powstanie basenu było związane z rozpadem fragmentu górotworu waryscyjskiego w warunkach prawoskrętnej transtensji (basen *pull-apart*; Wojewoda, Mastalerz, 1989); południowa część basenu, w której powstał szereg podrzędnych rowów tektonicznych (np. Wlenia, Świerzawy czy Wierzchosławic), jest przynajmniej częściowo powiązana z reżimem transtensyjnym i aktywnością uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych o przebiegu NW–SE (Głuszyński, Aleksandrowski, 2021); charakter procesu tektonicznego kończącego rozwój basenu północnosudeckiego jest związany z powaryscyjskim wynoszeniem kopuły karkonosko-izerskiej i nierównomiernym zapadaniem (na obrzeżach tej kopuły) podłoża opisywanego basenu. Zanik tej aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec wczesnego permu (cisuralu), otwierając kolejny etap epikontynentalnego rozwoju basenu czerwonego spągowca górnego
basen śródsudecki ma charakter poligenetyczny; początkowo, w missisipie (etap synwaryscyjski), tworzył się prawdopodobnie w reżimie transtensyjnym (*pull-apart*) na nierozpoznanym podłożu terranu środkowosudeckiego lub Tepla–Barrandien, w etapie powaryscyjskim, od pensylwanu, rozwijał się na skutek termicznego ugięcia podłoża (Dziedzic, Teisseyre, 1990; Cymerman, 2023); Wojewoda (2009, 2016) zasugerował dla powstania basenu śródsudeckiego model ekstensyjny, w którym kluczową rolę ma odgrywać południowo-sudecka strefa ścinania, jako główna oś postorogenicznego rozwoju basenu; rozwój basenu śródsudeckiego o cechach zapadliska śródgórskiego zakończyło powaryscyjskie wynoszenie kopuły karkonosko-izerskiej, orlicko-śnieżnickiej i sowiogórskiej oraz nierównomierne obniżanie się podłoża na obrzeżach tych elewowanych kopuł. Zanik aktywności tektonicznej nastąpił pod koniec cisuralu. Przyczynami regionalnymi tej ewolucji paleogeograficznej mogły być zmiany podstawy erozyjnej w wyniku np. epizodycznej aktywności południowo-sudeckiej strefy ścinania (Wojewoda, 2009, 2016); nową geodynamiczną interpretację części tego basenu przedstawił Kowalski (2017), odzwierciedla ona w obrazie strukturalnym migrację centrów maksymalnej subsydencji w systemie basenów z rozciągania typu *pull-apart* od wczesnego triasu po późną kredę (Cymerman, 2023)

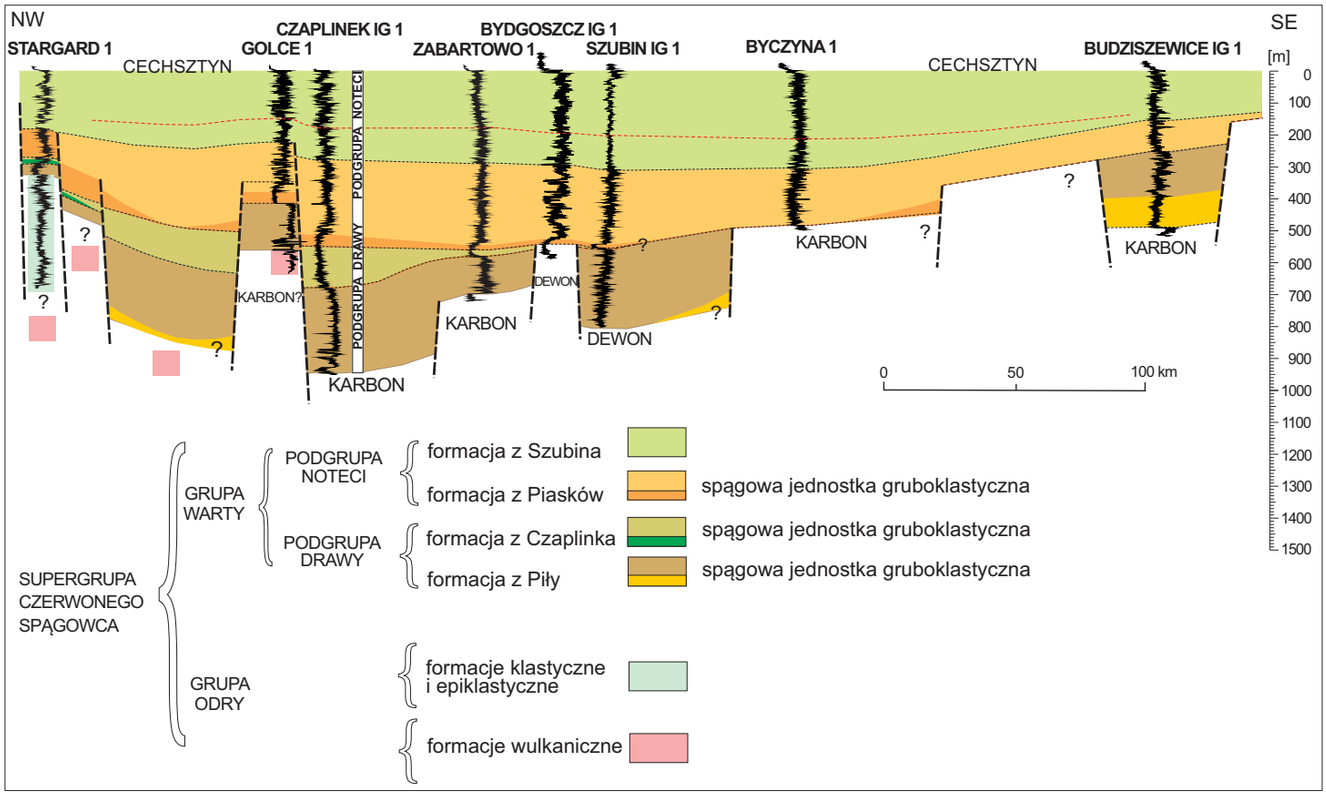


FIG. 4. Przekrój przez baseny czerwonego spągowca Polski (wg Kiersnowskiego *w*: Gast i in., 2010)

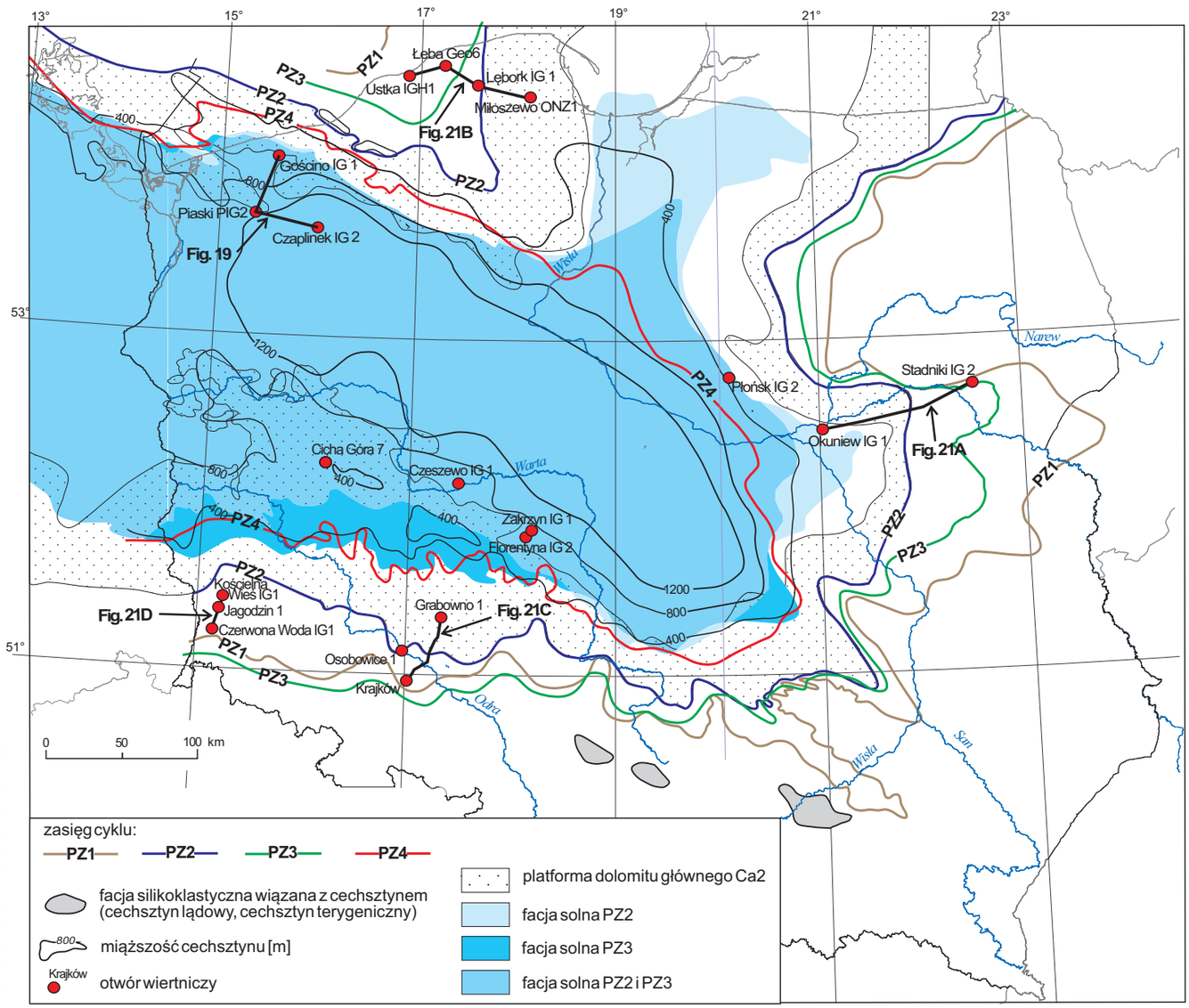


FIG. 5. Miąższość utworów cechsztynu i pierwotne zasięgi cykli (wg Peryta i in., 2010a; Krzywca i in., 2017, zmieniono) oraz lokalizacja wybranych otworów wiertniczych wspomnianych w tekście

TAB. 2. Stratygrafia cechsztynu Polski (litostratygrafia środkowej części zbiornika wg Wagnera, 1994, zmieniono; litostratygrafia przedziału anhydryt dolny–najstarsza sól kamienna w peryferycznej części zbiornika wg Dyjaczyńskiego, Peryta, 2014; stratygrafia sekwencji wg Wagnera, Peryta, 1997, zmieniono)

LITOSTRATYGRAFIA						STRATYGRAFIA SEKWENCJI		
CECHSZTYN		formacja rewalska / stropowa seria terygeniczna PZt						
	cechsztyn 4	PZ4e			ogniwo z Nakła	formacja z Pławy		PZS5-C 3
		PZ4d			ogniwo z Wałcza		PZS5-C 3.3	
					ogniwo z Jastrowia		PZS5-C 3.2	
		PZ4c			ogniwo z Piły		PZS5-C 3.1	
					ogniwo ze Złotowa			
		PZ4b	$Na4b_2$	najmłodsza sól kamienna stropowa		formacja iny		
			$T4b_2$	czerwony ił solny górny – część górna	ogniwo z Mirosławca	formacja z Korytnicy	LST	PZS5-C 2
			$Na4b_1$	sól rozdzielająca				
			$T4b_1$	czerwony ił solny górny – część dolna				
		PZ4a	$Na4a_2t$	najmłodsza sól kamienna górna ilasta	ogniwo z Kluczewa			
			$Na4a_2$	najmłodsza sól kamienna górna		formacja z Parsęty		PZS5-C 1
			$A4a_2$	anhydryt pegmatytowy górny				
			$Na4a_1$	najmłodsza sól kamienna dolna				
			$A4a_1$	anhydryt pegmatytowy dolny				
			$Na4a_0$	sól podścielająca				
			T4a	czerwony ił solny dolny	ogniwo z Drawna	formacja Gwdy		PZS5
	cechsztyn 3 PZ3		Na3t	młodsza sól kamienna ilasta	ogniwo z Tuczna			
			Na3 K3	młodsza sól kamienna (młodsza sól potasowa)				
			A3	anhydryt główny				
			Ca3	dolomit płytowy			HST	
			T3	szary ił solny			MFS	
	cechsztyn 2 PZ2		A2r	anhydryt kryjący			TST	PZS4
			Na2r	starsza sól kamienna kryjąca				
			K2	starsza sól potasowa			LST	
			Na2	starsza sól kamienna				
			A2	anhydryt podstawowy				
			Ca2	dolomit główny			HST	PZS3
	cechsztyn 1 PZ1		A1g BrA1g	anhydryt górny / brekcja anhydrytowa			MFS / TST	
			Na1	najstarsza sól kamienna			HST	PZS2
			A1d	anhydryt dolny			TST LST	
			Ca1	wapień cechsztyński			HST	PZS 1
			T1	łupek miedzionośny			MFS TST	
			Zp1	zlepieniec podstawowy			LST/TST	

Na1g	najstarsza sól kamienna górna
A1s	anhydryt dolny
Na1d	najstarsza sól kamienna dolna
A1d	anhydryt dolny

TAB. 3. Korelacja wydzieleń litostratygraficznych cechsztynu na obszarze wschodniej części południowego basenu permskiego (wg Peryta i in., 2010a)

Niemcy (Paul i in., 2020)		Polska (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997)		Rejon Kaliningradu (Zagorodnykh i in., 2001)		Litwa (Kadunas, 2001)
Fulda-Folge (Z7)	Obere Fulda-Fm.	formacja rewalska		Kornevskaya Suita		
	Untere Fulda-Fm.	PZ4e				
		PZ4d				
Friesland-Folge (Z6)	Friesland-Salz	PZ4c				
	Friesland-Sulfat					
	Unterer Friesland-Tonstein					
Ohre-Folge (Z5)	Ohre-Salz	PZ4b	najmłodsza sól kamienna stropowa			
			czerwony ił solny górny – część górna			
	Ohre-Sulfatt		sól rozdzielająca			
	Ohre-Tonstein		czerwony ił solny górny – część dolna			
Aller-Folge (Z4)	Aller-Salz	PZ4a	najmłodsza sól kamienna górna ilasta			
			najmłodsza sól kamienna górna			
			anhydryt pegmatytowy górny			
			najmłodsza sól kamienna dolna			
	Aller-Sulfat		anhydryt pegmatytowy dolny			
			sól podścielająca			
	Unterer Aller-Tonstein		czerwony ił solny dolny			
Leine-Folge (Z3)	Leine-Salz, Kaliflöz	PZ3	młodsza sól kamienna ilasta	Mamonovskaya Suita		Šventapilis (Mamonovo)
			młodsza sól kamienna (młodsza sól potasowa)			
	Leine-Sulfat		anhydryt główny			
	Leine-Karbonat		dolomit płytowy	Galindaskaya Suita		Galinda
	Unterer Leine-Tonstein		szary ił solny			
Stassfurt-Folge (Z2)	Oberer Stassfurt-Tonstein	PZ2	anhydryt kryjący	Aystmarskaya Suita		Aistmarės
	Kaliflöze, Stassfurt-Salz		starsza sól kamienna kryjąca			
			starsza sól potasowa starsza sól kamienna			
	Unteres Stassfurt-Sulfat		anhydryt podstawowy			
	Stassfurt-Karbonat		dolomit główny	Guryevskaya Suita		Žalgirīai
Werra-Folge (Z1)	Oberer Werra-Tonstein	PZ1	anhydryt górny	Pregolskaya Suita		Prieglis
	Oberer Werra-Sulfat					
	Kaliflöze, Werra-Salz		najstarsza sól kamienna			
	Unteres Werra-Sulfat		anhydryt dolny			
	Werra-Karbonat		wapień cechsztyński	Muravye-vskaya Suita	górna podsuita	Naujoji Akmenė
	Kupferschiefer		łupek miedzionośny		środkowa podsuita	Sasnava

2001). Później natomiast przemożną rolę odgrywała batymetria powstała w trakcie depozycji utworów cechsztynu, a zwłaszcza fakt powstania platform ewaporatowych cyklu PZ1 (np. Dyjaczyński, Peryt, 2014; Słotwiński, Burliga, 2023). Dość znaczącą rolę w trakcie sedymentacji cechsztyńskiej odgrywała aktywność tektoniczna, o czym świadczą przykłady z rejonu świętokrzyskiego (np. Kutek, Głazek, 1972; Kowalczewski, Rup, 1989; Szulc i in., 2015) czy też wyniesienia GWP (np. Kiersnowski i in., 2010; Dyjaczyński, Peryt, 2014; Raczyński i in., 2017). Istotne znaczenie miała zróżnicowana lokalna ekstensja i subsydencja (Krzywiec i in., 2019), a także subsydencja termotektoniczna, wyraźnie związane z budową podłoża polskiego zbiornika cechsztyńskiego (Wagner i in., 1978; Wagner, 1988), jak również subsydencja kompakcyjna, w tym związana z dehydratacją gipsów (Dyjaczyński, Peryt, 2014).

2 Litostratygrafia

2.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

2.1.1. Zasady i nomenklatura

Stratygrafia permu w południowym basenie permskim jest oparta na podziale litostratygraficznym (Gebhardt i in., 1991; Helmuth, Süssmuth, 1993; Schneider, Gebhardt, 1993; Cameron, 1993; Johnson i in., 1994). Ze względu na podobną budowę geologiczną odniesienie do wydzieleń litostratygraficznych dolnego i górnego czerwonego spągowca w Polsce stanowią niemieckie podziały stratygraficzne czerwonego spągowca umożliwiające nawiązanie do innych podziałów stratygraficznych permu łącznie z skalami numerycznymi (Menning, 1995a, b, 2001; Menning i in., 2006, 2022).

Główną podstawę dla regionalnych podziałów litostratygraficznych, mogących stanowić odniesienie do wydzieleń litostratygraficznych stosowanych w południowym basenie europejskim (Gast i in., 2010) są osady centralnego basenu czerwonego spągowca oraz basenu dolnośląskiego (fig. 3, 4). W tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) zastosowano formalny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca basenu polskiego zaproponowany przez Karnkowskiego (1981). Podział ten trudno jest jednak odnieść do podziału stratygraficznego stosowanego w basenie północnoniemieckiem (Gebhardt i in., 1991; Kiersnowski i in., 1995), chociaż ma on pośrednie nawiązanie do podziału litostratygraficznego górnego czerwonego spągowca stosowanego w południowej części Morza Północnego i Holandii (Rhys, 1975; Karnkowski, 1999b). Trudność polega na tym, że litostratygrafia czerwonego spągowca w basenie północnoniemieckim i polskim (*sensu* Pokorski, 1981b) obejmuje cały górny czerwony spągowiec, natomiast litostratygrafia górnego czerwonego spągowca stosowanego w południowej części Morza Północnego i Holandii, obejmuje tylko górną część górnego czerwonego spągowca.

Podział Karnkowskiego (1981) jest podziałem formalnym, czyli spełniającym kryteria wydzielania jednostek litostratygraficznych, i – jak wspomniano – został ujęty w „Tabeli stratygraficznej Polski" (Wagner, 2008; fig. 6). Z kolei podział nieformalny, zaproponowany przez Pokorskiego (1981b; fig. 7), został oparty na zasadzie stratygraficznego następstwa warstw i wziął pod uwagę podziały stratygraficzne stosowane w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Plein, 1978; fig. 8), graniczącym z polskim basenem czerwonego spągowca. Z uwagi na użyteczność tego podziału, podział wprowadzony przez Karnkowskiego (1981) nie jest praktycznie stosowany, gdyż jego adaptacja na cały basen czerwonego spągowca, w tym na baseny sudeckie, nie sprawdza się w praktyce, prowadząc do nieporozumień (zob. np. Kowalski, Furca, 2023, 2024; Karnkowski, 2024).

2.1.2. Formalne jednostki litostratygraficzne

Formalny podział grupy czerwonego spągowca w Polsce został przedstawiony przez Karnkowskiego (1981). Należy zauważyć, że podział ten w istocie dotyczy utworów czerwonego spągowca w rejonie basenu Poznania i został przez autora zaimplementowany bez podania uzasadnienia na cały obszar występowania utworów czerwonego spągowca w Polsce. W podziale tym grupa czerwonego spągowca dzieli się na dwie podgrupy: dolną – dolnośląską i górną – wielkopolską (Karnkowski, 1981).

Do podgrupy dolnośląskiej zalicza się utwory: formacji z Dolska (bez ogniwa z Kalej – Karnkowski, 1977) oraz formacji wulkanitów z Wyrzeki, a także formację zlepieńców z Książa Wielkopolskiego.

Do podgrupy wielkopolskiej zaliczono utwory: formacji iłowców z Piły razem z ogniwem zlepieńców z Polwicy oraz ogniwem zlepieńców soleckich; formacji piaskowców z Siekierek razem z ogniwem zlepieńców z Polwicy oraz ogniwem zlepieńców soleckich; formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego. Formacja iłowców z Piły, piaskowców z Siekierek i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego są litostratygraficznymi formacjami obocznymi (tab. 4; fig. 6).

W podgrupie wielkopolskiej można wyróżnić sześć sekwencji (Karnkowski, 1999a, c): 1. sekwencja – związana z epizodem tektonicznym po zakończeniu aktywności wulkanicznej (osady ogniwa zlepieńców z Polwicy i jego ekwiwalenty); 2. sekwencja (osady pomiędzy ogniwem z Polwicy a osadami głównego epizodu suchego); 3. sekwencja (osady głównego epizodu suchego); 4. sekwencja (osady pomiędzy głównym epizodem suchym a epizodem tektonicznym związanym z ogniwem soleckim); 5. sekwencja (osady ogniwa zlepieńców soleckich i osadów z nimi genetycznie stowarzyszonych); 6. sekwencja (osady pomiędzy ogniwem soleckim a morskimi osadami cechsztynu).

2.1.3. Nieformalne jednostki litostratygraficzne

Nieformalny podział utworów czerwonego spągowca w Polsce został zaproponowany przez Pokorskiego (1981b); podział ten – nawiązujący, jak wspomniano, do podziału stosowanego w basenie północnoniemieckim – podlegał później licznym modyfikacjom (np. Pokorski, 1997; Hoffmann i in., 1997). Pokorski (1981b) zaproponował podział nadgrupy czerwonego spągowca na dwie grupy: Odry (dolny czerwony spągowiec) i Warty (górny czerwony spągowiec) (Pokorski, 1981b) (fig. 8; tab. 5). W grupie Odry znajduje się wielkopolska formacja wulkanogeniczna z ogniwem obrzyckim; a w górnej części grupy występuje formacja z Kórnika o niepewnej pozycji stratygraficznej. Formacje te zostały utożsamione z autunem. Grupa Odry obejmuje również osady najwyższego karbonu, ponieważ granica karbon/perm w kontynentalnym basenie klastycznym jest często nieokreślona, a osady karbońskie mogą występować w litofacji czerwonego spągowca.

Wielkopolska formacja wulkanogeniczna została podzielona na dwie części: dolną reprezentującą dacyty i górną reprezentującą riolity (Ryka, 1981,1989). Obie te części są rozdzielone skałami osadowymi (epiklastyczne osady międzywulkaniczne wg Maliszewskiej i in., 2003, 2016).

W grupie Warty Pokorski (1981b) wydzielił dolną formację Drawy z ogniwem z Reska oraz górną formację Noteci z ogniwem z Zabartowa; obie te formacje zostały później uznane za podgrupy (Hoffmann i in., 1997). Grupa Warty jest utożsamiana z saksonem. Granica tego wydzielenia z autunem jest niezdefiniowana i ma przebieg diachroniczny.

W stropie osadów grupy Warty Pokorski (1976a, 1981a, b, 1987) wydzielił w strefie Teisseyre'a-Tornquista warstwy miasteckie (formacja z Miastka) i warstwy darłowskie (formacja z Darłowa). Warstwy miasteckie i warstwy darłowskie mogą być łączone z białym

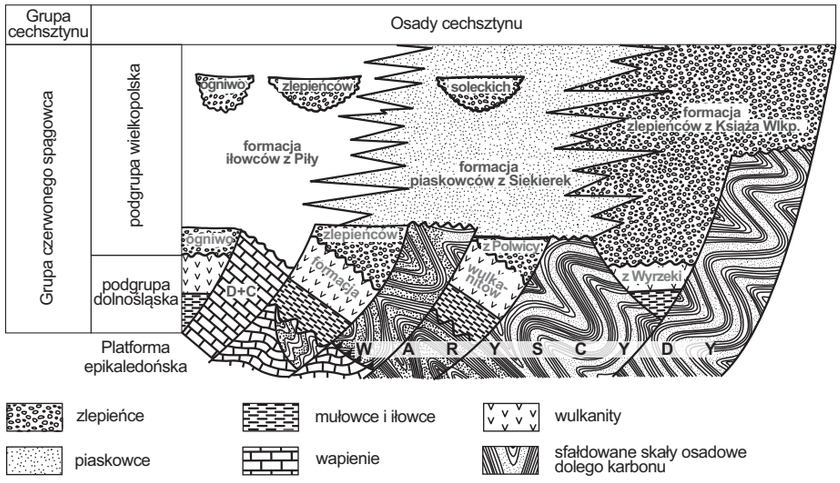


FIG. 6. Formalny podział litostratygraficzny utworów czerwonego spągowca wg Karnkowskiego (1994)

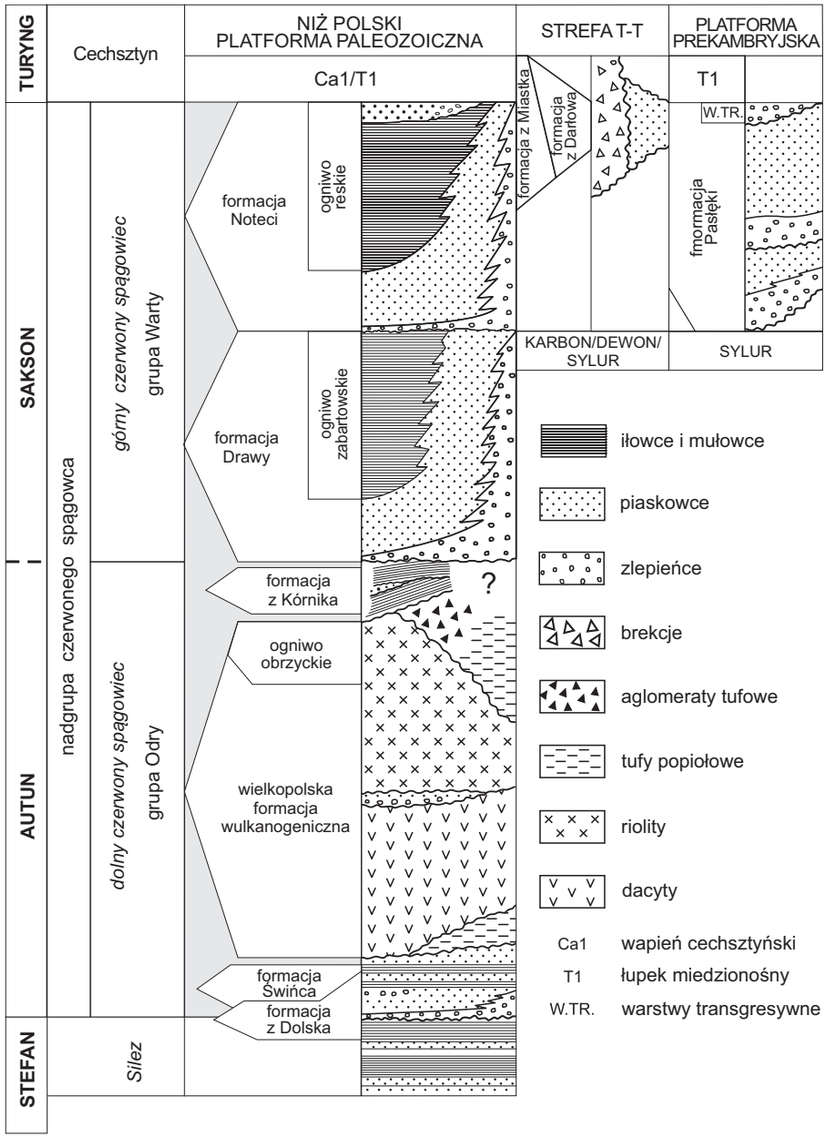


FIG. 7. Tabela litostratygraficzna czerwonego spągowca (Pokorski, 1988b), częściowo zmieniono

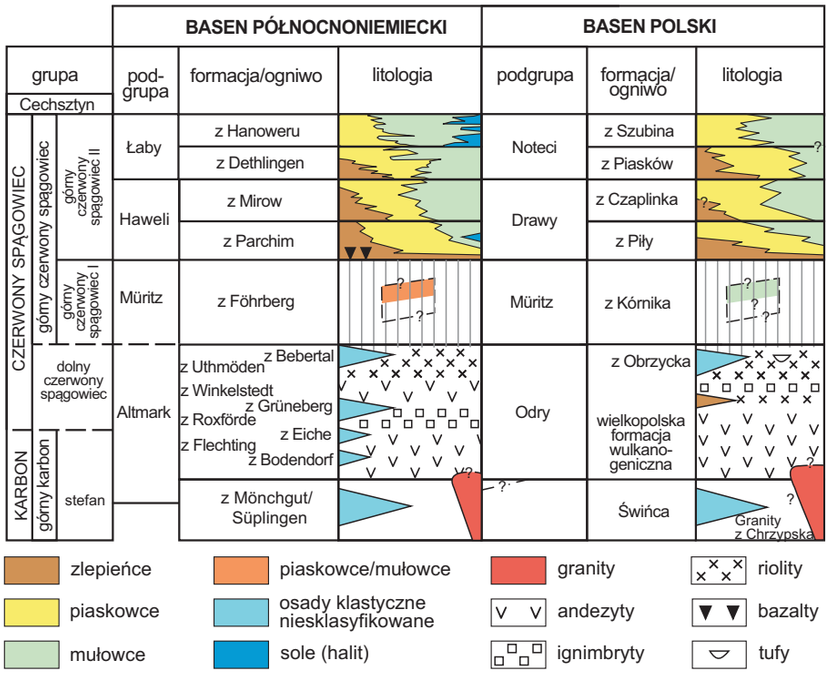


FIG. 8. Powiązanie litostratygrafii czerwonego spągowca basenu polskiego i basenu północnoniemieckiego (Hoffmann i in., 1997)

spągowcem (odbarwione osady lądowe czerwonego spągowca lub warstwy najniższego cechsztynu). Na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej wyróżniono formację Pasłęki (Pokorski, 1998b; fig. 7; tab. 6).

2.1.4. Jednostki allostratygraficzne

Propozycję allostratygrafii utworów czerwonego spągowca przedstawił Karnkowski (1987a), który zaproponował połączenie formacji i alloformacji czerwonego spągowca, z wykorzystaniem nieformalnych podziałów litostratygraficznych Pokorskiego (1981b).

Karnkowski (1987a) wydzielił następujące jednostki: alloformacja Noteci jako odpowiednik górnej części formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego, formacji piaskowców z Siekierek i formacji iłowców z Piły; alloformacja Drawy jako odpowiednik dolnej części formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego, formacji piaskowców z Siekierek i formacji iłowców z Piły; alloformacja Baryczy obejmująca osady genetycznie związane z wulkanizmem. Jednostki allostratygraficzne dla osadów czerwonego spągowca w obniżeniu podlaskim zostały zaproponowane przez Tomasika (1990). Ostatecznie allostratygrafia utworów czerwonego spągowca nie znalazła zastosowania w Polsce (zob. Wagner, 2008) i nie została zaadaptowana do podziałów stratygraficznych czerwonego spągowca w basenie niemieckim i holendersko-brytyjskim.

2.1.5. Profil litostratygraficzny

Figura 9 przedstawia litostratygrafię czerwonego spągowca na obszarze basenu centralnego czerwonego spągowca (związanego z platformą waryscyjską) oraz basenów pobocznych (związanych przede wszystkim z platformą prekambryjską).

2.1.5.1. Basen centralny (i dolnośląski)

Tabela litostratygraficzna utworów czerwonego spągowca dla obszaru eksternidów północno-wschodnich zawiera regionalne jednostki stratygraficzne oraz propozycję nowych wydzieleń litostratygraficznych w basenie centralnym i dolnośląskim (tab. 7; fig. 10).

Zaproponowane poniżej wydzielenia nowych jednostek litostratygraficznych nie dotyczą formacji z Dolska, która jest formacją podwulkaniczną, jakkolwiek jej kreator (Karnkowski, 1981) widział jej występowanie również w miejscach, gdzie nie stwierdzono w profilu skał wulkanicznych zakładając, że mogły one zostać zerodowane. Zaproponowane jednostki dotyczą głównie skał (osadów) międzywulkanicznych i nadwulkanicznych dolnego czerwonego spągowca z obszaru platformy waryscyjskiej.

Do utworów podwulkanicznych oprócz formacji z Dolska należą osady klastyczne formacji Świnca (Pokorski, 1981a, b, 1988a). Zasięg tych osadów jest słabo rozpoznany; jedynie zasięg występowania osadów formacji z Dolska został opublikowany przez Karnkowskiego (1999a).

W obrębie górnokarbońsko-dolnopermskich osadów wulkanicznych stwierdzono występowanie miejscami miąższych osadów klastycznych (formacja z Kargowej). Powstawały one w obszarach o zróżnicowanej morfologii skał wulkanicznych (stratowulkany) w miejscach obniżonych (depocentrach; Geissler i in., 2008) lub na skłonach wyniesień zbudowanych ze skał karbońskich (formacja ze Strzelec Krajeńskich – tab. 7). Bardziej rozległe baseny sedymentacyjne powstały w trakcie zaniku ostatniej fazy wulkanizmu waryscyjskiego w obrębie rowów tektonicznych związanych z schyłkowymi ruchami powaryscyjskimi. Baseny wypełniają osady klastyczne (częściowo węglanowe), epiklastyczne i piroklastyczne (formacja z Zielonej Góry z ogniwem zlepieńców z Chyże i ogniwem zlepieńców z Jezierzyc oraz formacja z Pniew i formacja z Objezierza; tab. 7; fig. 10, 11).

2.1.5.2. Baseny poboczne

W basenie podlaskim (Pokorski, 1971, 1978c, 1988b; Kiersnowski, 2023a) występują osady formacji Wilgi (Kiersnowski, Pokorski, 2019), w basenie warmińskim (Pokorski, 1981a, 1987, 1988b; Kiersnowski, 2023a) – osady formacji Pasłęki (Łyny) w obrębie granic Polski, które mogą być korelowane z osadami formacji z Perjola (Šliaupa, Čyžienė, 1999) na terenie Litwy, a w basenie słupskim (Pokorski, 1976a, 1987, 1997; Kiersnowski, 2023a) – osady dwóch obocznych formacji: z Darłowa i z Miastka (Pokorski, 1988b) (fig. 3; tab. 6).

Basen Solarnia–Tarnowskie Góry (zachodnia część basenu Sławkowa; Kiersnowski, 1991; Karnkowski, 1992) to osady klastyczne formacji z Bolesławia łącznie z ogniwami z Tarnowskich Gór i z Krzykawy.

Basen Sławkowa i basen Nieporaz–Brodła (Kiersnowski, 1991) to osady klastyczne (formacja ze Sławkowa – iły sławkowskie i formacja z Myślachowic – zlepieńce myślachowickie) w zachodniej części oraz skały wulkaniczne (riodacyty, ignimbryty, trachyandezyty i tufy we wschodniej części).

Basen Liplas–Tarnawa (Kiersnowski, 2001a; Poprawa i in., 2001) to nienazwane osady permo-triasu (Moryc, 2014), występujące również w rowie Jadownik i rowie Jachówki (fig. 12, tab. 8).

2.1.5.3. Baseny sudeckie (internidy waryscyjskie)

Basen śródsudecki. Osady czerwonego spągowca występują w znacznej części na powierzchni, co ułatwiło rozpoznanie i wydzielenie jednostek litostratygraficznych (Mastalerz i in.,1993; Raczyński i in., 1998; Wojewoda, 2022). Jednostki te wydzielono oddzielnie w czeskiej i polskiej części basenu śródsudeckiego, uznając czasami brak możliwości ścisłej korelacji stratygraficznej ze względu na częste zmiany oboczne litofacji osadowych (Lojka i in., 2008). Podział litostratygraficzny osadów czerwonego spągowca basenu śródsudeckiego bazuje na cyklicznej strukturze sukcesji, będącej podstawą korelacji poszczególnych jednostek. Sukcesja czerwonego spągowca składa się z następujących formacji litostratygraficznych: formacja z Ludwikowic z ogniwem dolnych łupków antrakozjowych (górny stefan?); formacja z Krajanowa z ogniwem górnych łupków antrakozjowych (dolny autun); formacja ze Słupca z wulkanicznym ogniwem z Nowej Rudy i ogniwem łupków walchiowych (środkowy i górny autun); formacja z Radkowa (sakson). Ogniwo wulkaniczne z Nowej Rudy jest utożsamiane z formacją z Gór Suchych (Nowakowski, 1968), a formacja z Radkowa jest przypisywana do górnego czerwonego spągowca (saksonu) (Wojewoda, 2019, 2022; fig. 13; tab. 9).

Basen północnosudecki. Osady czerwonego spągowca były deponowane w systemie rowów tektonicznych. Obecnie występują częściowo na powierzchni, a częściowo rozpoznane są tylko wierceniami. Profil litostratygraficzny dotyczy centralnej i południowej części basenu północnosudeckiego (Milewicz, 1985a; Mastalerz, 1990).

Osady basenu północnosudeckiego są reprezentowane od spągu przez: formację ze Świerzawy, w skład której wchodzą: fanglomerat i dolne łupki antrakozjowe (przypisane do karbonu – stefanu); dolne warstwy ze Świerzawy i górne łupki antrakozjowe przypisane do pogranicza karbonu i permu (dolnego czerwonego spągowca) oraz górne warstwy ze Świerzawy. Następnie profil (sukcesja) obejmuje: kompleks eruptywny (formacja z Wielisławki) składające się z dwóch cykli i trzech poziomów skał wulkanicznych przedzielonych skałami osadowymi, piaszczyste łupki czerwone, przynależne do środkowego czerwonego spągowca. W górnym czerwonym spągowcu wyróżniono osady formacji z Bolesławca zawierające: zlepieniec główny oraz dolny zlepieniec graniczny (Karnkowski, 1981; fig. 14; tab. 10).

TAB. 4. Formalny podział litostratygraficzny grupy czerwonego spągowca w Polsce wg Karnkowskiego (1977), z późniejszymi uzupełnieniami (Karnkowski, 1981, 1987a, 1994)

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	Obszar występowania	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Opis	Uwagi
Podgrupa dolnośląska (od krainy historycznej Dolny Śląsk)	Wielkopolska, Dolny Śląsk, Sudety (baseny północnosudecki i śródsudecki), obszar śląsko-krakowski, Pomorze Zachodnie	formacja z Dolska, formacja ze Świerzawy, formacja z Wielisławki, formacja wulkanitów z Wyrzeki	w dolnej części skały osadowe, w górnej – głównie skały wulkaniczne	odpowiednikiem podgrupy dolnośląskiej jest grupa Odry (Pokorski, 1981b, 1988a)
Podgrupa wielkopolska (od krainy historycznej Wielkopolska)		formacja zlepieńców z Książa Wlkp., formacja piaskowców z Siekierek, formacja iłowców z Piły	w obrębie podgrupy wyodrębniono trzy oboczne formacje litostratygraficzne, odpowiadające różnym częściom centralnego basenu sedymentacyjnego czerwonego spągowca (strefa brzeżna, przejściowa i centralna): zlepieńców z Książa Wlkp., piaskowców z Siekierek, iłowców z Piły; dwie ostatnie formacje w dolnej i górnej części zawierają zlepieńce wydzielone odpowiednio w ogniwo zlepieńców z Polwicy i ogniwo zlepieńców soleckich. W skład podgrupy wchodzi również formacja z Bolesławca w basenie północnosudeckim. Dolna granica podgrupy erozyjna, ku górze przejście sedymentacyjne w grupę cechsztynu (por. Karnkowski, 1994)	odpowiednikiem podgrupy wielkopolskiej jest grupa (podgrupa) Warty (Pokorski, 1981b, 1988a)
Formacja wulkanitów z Wyrzeki (od otworu Wyrzeka 1)		–	kompleks obojętnych (trachybazalty) i kwaśnych (porfiry kwarcowe) skał wulkanicznych i ich tufów. Formacja wulkanitów z Wyrzeki spoczywa na formacji z Dolska lub wprost na starszym podłożu; przykrywają ją osady równowiekowych formacji: iłowców z Piły, piaskowców z Siekierek, zlepieńców z Książa Wlkp. (Marcinowski, 2004); miąższość do 350 m	obszar typowy dokumentowany profilami otworów wiertniczych na wschód od strefy dyslokacyjnej Poznania: Wyrzeka 1, Kaleje 4, 5, Książ Wlkp. 3. Formacja wydzielona jako alloformacja Baryczy (Karnkowski, 1987a) na podstawie cykliczności aktywności wulkanicznej; poszczególne kompleksy eruptywne (wulkanit, skała wulkanoklastyczna, skała piroklastyczna plus skała osadowa) można przypisać alloogniwom; nadrzędna allopodgrupa Odry (wg podziału Pokorskiego, 1981b). Odpowiednikami formacji są: kompleks eruptywny (wielkopolski) (Dziedzic, 1961; Kozłowski, Parachoniak, 1967; Sokołowski, 1967; Milewicz, 1976), formacja eruptywna (Maliszewska, Pokorski, 1978), wielkopolska formacja wulkanogeniczna (Pokorski, 1981b, 1987). Korelacja formacji wulkanitów z Wyrzeki ze skałami wulkanicznymi dolnego czerwonego spągowca występującymi w innych basenach jest wątpliwa z powodu rozmaitych typów skał wulkanicznych. Profile referencyjne: Wyrzeka 1, Kaleje 4, 5, Książ Wlkp. 3
Formacja z Dolska (od otworu Dolsk 1)	Pomorze Zachodnie, Wielkopolska, południowa części monokliny przedsudeckiej, baseny północnosudecki i śródsudecki, NW obrzeżenie GZW	ogniwo zlepieńców z Kalej	w dolnej części piaskowce szare, średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułowców, w części górnej czerwonobrunatne iłowce i mułowce z podrzędną ilością piaskowców i zlepieńców. Granica dolna erozyjna z kulmem lub jeszcze starszym podłożem, górna z formacją wulkanitów z Wyrzeki; wg Karnkowskiego (1977) formację z Dolska nawiercono w pięciu otworach: Dolsk 1, Wyrzeka 1, Śrem. 1, Kaleje 2 i 5; cechą charakterystyczną jest silne nachylenie tektoniczne stwierdzone w niektórych profilach. Miąższość od kilkudziesięciu do ok. 800 m	według Karnkowskiego (1987a) formacja z Dolska w podziale allostratygraficznym może być podzielona na dwie alloformacje: dolną (alloformacja Kaczawy odpowiadającą osadom szarym i czarnym) i górną (alloformacja Kwisy – osadom czerwonobrunatnym); nadrzędna jest w tym podziale allopodgrupa Odry (wg Pokorskiego, 1981b). Utwory formacji Dolska są paralelizowane z osadami nieformalnej formacji Świńca (Pokorski, 1988a), w nieformalnym podziale stratygraficznym Maliszewskiej i in. (2003, 2016) są to utwory serii osadowej podwulkanicznej. Profil referencyjny: Dolsk 1
Formacja iłowców z Piły (od otworu Piła IG 1)	Pomorze Zachodnie	ogniwo zlepieńców z Polwicy i ogniwo zlepieńców soleckich	mułowce i iłowce z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i pylastych. Występują również niewielkie skupienia anhydrytu; w niektórych profilach w dolnej i środkowej części formacji występują nieciągłe litosomy zlepieńców, które wyróżniono w randze ogniw: starsze ogniwo zlepieńców z Polwicy, młodsze ogniwo zlepieńców soleckich; dolna granica formacji – z formacją wulkanitów z Wyrzeki lub z klasycznych osadów dolnego karbonu oraz westfalu. W centralnych częściach basenu, o największej subsydencji, sumaryczna miąższość osadów drobnoklastycznych może wynosić do 1000 m	formacja iłowców z Piły, wg Kiersnowskiego (ta praca) powinna się dzielić na dwie części (dolną i górną), których granice stanowią osady gruboklastyczne ogniwa zlepieńców soleckich; podział taki jest uwarunkowany, charakterystycznymi zmianami litologicznymi, uwarunkowanymi zmianami klimatycznymi
Formacja piaskowców z Siekierek (od otworu Siekierki Wielkie 3)	Wielkopolska, Pomorze Zachodnie, Dolny Śląsk	ogniwo zlepieńców z Polwicy i ogniwo zlepieńców soleckich	głównie drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o spoiwie ilasto-żelazistym, rzadziej piaskowce grubo- i różnoziarniste; w niektórych profilach w dolnej i środkowej części formacji występują nieciągłe litosomy zlepieńców, które wyróżniono w randze ogniw: starsze ogniwo zlepieńców z Polwicy, młodsze ogniwo zlepieńców soleckich; dolna granica formacji – z formacją wulkanitów z Wyrzeki, formacją z Dolska lub ze starszym podłożem, natomiast górna – z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem podstawowym grupy cechsztynu. Miąższość do ok. 700 m (otwór Września IG 1) oraz do ok. 1000 m w otworze Kórnik 1	utwory znane również jako nieformalne podgrupy Drawy i Noteci (Hoffmann i in., 1997; wcześniej – nieformalne formacje; Pokorski, 1988a); formacja piaskowców z Siekierek występuje obocznie pomiędzy formacją zlepieńców z Książa Wielkopolskiego a formacją iłowców z Piły
Formacja zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (od otworu Książ Wielkopolski 3)	Wielkopolska, Pomorze Zachodnie; baseny: perybałtycki, słupski i podlaski, północnosudecki i śródsudecki, obszar śląsko-krakowski	–	głównie zlepieńce i brekcje z przewarstwieniami piaskowców i mułowców, o miąższości od kilkudziesięciu do ok. 400 m; brekcje i zlepieńce złożone w przewadze z okruchów i otoczaków skał wulkanicznych oraz z innych skał podłoża paleozoicznego, a także – rzadko – z intraklastów czerwonobrunatnych mułowców, pochodzących z redepozycji cienkich warstw iłowców występujących w obrębie facji gruboklastycznych; osady formacji zawsze otaczają obszary źródłowe dla materiału okruchowego. Granica dolna formacji: erozyjna, z formacją wulkanitów z Wyrzeki, formacją z Dolska lub starszym podłożem; granica górna – z łupkiem miedzionośnym lub wapieniem podstawowym (grupa cechsztynu)	korelacja formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego ze zlepieńcami czerwonego spągowca, występującymi na Pomorza Zachodnim, w południowej części monokliny przedsudeckiej, w basenach północno- i śródsudeckim oraz w obszarze śląsko-krakowskim jest wątpliwa z powodu odmiennego składu zlepieńców i zróżnicowanego czasu ich powstania
Ogniwo zlepieńców soleckich (od otworu Solec 2)	Wielkopolska (basen Poznania)	–	brekcje, zlepieńce i zlepieńce piaszczyste, złożone w przewadze z okruchów i otoczaków skał wulkanicznych, o miąższości 60–120 m; ogniwo występujące w sposób nieciągły w środkowej części formacji piaskowców z Siekierek oraz wg Karnkowskiego (1994 i prace wcześniejsze), ogniwo pod taką samą nazwą występuje również w obrębie formacji iłowców z Piły. Według Karnkowskiego (1977) w obrębie środkowej części formacji piaskowców z Siekierek w profilach otworów Kaleje 2, 3, 4, 5, 6 oraz Polwica 1 i Solec 1 występuje seria zlepieńców złożonych głównie z okruchów obojętnych skał wulkanicznych; spotyka się przewarstwienia piaskowców, a część profilu tworzy piaskowiec zlepieńcowaty	ogniwo zlepieńców soleckich może być traktowane jako rozpoczynające sedymentację osadów nieformalnej podgrupy Noteci (Hoffmann i in., 1997); jego odpowiednikiem jest ogniwo zlepieńców z Czaplinka (Kiersnowski, 2023b), które jest reprezentowane przez zlepieńce, w znacznym stopniu węglanowe. Profile referencyjne: Kaleje 2, 3, 4, 5, 6, Polwica 1, Solec 1 i 2
Ogniwo zlepieńców z Polwicy (od otworu Polwica 1)		–	według Karnkowskiego (1977) w skład ogniwa zaliczono zlepieńce o miąższości ok. 100 m występujące w spągowej partii profilu saksonu; stratotypowe zlepieńce są zbudowane prawie wyłącznie ze źle obtoczonych, średnio wysortowanych okruchów porfirów kwarcowych	zlepieńce nawiercane bezpośrednio na skałach wulkanicznych lub skałach osadowych dolnego karbonu zostały zaliczone przez Karnkowskiego (1977) do formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego; w przypadku występowania nad nimi piaskowców (formacja piaskowców z Siekierek) lub iłowców (formacja iłowców z Piły), zlepieńce te uzyskały status ogniwa (ogniwo zlepieńców z Polwicy) związanego z wymienionymi formacjami, w niektórych wypadkach dolna granica może być utożsamiana z dolną granicą nieformalnej podgrupy Drawy (Hoffmann i in., 1997). Profil referencyjny: Polwica 1

TAB. 5. Podział litostratygraficzny nadgrupy czerwonego spągowca w środkowej części centralnego basenu czerwonego spągowca wg Pokorskiego (1981b), z późniejszymi zmianami i uzupełnieniami innych autorów

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	**Kreator nazwy**, historia badań	Profil referencyjny/ stratotyp	Opis	Uwagi
Grupa Odry (od rzeki Odry)	**Pokorski (1981b**, 1988a)	–	w części dolnej – skały terygeniczne, w górnej – głównie skały wulkaniczne	nieformalny odpowiednik podgrupy dolnośląskiej, należącej do grupy czerwonego spągowca (Karnkowski, 1987b); grupa Odry została później przedstawiona jako podgrupa i skorelowana z podgrupą Altmark w północno-niemieckim basenie czerwonego spągowca (Hoffmann i in., 1997)
Formacja Świńca (od rzeki Świniec)	**Pokorski (1981b)**	otwór Strzeżewo 1	zbudowana z piaskowców z przewarstwieniami mułowców i poziomami zlepieńców; dolna granica formacji Świńca ma charakter erozyjny, górna – jest zapewne erozyjna; stanowią ją skały wulkaniczne wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. Miąższość ok. 100 m	formalnym ekwiwalentem jest formacja z Dolska (Karnkowski, 1987b), wg Hoffmanna i in. (1997) formacja ta powinna być definiowana jako permo-karbońska epiklastyczna formacja podwulkaniczna; formacja Świńca została skorelowana z warstwami z Monchgut, wydzielanymi na Rugii (Hirschmann i in., 1975; Dybova-Jachowicz, Pokorski, 1984)
Wielkopolska formacja wulkanogeniczna (od krainy Wielkopolska)	**Pokorski (1981b**, 1988b)	otwory: Obrzycko 1, Września IG 1, Polwica 1	kompleks obojętnych (trachybazalty) i kwaśnych (porfiry kwarcowe) skał wulkanicznych i ich tufów; Pokorski (1988b) wymienił: aglomeraty tufowe, tufy popiołowe, riolity oraz dacyty. Miąższość przeciętnie kilkaset metrów (głównie otwory z rejonu Wielkopolski – Maliszewska i in., 2016), maksymalnie przeszło 1670 m w otworze Ośno IG 1 (skały wulkaniczne nieprzewiercone)	nieformalny odpowiednik formacji wulkanitów z Wyrzeki (Karnkowski, 1987b); koreluje się z pokrywami skał wulkanicznych we wschodniej części Niemiec (Brandenburgia i Pomorze Przednie; Gast i in., 2010); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo obrzyckie
Ogniwo obrzyckie (od nazwy otworu Obrzycko 1)	**Pokorski (1976b)**; Maliszewska, Pokorski (1978); Maliszewska 1981)	otwór Obrzycko 1	skały piroklastyczne w stropie wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej (Pokorski, 1988b); są to skały litokrystalo-witroklastyczne w litofacji aglomeratowo-lapillowej i piaskowcowej, rzadziej skały witroklastyczne litofacji popiołowej, wyróżniono tufy złożone wyłącznie z materiału pirogenicznego i tufity zawierające domieszkę składników terygenicznych; są to zlityfikowane osady potoków aglomeratowych i laharów, uległe intensywnym przemianom hydrotermalnym, związanym z poeruptywną działalnością wulkanizmu autuńskiego (Maliszewska, Pokorski, 1978). Miąższość do 229,5 m, średnio kilkadziesiąt metrów	pierwszy raz pojęcie „ogniwo obrzyckie" zostało użyte przez Pokorskiego (1976b) i zaproponowane jako formalne wydzielenie litostratygraficzne (Pokorski, 1981b) w obrębie wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej – jednostki nieformalnej; ogniwo to może być korelowane z innymi ogniwami epiklastyczno-piroklastycznymi, jak: ogniwo z Objezierza, ogniwo z Pniew
Formacja z Kórnika (od nazwy otworu Kórnik 1)	**Maliszewska, Pokorski (1978)**; Pokorski (1981b, 1988a, b)	otwór Kórnik 1	mułowce i piaskowce z licznymi przewarstwieniami brązowo-fioletowych iłowców bogatych w muskowit (Pokorski, 1981b); zdaniem Pokorskiego (1997) pierwszorzędne znaczenie mają piaskowce; materiał detrytyczny pochodzi z rozmywania osadów ogniwa obrzyckiego i z denudacji skał karbońskich	nieformalna formacja z Kórnika (Pokorski, 1981b) była umieszczana w najwyższej części grupy Odry w obrębie rozległej luki stratygraficznej pomiędzy wielkopolską formacją wulkanogeniczną a formacją Drawy należącą do grupy Warty; formacja ta jako nadległa na skałami wulkanicznymi i piroklastycznymi wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej, może stanowić epiklastyczne ogniwo tej formacji. Hoffmann i in. (1997) i Pokorski (1997) uznali formację z Kórnika za najniższą część grupy Warty i odnieśli ją do niemieckiej podgrupy Müritz (Gebhardt i in., 1991); w podziale zaproponowanym przez Maliszewską i in. (2003, 2016) są to utwory serii osadowej nadwulkanicznej. Zniszczenie materiału rdzeniowego ze spągu otworu Kórnik 1 czyni niemożliwym weryfikację pozycji stratygraficznej formacji z Kórnika
Grupa Warty (od rzeki Warta)	**Pokorski (1981b**, 1988a)	–	zlepieńce lub piaskowce zlepieńcowate, rzadziej mułowce i iłowce, wiśniowe i brunatnowiśniowe; zlepieńce z otoczakami skał wylewnych i osadowych (piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty, wapienie krystaliczne i organogeniczne); dolna granica grupy Warty erozyjna, ku górze następuje przejście sedymentacyjne w łupek miedzionośny (cechsztyn)	nieformalna grupa Warty (Pokorski, 1981b) jest synonimem podgrupy wielkopolskiej (Karnkowski, 1987b). Pokorski (1987: tab. 4) w grupie Warty wydzielił formację Warty nie definiując jej i uznając za ekwiwalent dwóch nieformalnych formacji – drawskiej i noteckiej. Pokorski (*w*: Hoffmann i in., 1997) wydzielił podgrupy Drawy i Noteci podległe stratygraficznie grupie czerwonego spągowca w jej części górnej (Upper Rotliegend II); zwiększenie rangi stratygraficznej formacji Drawy i Noteci do poziomu podgrupy, spowodowało wydzielenie przez Pokorskiego (*w*: Hoffmann i in., 1997) odpowiednio podrzędnych stratygraficznie nieformalnych formacji: z Piły i z Czaplinka oraz formacji z Piasków i z Szubina
Podgrupa (wcześniej formacja) Drawy (od rzeki Drawa)	**Pokorski (1981b**, 1987, 1988a)	–	zlepieńce – głównie w części dolnej, przeławicone mułowcami i iłowcami o barwach czerwonych i wiśniowych, wyżej mułowce i piaskowce. Osady te są dwudzielne: osady dolnej części podgrupy Drawy (dolnej części formacji Drawy) powstawały w basenach (rowach tektonicznych) o relatywnie silnej subsydencji w warunkach klimatu wilgotnego z fazami klimatu suchego (Kiersnowski, 2013), osady górnej części podgrupy Drawy (tj. górnej części formacji Drawy) powstawały w bardziej rozległych basenach sedymentacyjnych (rowach tektonicznych) o relatywnie silnej subsydencji, w warunkach klimatu wilgotnego ze wzrastającym w czasie wpływem klimatu suchego. Miąższość może sięgać >600 m; w otworze Piła IG 1 – 517 m	Pokorski (1981b) wydzielił formację Drawy (formacja drawska) w miejsce wcześniej wydzielanego megacyklu I, a następnie (*w*: Hoffmann i in., 1997) uznał ją za podgrupę Drawy w górnej części grupy czerwonego spągowca (Upper Rotliegend II), co następnie prowadziło do wydzielenia w jej obrębie formacji z Piły i z Czaplinka. Formacja Drawy jest porównywana do osadów podgrupy Haweli (formacje z Parchim i z Mirow) w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Gebhardt i in., 1991; Hoffmann i in., 1997); litostratygraficzna formacja Drawy (Pokorski, 1981b) została wydzielona jako alloformacja Drawy (Karnkowski, 1987a); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo zabartowskie
Ogniwo reskie (od nazwy otworu Resko 1)	**Pokorski (1981b)**	otwory: Resko 1, 3	mułowce i iłowce (osady plai); ogniwo reskie przechodzi obocznie w utwory piaszczyste podgrupy Noteci (formacja z Szubina)	ogniwo reskie zostało wyróżnione przez Pokorskiego (1981b, 1988a, 1997) w celu określenia osadów plai w centralnym basenie czerwonego spągowca; ogniwu reskiemu odpowiada nieformalna formacja ze Złotowa (Gurari, 1975)
Podgrupa (wcześniej formacja) Noteci (od rzeki Noteć)	**Pokorski (1981b**, 1987, 1988a)	–	litologia osadów formacji Noteci niewiele różni się od litologii niżej leżącej formacji Drawy, zasadniczą różnicę stanowi występowanie w jej obrębie wtrąceń anhydrytów (Pokorski, 1987); osady formacji Noteci to piaskowce i zlepieńce w części spągowej, piaskowce i mułowce w części środkowej oraz mułowce i piaskowce w części stropowej; sumaryczna miąższość osadów tej formacji może sięgać powyżej 600 m (stwierdzona w otworach: 277–437 m); osady dolnej części formacji charakteryzują się szerszym rozprzestrzenieniem w stosunku do osadów formacji Drawy, a osady górnej części formacji Noteci charakteryzują się najszerszym rozprzestrzenieniem; większa część basenu wypełniają osady plai; w części SW występują rozległe pokrywy eoliczne, rozprzestrzenione również na obszarze basenu śląskiego; osady te powstawały w warunkach klimatu suchego z okresowym wzrostem wilgotności	Pokorski (1981b) wydzielił formację Noteci (formacja notecka) w miejsce wcześniej wydzielanego megacyklu II (Pokorski, 1981a), a w Hoffmann i in. (1997) uznał ją za podgrupę podległą stratygraficznie grupie czerwonego spągowca w jej części górnej (Upper Rotliegend II); zwiększenie rangi stratygraficznej formacji Noteci do poziomu podgrupy, spowodowało wydzielenie przez Pokorskiego (*w*: Hoffmann i in., 1997) w jej obrębie nieformalnych formacji z Piasków i z Szubina, porównywana do osadów podgrupy Łaby (formacje z Dethlingen i z Hanoweru) w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Gebhardt i in., 1991; Hoffmann i in., 1997); litostratygraficzna formacja Noteci (Pokorski, 1981b) została wydzielona jako alloformacja Noteci (Karnkowski, 1987a); podrzędna jednostka stratygraficzna: ogniwo reskie
Ogniwo zabartowskie (od nazwy otworu Zabartowo 1)	**Pokorski (1981b)**	otwór Zabartowo 1	utwory ogniwa to mułowce i iłowce (osady plai) przechodzą obocznie w utwory piaszczyste podgrupy Drawy (formacja z Czaplinka)	ogniwo zabartowskie zostało ustanowione przez Pokorskiego (1981b, 1988a, 1997) dla wyróżnienia osadów plai w centralnym basenie czerwonego spągowca
Ogniwo zlepieńców z Czaplinka (od nazwy otworu Czaplinek IG 1)	**Kiersnowski (2023b)**	otwór Czaplinek IG 1	osady ogniwa zlepieńców z Czaplinka, o miąższości mogącej osiągać >110 m (w otworze Czaplinek IG 1: 68 m), są zdominowane przez aluwialne zlepieńce piaszczyste oraz piaskowce zlepieńcowate, których depozycja odbywała się w korytach fluwialnych i w zalewach; zlepieńce składają się z drobno- i gruboklastycznych otoczaków, głównie skał węglanowych, najprawdopodobniej dewońskich, a także zdiagenezowanych mułowców i piaskowców; podrzędnie fragmentów skał wulkanicznych; w profilu zlepieńców obserwuje się szereg uporządkowanych cykli prostych; spąg ogniwa zlepieńców z Czaplinka odpowiada spągowi formacji Noteci	utwory ogniwa zlepieńców z Czaplinka występują także najprawdopodobniej w otworze Golce 1 (Zając, Maćkowski, 2018) zlokalizowanym na SW od otworu Czaplinek IG 1; ekwiwalentem ogniwa zlepieńców z Czaplinka jest ogniwo zlepieńców soleckich (górny czerwony spągowiec), występujące we wschodniej części basenu Poznania w rejonie grupy otworów wiertniczych Solec (Karnkowski, 1987b); ponieważ ogniwo zlepieńców z Czaplinka występuje w obrębie nieformalnej jednostki stratygraficznej – podgrupy Noteci, tym samym nie może być jednostką formalną, chociaż spełnia kryteria formalizacji

TAB. 5. cd.

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	**Kreator nazwy**, historia badań	Profil referencyjny/ stratotyp	Opis	Uwagi
Formacja z Piły (od nazwy otworu Piła IG 1)	**Pokorski *w*: Hoffmann i in. (1997)**	otwór Piła IG 1	zlepieńce – głównie w części dolnej, piaskowce i iłowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (*w:* Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Piły w dolnej części podgrupy Drawy, jednocześnie jednostka ta odpowiada po części formacji: iłowców z Piły, piaskowców z Siekierek i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karnkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Parchim (Gebhardt i in., 1991)
Formacja z Czaplinka (od nazwy otworu Czaplinek IG1)	**Pokorski *w*: Hoffmann i in. (1997)**	otwór Czaplinek IG 1	zlepieńce i piaskowce w części dolnej, piaskowce i iłowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (*w*: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Czaplinka w obrębie podgrupy Drawy; jednostka ta odpowiada po części formacji: iłowców z Piły piaskowców z Siekierek i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karnkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Mirow (Gebhardt i in., 1991)
Formacja z Piasków (od nazwy otworu Piaski PIG 2)	**Pokorski *w*: Hoffmann i in. (1997)**	otwór Piaski PIG 2	zlepieńce piaszczyste i piaskowce w części dolnej, mułowce i iłowce w części górnej; miąższość do 300 m	Pokorski (*w:* Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Piasków w obrębie podgrupy Noteci; jednostka ta odpowiada po części formacji: iłowców z Piły, piaskowców z Siekierek i zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karnkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Dethlingen (Gebhardt i in., 1991)
formacja z Szubina (od nazwy otworu Szubin IG 1)	**Pokorski *w*: Hoffmann i in. (1997)**	otwór Szubin IG 1	piaskowce i iłowce; miąższość do 300 m	Pokorski (*w*: Hoffmann i in., 1997) wydzielił formację z Szubina w obrębie podgrupy Noteci; jednostka ta odpowiada po części formacji piaskowców z Siekierek i iłowców z Piły (Karnkowski, 1987); w basenie północnoniemieckim jest korelowana z formacją z Hannover (Gebhardt i in., 1991)
formacja ze Złotowa (od nazwy wiercenia Złotów 2)	**Gurari (1975)**	otwór Złotów 2	facje ilaste i mułowcowe plai, fluwialne piaskowce drobnoziarniste górnego czerwonego spągowca; miąższość w otworze Złotów 2 wynosi 615 m (nieprzewiercona)	–
formacja ze Środy (od nazwy otworu Środa IG 3)	**Gurari (1975)**	otwór Środa IG 3	piaskowce eoliczne górnego czerwonego spągowca; miąższość w otworze Środa IG 3 wynosi 459,9 m (nieprzewiercona)	–
formacja Dziwny (od rzeki Dziwna w woj. zachodniopomorskim)	**Żelichowski (1987)**	otwór Strzeżewo 1, głęb. 3442,5–3199,0 m	brunatnoczerwone piaskowce i szarowaki z okruchami skał wylewnych, w mniejszym stopniu mułowce i iłowce, o miąższości 95–240 m; ku dołowi formacja Dziwny jest zastępowana przez karbońską formację Regi, a ku górze przez wulkanity i zlepieńce	Pokorski (1981b) umieścił formację Dziwny w spągu grupy Odry, paralelizując ją z formacją z Dolska (Karnkowski, 1977, 1987a) oraz pomorską formacją Świńca (Pokorski, 1988a), jakkolwiek może ona należeć do karbonu górnego; otwór Strzeżewo 1 (głęb. 3442,5–3199,0 m)

TAB. 6. Podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w basenach pobocznych wg Pokorskiego (1981b) z uzupełnieniami

Nazwa jednostki	**Kreator nazwy**, historia badań	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Profil referencyjny	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Darłowa	**Pokorski (1976a**, 1987, 1998a)	od miejscowości Darłowo na Pomorzu Zachodnim	NW Polska (strefa Koszalin–Chojnice i basen Łeby)	Darłowo 1	76 w otworze Darłowo 1	jasnoszare, drobno- lub średnioziarniste, słabo scementowane piaskowce kwarcowe, najczęściej ze spoiwem wapnistym; są to częściowo piaskowce eoliczne występujące w obrębie słupskiego basenu czerwonego spągowca	odpowiednikiem jest nieformalna podgrupa Noteci (Pokorski, 1981b) lub też formacja piaskowców z Siekierek (Karnkowski, 1987a, 1994)
Formacja z Miastka	**Pokorski (1976a**, 1987)	od miejscowości Miastko na Pomorzu Zachodnim	NW Polska (strefa Koszalin–Chojnice i basen Łeby)	Miastko 1 i Miastko 2	25 w otworze Miastko 2	brekcje i zlepieńce polimiktyczne zawierające okruchy i otoczaki dewońskich oraz karbońskich piaskowców i wapieni	odpowiednikiem jest nieformalna podgrupa Noteci (Pokorski, 1981b) lub też formacja zlepieńców z Książa Wielkopolskiego (Karnkowski, 1987a, 1994), ponieważ skład litologiczny zlepieńców formacji z Miastka jest diametralnie różny od składu zlepieńców z Książa Wielkopolskiego, obie formacje te nie powinny być paralelizowane; formacje z Darłowa i z Miastka są oboczne, stąd wyznaczenie granicy ich zasięgu jest trudne; kryterium jest widoczna przewaga piaskowców lub zlepieńców w badanym profilu litologicznym
Formacja Pasłęki	**Pokorski (1981b**, 1987, 1988b)	od nazwy rzeki Pasłęka	basen warmiński w części polskiej	Dębowiec Warmiński 1 Dobre Miasto 4, Barciany 3	do ponad 50	zlepieńce pochodzące z niszczenia paleozoicznej okrywy osadowej wyniesienia mazursko-suwalskiego (kambr–sylur); erodowane łupki syluru występują w postaci wielometrowej miąższości kompleksów brekcji (zwietrzeliny), być może częściowo redeponowanej, o charakterze pseudozlepieńców; na NE basenu są to zlepieńce złożone ze skał węglanowych dewonu formacji Perjola (Šliaupa, Čyžienė, 1999; Molenaar i in., 2019)	formacja Pasłęki na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Juskowiak, Pokorski, 1970) jest uważana za ekwiwalent wiekowy formacji z Miastka (Pokorski, 1976a), w innych schematach stratygraficznych formacja Łyny (Pasłęki) jest odpowiednikiem podgrupy Noteci (Pokorski, 1981b). W tablicy stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) błędnie użyto terminu formacja Parsęty zamiast formacja Pasłęki; osady formacji Pasłęki znajdują się na północ od granicy Polski na obszarze Rosji (obwód królewiecki) i na obszarze Litwy, gdzie obocznie korelują się z osadami gruboklastycznymi (głównie otoczaki skał dewonu) formacją Perjola (Šliaupa, Čyžienė, 1999)
Formacja Wilgi	**Kiersnowski, Pokorski (2019)**	od nazwy rzeki Wilga	basen podlaski	Wilga IG 1 (Kiersnowski, Pokorski, 2019)	zróżnicowana, niewielka miąższość, do >30 (otwór Żebrak IG 1) i miejscami w NE części basenu ponad 64 (otwór Zalesie IG 1)	zlepieńce i piaskowce fluwialne i aluwialne (może podrzędnie eoliczne) pochodzące z niszczenia masywu mazursko-suwalskiego na północy i odsłonięć prekambru na wschodzie	osady czerwonego spągowca w basenie podlaskim (Pokorski, 1971, 1978c) stanowią oddzielny kompleks depozycyjny, dla tego zostały wydzielone w formie oddzielnej, nieformalnej jednostki stratygraficznej – formacji Wilgi reprezentującej osady górnego czerwonego spągowca; jest dobrze udokumentowany wierceniami, obszar występowania utworów górnego czerwonego spągowca w dużej części w obrębie karbońskiego basenu lubelskiego; basen podlaski ma nieregularne, erozyjne granice, zmienne w zależności od litologii skał podłoża podpermskiego

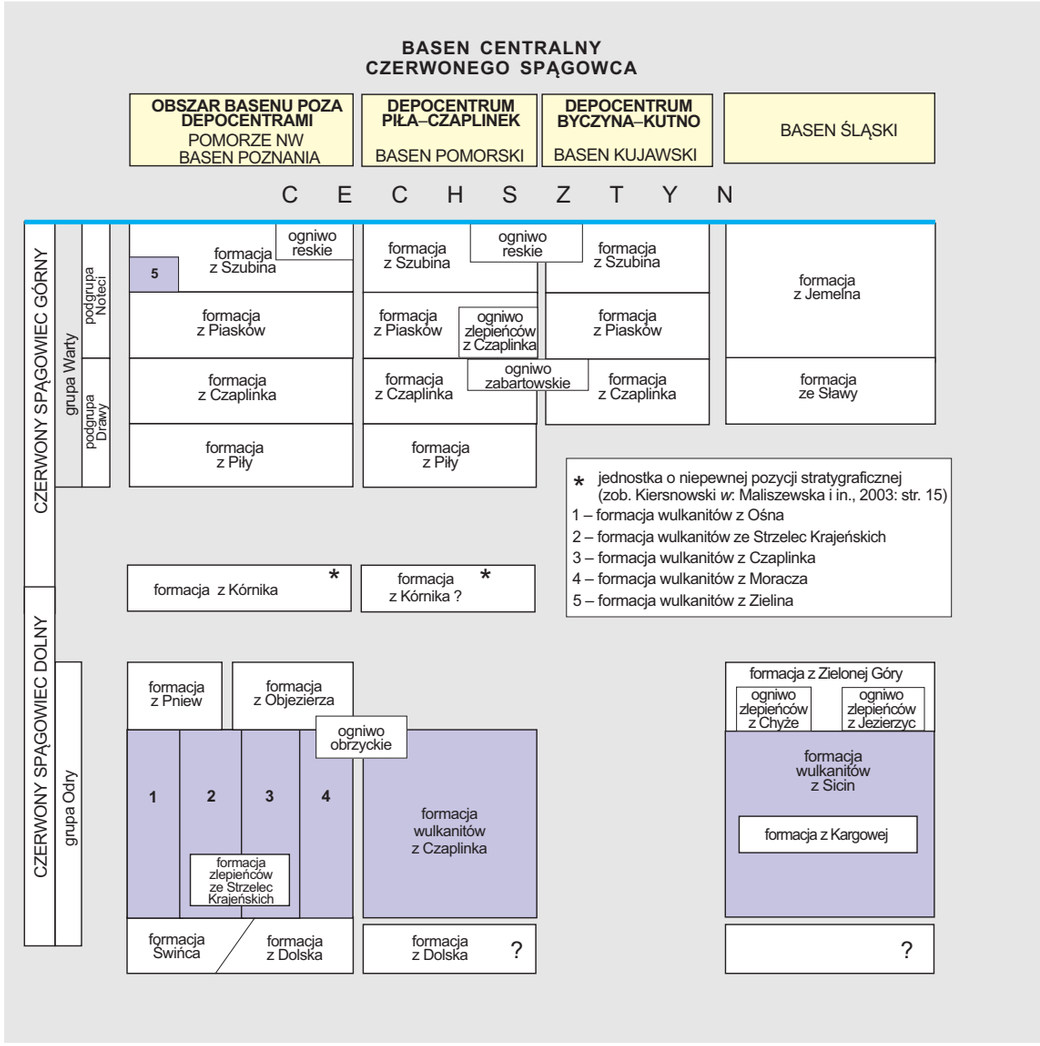


FIG. 9. Litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce

Wschodni basen przedsudecki. Wschodni basen przedsudecki (Kiersnowski, 1995) jest jednym z elementów systemu basenów sudeckich związanych z tektoniką północnego i NE otoczenia Masywu Czeskiego (Mastalerz, Nehyba, 1997; fig. 15). Baseny otaczające mają charakter zapadlisk śródgórskich (basen śródsudecki, basen północnosudecki, basen podkarkonoski) lub podłużnych rowów tektonicznych (rów boskowicki, blanicki, orlicki). Interpretacja historii sedymentacji we wschodnim basenie przedsudeckim nawiązuje w szczególności do późnokarbońsko–wczesnopermskiego basenu boskowickiego w Czechach (Mastalerz, Nehyba, 1997; Martinek i in., 2004). Wydzielone na podstawie danych wiertniczych, kompleksy osadowe to od spągu: górnokarbońska formacja A (zlepieńce, piaskowce z przewarstwieniami węgla), górnokarbońska–dolnopermska formacja B (zlepieńce, piaskowce i mułowce), dolnopermska formacja C (zlepieńce, piaskowce i mułowce) i środkowopermsko–górnopermska formacja D (zlepieńce, piaskowce i mułowce) (tab. 11; fig. 9).

2.1.5.4. Baseny obszaru śląsko-krakowskiego (osady klastyczne czerwonego spągowca i ekwiwalentów facji cechsztynu)

Północne obrzeżenie GZW. Profil litostratygraficzny czerwonego spągowca obrzeżenia GZW i karbonu z wychodni z rejonu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej opracowany przez Doktorowicza-Hrebnickiego (1956), uzupełniony przez Siedleckiego (1958), Kozłowskiego (1963), Siedlecką (1964, 1968) i Lipiarskiego (1971), został zestawiony przez Gradzińskiego (1982). Wyróżnił on, od dołu, martwicę karniowicką, zlepieńce myślachowickie i obocznie formację ze Sławkowa (iły sławkowskie) oraz nienazwane skały wulkaniczne. Kiersnowski (1991) na podstawie analizy danych z wierceń (szczególnie petrograficznych) wykonanych na obszarze NE obrzeżenia GZW (Kiersnowski, Maliszewska, 1985), zaproponował zmodyfikowany profil składający się z formacji z Myślachowic z ogniwem trawertynów karniowickich oraz wyżej leżącej formacji ze Sławkowa. Występowanie osadów dolnego czerwonego spągowca rozszerzono na wschodnią część GZW (rów Trzebinia–Nieporaz–Brodła).

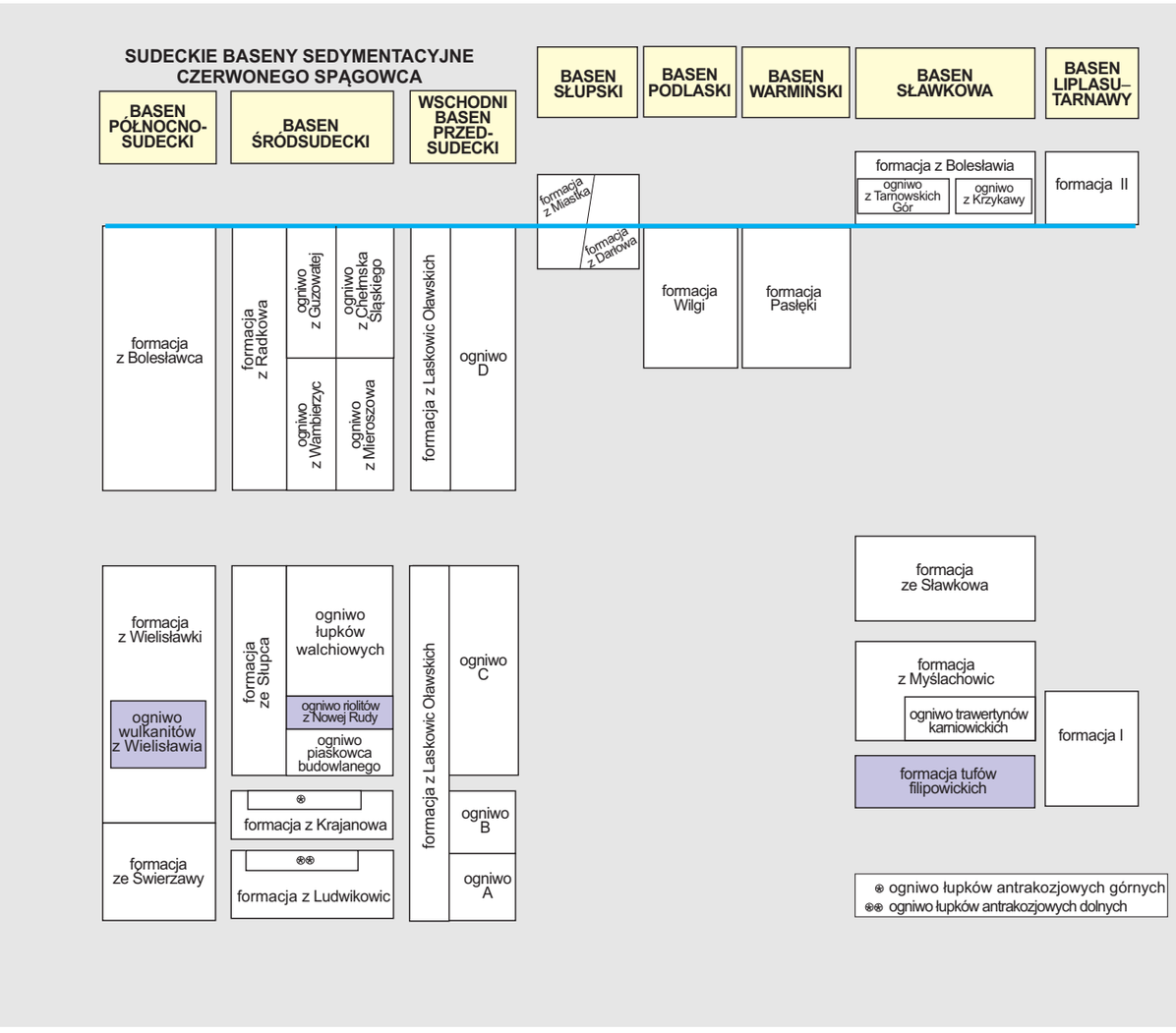
Zaproponowana modyfikacja litostratygrafii polegała na wprowadzeniu nowych nieformalnych jednostek litostratygraficznych na podstawie danych z wierceń w rejonie północnego i NE obrzeżenia GZW: formację z Bolesławia oraz ogniwa z Tarnowskich Gór i ogniwo z Krzykawy. Jednostki te zaliczono do turyngu w nawiązaniu do analiz palinologicznych profilu wiercenia Biała Wielka IG 1 (Dybova-Jachowicz, Laszko, 1978; Jurkiewicz, 1991). Oznacza to, że część osadów uprzednio włączanych do dolnego czerwonego spągowca, reprezentuje kontynentalne osady górnego permu, stanowiące wydzielenia oboczne do morskich litofacji cechsztynu (fig. 16; tab. 8).

Rów Dębowiec–Biała Wielka. Rów ten jest słabo rozpoznany (fig. 12). Występujące tam zlepieńce w profilu wiercenia Biała Wielka IG 1, opisane jako czerwony spągowiec w interwale 1405–1490 m (Jurkiewicz, 1991), mogą być ekwiwalentem formacji z Bolesławia, a mogą też stanowić odrębną jednostkę litostratygraficzną – formację zlepieńców z Białej Wielkiej, stanowiącą odpowiednik zlepieńców myślachowickich (dolny czerwony spągowiec).

2.1.6. Klimatostratygrafia i cyklostratygrafia

Cykliczność depozycji osadów czerwonego spągowca w południowym basenie permskim Europy była często wiązana ze zmianami klimatycznymi w skali globalnej i regionalnej (Roscher, Schneider, 2006). Cykle sedymentacyjne były interpretowane jako jednostki depozycyjne oraz zbiorczo jako cyklotemy (Yang, Baumfalk; 1994; Yang, Nio, 1994; Schröder i in., 1995; Gast, 1995; Kiersnowski, 1997, 2013, 2015; Karnkowski, 1999a, c; Kiersnowski, Buniak, 2006, 2016; Roscher, Schneider, 2006; Schneider i in., 2006; Słowakiewicz i in., 2009; Minervini i in., 2011; Legler, Schneider, 2013) (fig. 17, 18). Karnkowski (1999a, c) powiązał litostratygrafię czerwonego spągowca w Polsce z sekwencjami depozycyjnymi, interpretacją zmian klimatu oraz z okresami ruchów tektonicznych.

Osady górnego czerwonego spągowca są zdominowane przez piaskowce eoliczne (wydmowe i międzywydmowe), pokrywy piaskowe i piaskowo-żwirowe, piaskowce i zlepieńce fluwialne i aluwialne oraz piaskowce drobnoziarniste i mułowce plai. Osady te tworzyły



się w warunkach klimatu suchego z okresami zwilgotnień. Niektóre okresy zwilgotnień zaznaczyły się w osadzie w skali regionalnej tworząc tzw. powierzchnie maksymalnego zwilgotnienia (ang. *Maximum Wetting Surface* – MWS; fig. 19). Powierzchnie te były związane z powstawaniem horyzontów pedogenicznych (paleogleb), z charakterystycznymi konkrecjami węglanowymi i śladami systemów korzeniowych, w długich okresach stabilizacji poziomów wód gruntowych, a więc stabilnymi warunkami klimatu bardziej wilgotnego. Dodatkowych informacji o zmianach warunków paleoklimatycznych dostarczają widoczne w osadzie ślady aktywności organizmów bezkręgowych lub kręgowych w postaci bioturbacji i różnego typu przekopów, jam?, oraz ślady flory (fig. 19), czasem enigmatyczne, stanowiące przesłankę świadczącą o okresowym rozwoju roślinności, a więc możliwym okresie zwilgotnienia.

Granica paleomagnetyczna IR (ang. *Illawarra Reversal*) przebiega w osadach, które poniżej i powyżej tej granicy reprezentują taki sam kompleks osadów powstałych w warunkach pustynnych, można więc przyjąć, że okres warunków klimatu suchego i rozwoju pustyń w czerwonym spągowcu zamyka się w interwale 8–28 mln lat. Dodatkowym aspektem analizowanego cyklu klimatycznego jest dowiedziony fakt istnienia przewagi suchego klimatu w cechsztynie.

2.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

2.2.1. Zasady i nomenklatura

Podział litostratygraficzny cechsztynu zaproponowany przez Richter-Bernburga (1955b), dla basenu środkowoeuropejskiego, to pokłosie zasad warunkujących cykliczną sedymentację ewaporatów w wielkim basenie solnym (Richter-Bernburg, 1955a). Podział ten jest powszechnie stosowany na obszarze większej części zbiornika cechsztyńskiego (Peryt i in., 2010) z wyjątkiem niektórych rejonów strefy brzeżnej, gdzie brak jest poziomów ewaporatowych i niekiedy także węglanowych, a w profilu dominują skały silikoklastyczne.

Richter-Bernburg (1955b) wyróżnił cztery cyklotemy, z których trzy pierwsze (Z1 – Werra, Z2 – Stassfurt, Z3 – Leine) są zbudowane z sekwencji węglanowo-ewaporatowych, czwarty zaś (Z4 – Aller) jest utworzony przez sekwencję terygeniczno-ewaporatową (tab. 3). W późniejszych latach w osiowej części basenu północnoniemieckiego oraz angielsko-holenderskiego (Kulick, Paul, 1987; Best, 1989; Geluk i in., 1997; Käding, 2000; Geluk, 2005) stwierdzono obecność jeszcze trzech młodszych cyklotemów (Z5 – Ohre, Z6 – Friesland, Z7 – Fulda), z których najstarszy występuje także w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego (tab. 3), młodsze natomiast – poza Niemcami – występują tylko w Polsce, gdzie mają one inną rangę stratygraficzną. Jest to związane ze stosowaniem w Polsce znacznie szerszej definicji cyklu czwartego.

Wagner (1978) stwierdził wyraźną dwudzielność cyklu PZ4 (określanego wtedy jako Z4), wyróżniając podcykle Z4a i Z4b, korelowane z cyklami Z4 Aller i Z5 Ohre w Niemczech. Nieco później (Wagner i in., 1978) w symbolach cykli umieszczono literę P oznaczającą, że cykle wyróżniono na obszarze Polski[1]. W późniejszych latach Wagner (1986, 1987a, b) wyróżnił trzy dodatkowe podcykle (PZ4c, PZ4d i PZ4e) w centralnej części zbiornika, dla której była charakterystyczna sedymentacja ilasto-solna, a także opracował lokalny formalny podział litostratygraficzny (tab. 2), zawierający trzy formacje zubrów[2] i dwie formacje czystej soli kamiennej, a w obrębie formacji zubrów – ogniwa, na podstawie wyodrębniania w nich pakietów skalnych różniących się stopniem zailenia (Wagner, 1987a, b). Zdaniem Wagnera (1994), formacja z Piławy koreluje się z seriami Friesland (Z6) i Mölln (Z7), ale później Peryt i Wagner (1998) uznali podcyklotem PZ4d za odpowiednik serii Fulda (Z7), co implikowałoby, że subcyklotem PZ4e jest najmłodszym osadem ewaporatowym w całym basenie cechsz-

[1] Zdaniem Marcinowskiego (2004) jednostki PZ1–PZ4 nie zostały do tej pory dostatecznie zdefiniowane i subiektywnie mogą być uznane za *nomen dubium*

[2] Zubry to skały przejściowe między halitem a skałami ilastymi, zawierające 15–85% NaCl. Utwory chlorkowe zawierające do 15% substancji ilastej są określane jako sole zailone natomiast zawierające jej >85% – jako iły solne (Łaszkiewicz, 1967; Tomassi-Morawiec i in., 2019)

TAB. 7. Nieformalne jednostki litostratygraficzne czerwonego spągowca w basenie polskim (wg H. Kiersnowskiego)

Nazwa jednostki/ **kreator**	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Profil referencyjny	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Miąższość [m]
Formacja z Zielonej Góry/ **ta praca**	od basenu Zielonej Góry (dolny czerwony spągowiec)	basen Zielonej Góry i baseny Górnej Odry (południowa części monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego)	–	ogniwo zlepieńców z Chyże ogniwo zlepieńców z Jezierzyc	do >400 (razem z ogniwem zlepieńców z Chyże – do 120)
Formacja z Pniew/ **ta praca**	od otworu Pniewy 3 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (basen Poznania, rów Lubiatów–Pniewy, wyniesienie Rokietnicy	profil otworu Pniewy 3	–	65–140
Formacja z Kargowej/ **ta praca**	od otworu Kargowa 2 w województwie wielkopolskim	basen Zielonej Góry i baseny Górnej Odry (południowa części monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego)	profil otworu Kargowa 2	–	30–110
Ogniwo zlepieńców z Jezierzyc/ **Maliszewska i in. (2003)**	od otworu Jezierzyce 1 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (rów Jezierzyc i być może rów Żakowo–Jutrosin–Grąbków)	profil otworu Jezierzyce 1	–	170
Formacja zlepieńców ze Strzelec Krajeńskich/ **ta praca**	od otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 w województwie wielkopolskim	Wielkopolska (północna części monokliny przedsudeckiej w sensie mezozoicznego planu strukturalnego) oraz być może NW krańce wyniesienia Gorzowa	profil otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	–	130 (otwór Strzelce Krajeńskie IG 1)
Formacja z Jemielna/ **ta praca**	od otworu Jemielno 1	basen śląski	profil otworu Jemielno 1	–	156
Formacja ze Sławy/ **ta praca**	od otworu Sława IG 1	basen śląski	profil otworu Sława IG 1	–	186
Formacja wulkanitów z Ośna/ **ta praca**	od otworu Ośno IG 2	SW Polska	profil skał wulkanicznych z otworu Ośno IG 2	–	>1674,5
Formacja wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich/ **ta praca**	od otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	zachodnia Polska, wyniesienie Gorzowa	profil skał wulkanicznych z otworu Strzelce Krajeńskie IG 1	ogniwo B ogniwo A	ogniwo B: ok. 370, ogniwo A: >127 (nieprzewiercona)
Formacja wulkanitów z Zielina/ **ta praca**	od otworu Zielin 1	zachodnia Polska, wyniesienie Gorzowa	Profil skał wulkanicznych z wiercenia Zielin 1	–	>28
Formacja wulkanitów z Moracza/ **ta praca**	od otworu Moracz IG 1	NW Polska	profil skał wulkanicznych z otworu Moracz IG 1	ogniwo C ogniwo B ogniwo A	678,5
Formacja wulkanitów z Czaplinka/ **ta praca**	od otworu Czaplinek IG 2	basen centralny czerwonego spągowca	profil skał wulkanicznych z otworu Czaplinek IG 2	–	160
Formacja wulkanitów z Sicin/ **ta praca**	od otworu Siciny IG 1	basen śląski czerwonego spągowca	profil skał wulkanicznych z otworu Siciny IG 1	–	159

tyńskim (Peryt i in., 2010a). Z kolei Käding (2000, 2003, 2005) uznał, że podcykle PZ4a i PZ4b odpowiadają cyklotemowi Z5 w Niemczech, natomiast warstwy poniżej cyklu Z4 w Niemczech są odpowiednikiem podcyklu PZ4a, jednak później Paul i in. (2020) zaakceptowali korelację podcyklu PZ4a z cyklem Z4 (fig. 20).

Dodatkowe wydzielenia litologiczne (uzupełniane o symbole nawiązujące do symboliki przyjętej przez Wagnera i in., 1978) w obrębie ewaporatów cykli PZ2 i PZ3 w kopalni soli Kłodawa wprowadzone przez Czapowskiego i in. (2005) wkrótce potem (Bornemann i in., 2008) zostały uznane za wydzielenia litostratygraficzne. Czapowski i in. (2005; tab. 12) przedstawili także inne ujęcie korelacji warstw na pograniczu cykli PZ3 i PZ4 w rejonie kujawskim niż to proponował Wagner (1979; por. Stasik, 1979). Należy tu zaznaczyć, że z jednym wyjątkiem (Wagner, 1979) olbrzymi materiał faktograficzny zgromadzony w trakcie eksploatacji soli w rejonie kujawskim nie był przez Wagnera (1987a, b, 1994) brany pod uwagę w trakcie opracowywania syntez stratygraficznych cechsztynu. Jednym z powodów były intensywne deformacje tektoniczne wysadów, powodujące duplikacje lub redukcje miąższości poszczególnych poziomów, a nawet ich brak (Wróblewska, Wójcicki, 2023).

Formalizacja podziału cechsztynu została przeprowadzona w Wlk. Brytanii (Smith i in., 1986), na Morzu Północnym (Johnson i in., 1994), Danii (Clark, Tallbacka, 1980), Holandii (Van Adrichem Boogaert, Kouwe, 1994), rejonie królewieckim (Zagorodnykh i in., 2001), Litwie (Kadunas, 2001) i Białorusi (V.K. Golubtsov, 1980 w: Makhnach i in., 2001), a ostatnio – w Niemczech (Paul, 2020; Paul i in., 2020; tab. 3). Na ogół utrzymywano przy tym zasadę wyróżniania cyklotemów ewaporatowych, a nazwy tradycyjnych poziomów cechsztyńskich były mechanicznie formalizowane w celu spełnienia wymagań krajowych kodeksów litostratygraficznych (Wagner, 1986). W Anglii (Smith i in., 1986), na Morzu Północnym (Johnson i in., 1994) i Danii (Clark, Tallbacka, 1980) rangę formacji nadano podstawowym poziomom litologicznym cechsztynu, a rangę grupy – poszczególnym cyklotemom. W Holandii (Van Adrichem Boogaert, Kouwe, 1994) oraz Niemczech (Paul, 2020; Paul i in., 2020) cechsztyn ma rangę grupy, natomiast cyklotemy – formacji, a poziomy litostratygraficzne – ogniwa.

Opis	Uwagi
w dolnej części piaskowce szare, średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami mułowców, czerwonobrunatne iłowce i mułowce z podrzędną ilością piaskowców i zlepieńców; występują przewarstwienia wapieni (czasem zdolomityzowanych); w górnej części występują zlepieńce, często słabo wysortowane, słabo obtoczone lub nie obtoczone, piaskowce zlepieńcowate (ogniwo zlepieńców z Chyże); granica dolna erozyjna z formacją wulkanitów z Wyrzeki z podgrupy dolnośląskiej lub kulmem dolnokarbońskim lub jeszcze starszym podłożem, granica górna z podgrupą Drawy lub Noteci	obecnie górna granica z osadami podgrupy Drawy lub podgrupy Noteci; w spągu skały wulkaniczne formacji wulkanitów z Ośna?
kompleksy mułowców, iłowców i piaskowców drobnoziarnistych (powstałych w środowiskach sedymentacji równi aluwialnej i jeziornym) naprzemianległe z kompleksami zlepieńców różnoziarnistych powstałych w warunkach sedymentacji mokrych stożków aluwialnych. Zlepieńce składają się w większości z otoczaków skał wulkanicznych. W dolnej części profilu zdarzają się przewarstwienia osadów piroklastycznych – tufów; występują pedogeniczne konkrecje i rizokrecje węglanowe	granica dolna erozyjna z formacją wulkanitów z Wyrzeki z podgrupy dolnośląskiej (Karnkowski, 1991) lub wielkopolską formacja wulkanogeniczną (Pokorski, 1981b), granica górna z cechsztynem (PZ1); obecnie dolna granica z formacją wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich
głównie czerwono-brunatne mułowce i iłowce; podrzędnie piaskowce czerwone i szare o żelazisto-ilasto-węglanowym; mogą występować przewarstwienia węglanów	granica dolna – dolny kompleks wulkaniczny podgrupy wielkopolskiej (Pokorski, 1988a) lub karbon dolny, granica górna – górny kompleks wulkaniczny podgrupy wielkopolskiej; Pokorski (1988b) zaproponował rozpoziomowanie skał wulkanicznych z uwzględnieniem występujących pomiędzy nimi skał epiklastycznych; Maliszewska i in. (2003) skały te określili nazwą „miedzywulkaniczne"; podobna formacja jest wyróżniana w basenie północnoniemieckim, pomiędzy kompleksami wulkanicznymi (dolne i górne riolity), pod nazwą formacji z Grüneberg (Gaitzsch, 1995)
monotonny kompleks zlepieńców w przewadze drobnookruchowych oraz na przemian piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych; zlepieńce są przeważnie źle wysortowane, przeważają okruchy skał wulkanicznych o chemizmie pośrednim; drugą ważną grupę stanowią okruchy skał metamorficznych (kwarcu polikrystalicznego – fragmenty mylonitów lub kataklazytów; łupki kwarcowe i kwarcowo-łyszczykowe oraz skały przypominające fyllity), wśród okruchów skał osadowych występują fragmenty piaskowców, przeważnie ilastych i mułowców	granica dolna erozyjna z dolnym karbonem lub jeszcze starszym podłożem, górna z formacją z Zielonej Góry lub być może z formacjami górnego czerwonego spągowca
w dolnej części zlepieńce gruboklastyczne zbudowane z otoczaków karbońskich i skał wulkanicznych, w środkowej i górnej części zlepieńce gruboklastyczne zbudowane wyłącznie ze skał karbonu dolnego; zlepieńce w otworze Strzelce Krajeńskie PIG 1 występują w interwałach głęb. 4485,0–4508,0 m i 4533,0–4565,0 m, pomiędzy warstwami lapillowo-popiołowych i popiołowo-lapillowych tufów riodacytowych, często spieczonych lub stopionych, opisanych przez Jackowicz (1990), ich obecność i miąższość warstw sugerują znaczne przerwy w denudacji pokryw wulkanicznych i intensywne niszczenie skał podłoża karbońskiego; zlepieńce są złożone głównie z okruchów szarych piaskowców drobnoziarnistych o składzie mineralnym arenitów i wak kwarcowych oraz arenitów i wak sublitycznych, dość bogatych w blaszki łyszczyków	granica dolna erozyjna z nienazwanymi skałami wulkanicznymi, górna z formacją wulkanitów z Wyrzeki (Karnkowski, 1991) lub wielkopolską formacją wulkanogeniczną (Pokorski, 1981b), obecnie górne wulkanity zostały wydzielone jako formacja wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich; zlepieńce ze Strzelec Krajeńskich zaliczono do utworów dolnego czerwonego spągowca (Maliszewska i in., 2016), przy czym, ponieważ dolna część skał magmowych powstawała w najpóźniejszym karbonie, osady epiklastyczne znajdujące się pomiędzy punktowo datowanymi skałami wulkanicznymi mogły powstać w najpóźniejszym karbonie (fig. 9)
piaskowce w przewadze eoliczne typowe dla basenu śląskiego, tzw. ergu południowego (Kiersnowski, 2015)	w dolnej części występują piaskowce, mułowce formacji ze Sławy (dolna część górnego czerwonego spągowca; Kiersnowski, Petecki, 2017)
piaskowce i mułowce aluwialne rozwinięte na południowym skłonie wyniesienia GWP, w spągu formacji mogą występować zlepieńce	osady tej formacji, w profilu wiercenia Sława IG 1, zalegają bezpośrednio na skałach wulkanicznych, w innych przypadkach występują nad osadami klastycznymi dolnego czerwonego spągowca (Kiersnowski, 2015)
nieprzewiercone skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca; największa znana miąższość skał wulkanicznych w polskiej części karbońsko-permskiej pokrywy wulkanicznej; w stropie występują skały osadowe górnego czerwonego spągowca; w profilu Ośno IG 2 stwierdzono kwaśne skały subwulkaniczne, w stropie w nadkładzie kwaśnych skał wylewnych stwierdzono obecność andezytów lub trachyandezytów (Maliszewska i in., 2016); wg Jackowicz (1983) są to głównie dacyty i riodacyty	w wierceniu Ośno IG 2 stwierdzono również skały litofacji lapillowej i aglomeratowo-lapillowej odpowiadającej zlepieńcom tufitowym (Maliszewska i in., 2016)
profil skał wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca jest dwudzielny (ogniwo A i B); w stropie występują skały osadowe górnego czerwonego spągowca; skały wulkaniczne ogniwa B to głównie tufy riodacytowe; na głęb. 4115,5 m – opisano riodacyt/dacyt, a na głęb. 4289,6 m opisano riodacyt/dacyt – trachyandezyt (Maliszewska i in., 2016); odnośnikiem ogniwa B jest profil wulkanitów w otworze Santok 1 o miąższości ~417 m; skały wulkaniczne ogniwa A to tufy riolitowe	w profilu wulkanitów ze Strzelec Krajeńskich stwierdzono również skały piroklastyczne w tym skały litofacji lapillowej i aglomeratowo-lapillowej (odpowiadającej zlepieńcom tufitowym);pokrywy lawowe w kompleksie z otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 są rozdzielone pakietami skał epiklastycznych (np. formacja zlepieńców ze Strzelec Krajeńskich)
nieprzewiercone skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca, gdzie stropowa część skał wulkanicznych (zachowany fragment stożka wulkanicznego) reprezentuje okres odnowienia wulkanizmu w trakcie powstawania górnego czerwonego spągowca (Mikołajewski i in., 2019)	ożywienie aktywności wulkanicznej w górnym czerwonym spągowcu wskazują na zachowane pozostałości kalder wulkanicznych (kaldera Różańska i inne) w stropie skał wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca
skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca są dzielone na 3 części: ogniwo C reprezentowane przez riolity (np. 3590,3 m – riolit; 3702,2 m – tuf riolitowy), ogniwo B – ignimbryty, oraz ogniwo A – dacyty, bazalty i trachyandezyty; na bazaltach, andezytach i trachyandezytach leżą niekiedy pokrywy kwaśnych skał wylewnych lub piroklastycznych (tufy riolitowe; Maliszewska i in., 2016)	pokrywy lawowe bywają rozdzielone pakietami skał piroklastycznych (m.in. w kompleksie wulkanicznym z otworu Moracz IG 1; Maliszewska i in., 2016)
skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca typu riodacytu (Pokorski, 1980); w spągu skały karbonu dolnego; w stropie po luce erozyjnej skały osadowe górnego czerwonego spągowca	–
skały wulkaniczne dolnego czerwonego spągowca (kwaśne skał wylewne: riolity, dacyty, trachity; Maliszewska i in., 2016); w spągu skały karbonu dolnego; w stropie po luce erozyjnej skały osadowe górnego czerwonego spągowca	–

W Polsce dotychczas przeważa pogląd, iż w basenie cechsztyńskim podstawowym, nadrzędnym podziałem litostratygraficznym powinien pozostać nieformalny podział cyklotemowy, natomiast formalne podziały należy opracować w strefach basenu o dużej zmienności i niejasnej cykliczności sedymentacji (Wagner, 1986, 1994). Oprócz takiego podziału przedstawionego przez Wagnera (1987a, b) dla osiowej części zbiornika w Polsce NW, przy czym w olbrzymiej większości przypadków nie wskazał on precyzyjnie stratotypu (zob. Marcinowski, 2004), formalny podział zaproponowano w ostatnich latach dla brzeżnej części zbiornika cechsztyńskiego w Górach Świętokrzyskich (Jewuła i in., 2020).

2.2.2. Profil litostratygraficzny

Granica czerwony spągowiec/cechsztyn

Postawienie jednoznacznej granicy między utworami lądowymi czerwonego spągowca i morskimi cechsztynu często jest dyskusyjne lub niemożliwe; z tego względu w ogólnych podziałach litostratygraficznych cechsztynu granicę między czerwonym spągowcem i cechsztynem przyjmuje się w spągu łupku miedzionośnego lub – w przypadku jego braku – wapienia cechsztyńskiego (np. Peryt, 1976; Pokorski, 1978b; Wagner i in., 1978). Poniżej łupku miedzionośnego (lub wapienia cechsztyńskiego) występują utwory transgresywne: zlepieńca cechsztyńskiego (podstawowego) lub piaskowca cechsztyńskiego (białego spągowca) – które są uważane za odpowiedniki facjalne (Oszczepalski, Rydzewski, 1987) – lub wapienia podstawowego (fig. 21).

Utwory zlepieńca cechsztyńskiego (podstawowego, w basenie północnosudeckim – granicznego) (Zp1) to grubookruchowe osady transgresywne o niewielkiej miąższości (na ogół do kilkunastu metrów – np. Gunia, 1962; Czajor, Wagner, 1973; Kowalczewski, Rup, 1989). Zostały one udokumentowane przede wszystkim w brzeżnych częściach zbiornika bądź wokół wyniesień w jego bardziej środkowej części, jak np. w rejonie wyniesienia GWP (D. Peryt i in., 2012). Znacznie częściej spotyka się utwory piaskowca cechsztyńskiego (Zs1) – górnej części białego spągowca.

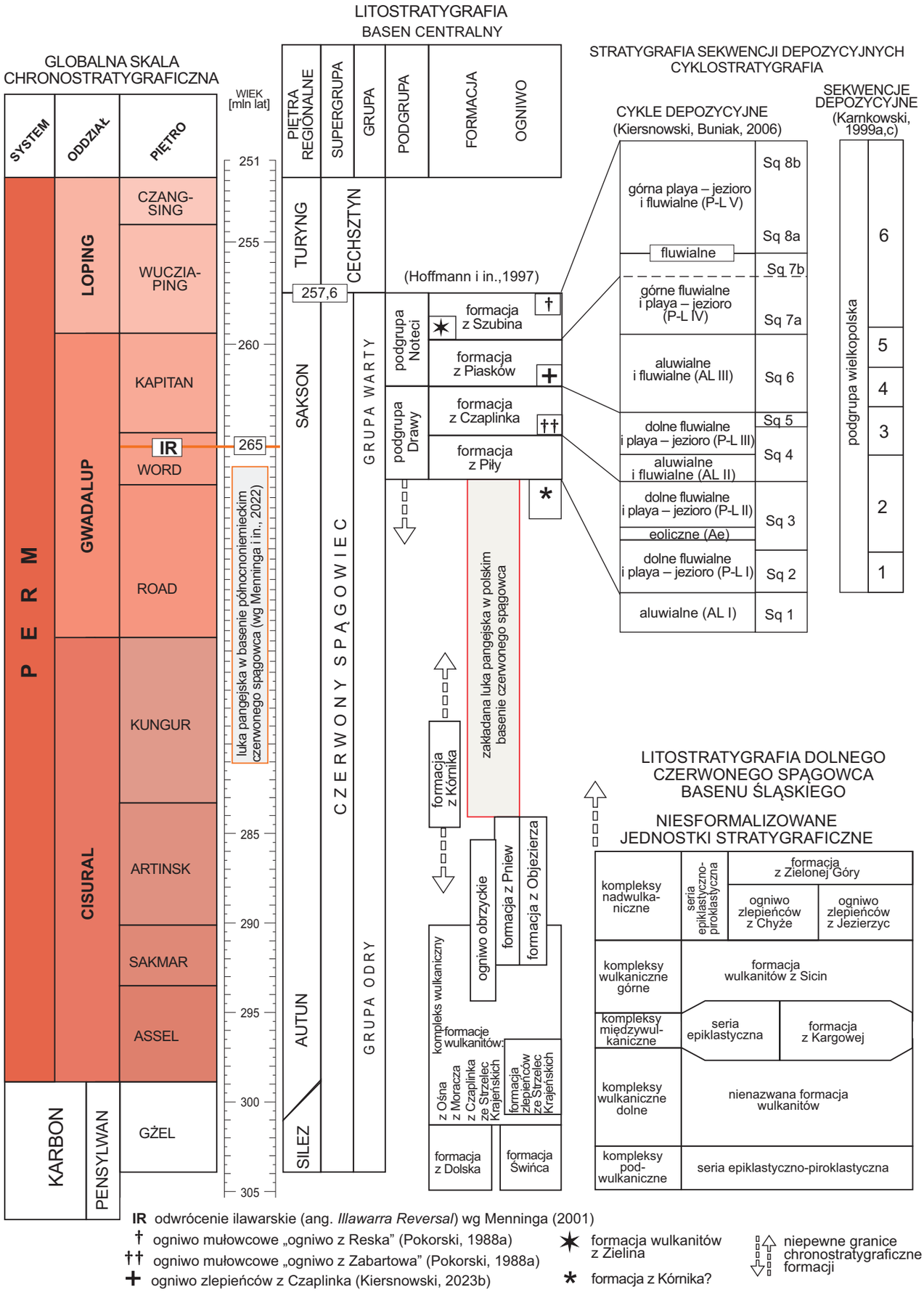
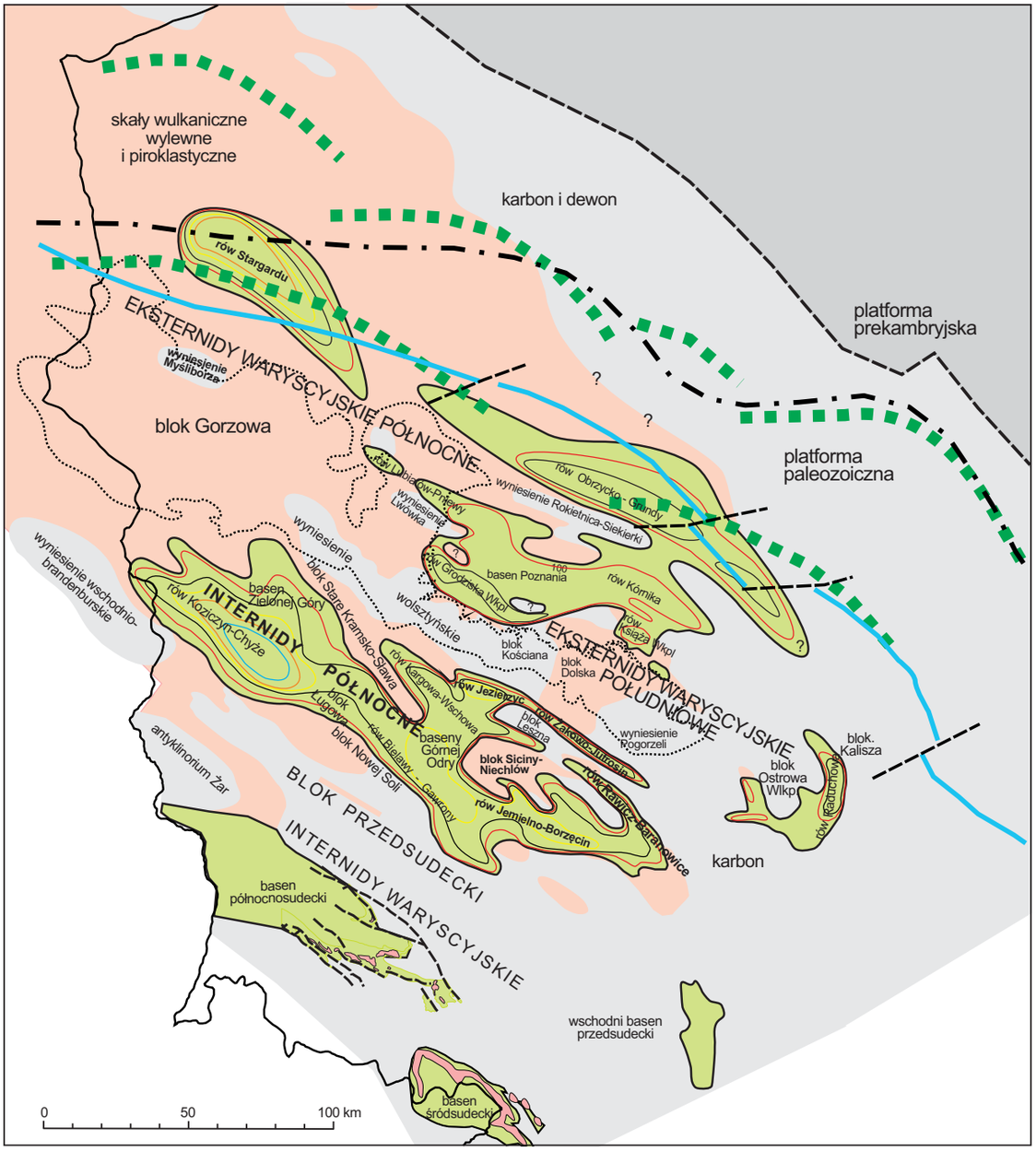


FIG. 10. Tabela stratygraficzna czerwonego spągowca w basenie polskim odniesiona do skali czasu



skały wulkaniczne wylewne i piroklastyczne

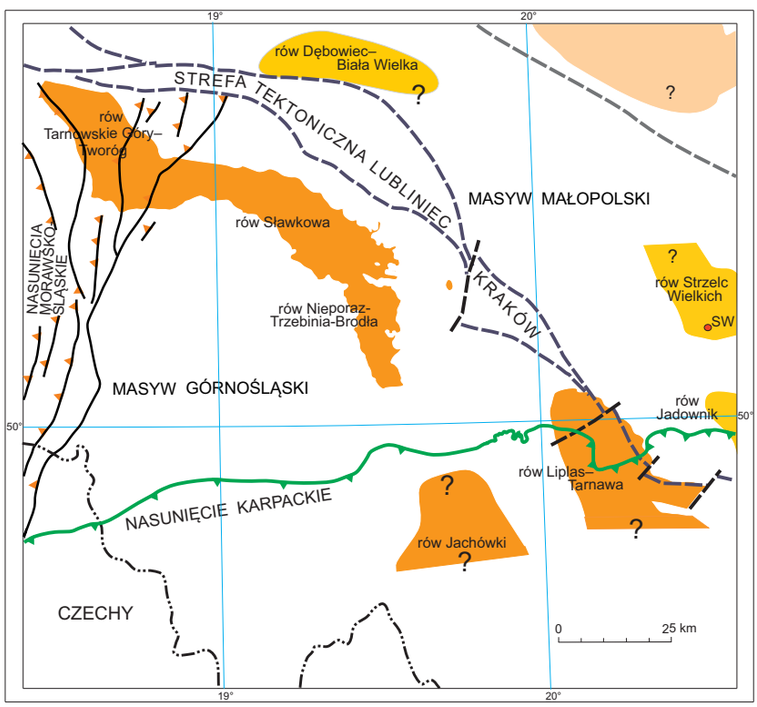
skały osadowe: mułowce, iłowce, piaskowce i zlepieńce

obszary pozbawione skał dolnego czerwonego spągowca

izolinie miąższości osadów dolnego czerwonego spągowca [m]
100
200
300
400
500

zasięg frontu deformacji waryscyjskich:
wg Pokorskiego (1998c)
wg Mazura i in. (2020)
wg Kiersnowskiego i Peteckiego (2025), niepublikowane

FIG. 11. Baseny sedymentacyjne dolnego czerwonego spągowca w obrębie domeny waryscyjskiej (wg H. Kiersnowskiego *w*: Maliszewska i in., 2016, zmieniono)



baseny permskie w domenie masywu górnośląskiego

baseny permskie w domenie masywu małopolskiego

osady permskie w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

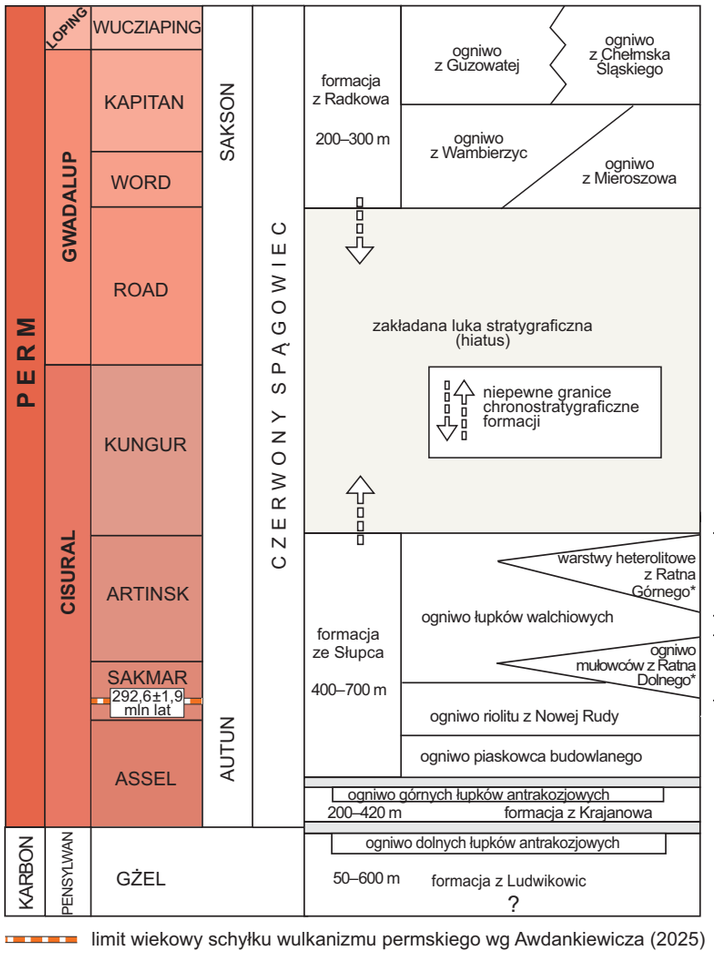
FIG. 12. Lokalizacja południowych basenów sedymentacyjnych czerwonego spągowca (wg Kiersnowskiego, 2001a; McCanna i in., 2008)

TAB. 8. Nieformalne jednostki litostratygraficzne NE obrzeżenia GWZ

Nazwa jednostki/ **kreator**	Pochodzenie nazwy	Obszar występowania	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Bolesławia/ **Kiersnowski (1991)**	od miejscowości Bolesław k. Olkusza	synklina Bolesławia na północny zachód od Olkusza	dwa nieformalne ogniwa: Krzykawy i Tarnowskich Gór	do 600	ortozlepieńce i parazlepieńce polimiktyczne i oligomiktyczne, typu zlepieńców myślachowickich (otoczaki to głównie wapienie i dolomity dewonu środkowego i górnego oraz skały wylewne) i piaskowce, a w mniejszym stopniu mułowce oraz mułowce margliste, piaskowce wapniste i wapienie piaskowcowe, które zostały wyróżnione w randze ogniwa	kryterium wydzielenia formacji z Bolesławia jest całkowity brak skał wulkanicznych *in situ* (skały wylewne w otworze wiertniczym TL 8 – w niecce Tarnowskich Gór, występujące pod permem osadowym, a leżące bezpośrednio na dewonie są być może związane z wulkanizmem karbońskim) oraz dominacja litoklastów skał węglanowych dewonu. Dodatkową przesłanką optującą za wydzieleniem formacji z Bolesławia, reprezentującej osady klastyczne·gómego permu w rowie Sławkowa, są jej odpowiedniki litologiczne po północnej stronie grzbietu Lublińca na północ i NE od niecki Tamowskich Gór (Morawska, 1985); są to, osiągające prawie 200 m miąższości (otw. Biała Wielka IG 1), osady reprezentowane w spągu przez zlepieńce złożone z otoczaków piaskowców, mułowców, iłowcow, wapieni krystalicznych, kwarców i zwietrzałych melafirów, wyżej zdominowane przez mułowce wapniste, zlepieńce wapienne oraz mułowce wapniste z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych. Osady te zaliczane przez Deczkowskiego i Gajewską (1974) do triasu dolnego i środkowego reprezentują z dużym prawdopodobieństwem, analogicznie jak w rowie Sławkowa, w całości górny perm (Dybova-Jachowicz, Laszko, 1978); przyjęcie takiego założenia stawia w innym świetle dotychczasową dyskusję dotyczącą, powiązania osadów wypełniających rów Sławkowa z osadami czerwonego spągowca wschodniej monokliny przedsudeckiej. Wydaje się obecnie, że klastyczne osady górnego permu w tym rejonie mają o wiele większe rozprzestrzenienie i miąższość niż dotąd było przyjmowane; zlepieńce w otworze Biała Wielka IG 1, opisane jako czerwony spągowiec na głęb. 1405 m (Jurkiewicz, 1991) mogą być ekwiwalentem formacji z Bolesławia, a mogą też stanowić odrębną jednostkę litostratygraficzną „formacja zlepieńców z Białej Wielkiej", stanowiącą odpowiednik zlepieńców myślachowickich
Ogniwo z Krzykawy/ **Kiersnowski (1991)**	od miejscowości Krzykawa w synklinie Bolesławia, na zachód od Olkusza	rów Sławkowa w NE obrzeżeniu GZW	–	>140	wapienie, wapienie piaszczyste i ilasto-piaszczyste, piaskowce drobnoziarniste ze żwirem, często z licznymi skupieniami pirytu i dużą ilością rozdrobnionego materiału wulkanicznego	Siedlecka (1964) w okolicach Krzykawy opisała rozpoznane wierceniami skały o litologii odmiennej od charakterystycznych konglomeratów permskich występujących w ich spągu. Jest to kompleks osadów ilasto-wapienno-piaskowcowych (Siedlecka, 1964; Maliszewska, 1983, 1984); osady te interpretowane jako limniczne, mogą częściowo reprezentować osady plai zalewanej przez okresowe powodzie z ewentualną krótkotrwałą sedymentacją limniczną. Występują w centralnej części niecki Bolesławia, ich ewentualny związek z iłami sławkowskimi nie jest wystarczająco udokumentowany, zasięg tych osadów w kierunku NW nie jest rozpoznany (por. Kiersnowski, Maliszewska, 1985)
Ogniwo z Tarnowskich Gór/ **Kiersnowski (1991)**	od miasta Tarnowskie Góry/ profilu otworu Tarnowskie Góry IG K-3	rejon Tarnowskich Gór w synklinie Bolesławia, NE obrzeżenie GZW	–	>7	mułowce wiśniowe ze skupieniami pirytu, piaskowce drobnoziarniste i margle szare, przechodzące miejscami w szare łupki ilaste	stratotyp: profil czerwonego spągowca z otworu Tarnowskie Góry IG K-3; mułowce ogniwa z Tarnowskich Gór występują bezpośrednio na ciemnoszarych mułowcach namuru A, a przykryte są ponad dwustumetrową serią naprzemianległych zlepieńców i szarych piaskowców zaliczonych do górnego permu. Pomimo braku danych o ich dalszym rozprzestrzenieniu, osady te mogą stanowić fragment większej całości zbliżonej litologicznie i genetycznie do osadów z ogniwa z Krzykawy lub mogą też reprezentować epizod sedymentacyjny bez większego znaczenia, istnieje też możliwość, że są to peryferyczne facje płytkiej zatoki morza cechsztyńskiego (PZ1?) wnikającej w rejon niecki Tamowskich Gór
Formacja ze Sławkowa (gliny sławkowskie)/ **Siedlecki (1956)**	od starych odsłonięć iłów w okolicach Sławkowa k. Olkusza	Sławków k. Olkusza oraz liczne wiercenia zlokalizowane w rowie Sławkowa (NE, brzeżna część bloku górnośląskiego)	–	do 400 (wg Jury, 2001 – 100), w tym skały wulkaniczne do stu kilkudziesięciu	formację tworzą orto- i parazlepieńce oligo- i polimiktyczne, złożone z otoczaków wapieni karbonu, wapieni i dolomitów dewonu, skał wulkanicznych; a ponadto piaskowce i mułowce. Podrzędnie występują wadyczne utwory węglanowe (Śliwiński, 1965; Paszkowski, 1987), znaczną część „formacji" stanowią pokrywy lawowe i tufowe oraz produkty ich niszczenia – zlepieńce porfirowe, melafirowe oraz tufowe, Siedlecki (1956) scharakteryzował te osady jako tufity czerwone z domieszką klastycznych osadów psefitowych i psamitowych, pochodzących ze zlepieńca myślachowickiego (Marcinowski, 2004)	formacja ze Sławkowa, równowiekowa z formacją zlepieńców myślachowickich, została wyróżniona przez Siedleckiego (1956); jej osady są reprezentowane głównie na obszarze ograniczonym do południowych fragmentów niecki Bolesławia, rejonu Trzebinia–Krzeszowice (z dominacją osadów gruboklastycznych oraz pokryw lawowych i tufowych) i do obszaru ujętego erozyjnymi granicami rowu Nieporaz–Brodła (z dominacją osadów drobnoklastycznycb oraz pokryw lawowych); osady formacji ze Sławkowa mogą występować również fragmentarycznie w niecce Podwarpia, a być może w niecce Tarnowskich Gór jako izolowane wystąpienia pozostałe po okresie intensywnej erozji. Kryterium rozstrzygającym dla wydzielenia formacji zeSławkowa jest występowanie skał wulkanicznych *in situ* oraz skał pochodzących z ich intensywnego wietrzenia; w skład formacji wchodzą również osady klastyczne występujące poniżej najwyższego stwierdzonego poziomu law lub tufów, albo osady, których skład litologiczny oraz umiejscowienie w profilu geologicznym wskazuje na związek z intensywnym wulkanizmem
Formacja z Myślachowic (zlepieńce myślachowickie)/ **Zaręczny (1894)**	od wsi Myślachowice k. Chrzanowa	na ograniczonym obszarze, głównie na południe i zachód od rejonu Starczynów–Olkusz	ogniwa: martwicy karniowickiej, tufów filipowickich	do 80 (wg Jury, 2001 – 200)	orto- i parazlepieńce polimiktyczne, zbudowane w przewadze z otoczaków wapieni dolnego karbonu, podrzędnie wapieni i dolomitów dewonu z niklą domieszką porfirów i skał krzemionkowych (Siedlecki, 1952; Siedlecka, 1964); w zlepieńcach występują przewarstwienia czerwonych iłów, tufów lub kwarcowych żwirów (Bukowy i in., 1982) oraz pokrywy caliche (Paszkowski, 1987); spoiwo jest piaszczysto-margliste, czasami z domieszką materiału tufowego	nazwa formacja z Myślachowic została zmieniona przez Gradzińskiego (1982) na nazwę formacja zlepieńców myślachowickich oraz włączona przez Lipiarskiego (1984) do formacji z Trzebini złożonej z martwicy karniowickiej, zlepieńców myślachowickich i tufów filipowickich. W formalnym podziale litostratygraficznym jednostka mogłaby odpowiadać formacji (por. Gradziński, 1982; Kiersnowski, 1991) lub ogniwu (por. Lipiarski, 1984); wydzielone w obrębie tej jednostki ogniwo trawertynów z Karniowic jest zatem również jednostką nieformalną. W formalnym podziale litostratygraficznym wprowadzonym przez Karnkowskiego (1987a) zlepieńce myślachowickie nie mogą być ekwiwalentem ogniwa zlepieńców z Polwicy (formacji zlepieńców z Książa Wielkopolskiego) (por. Karnkowski, 1987a, 1994), ponieważ charakteryzują się odmiennym składem litoklastów
Martwica karniowicka (ogniwo)/ **Roemer (1870)**	od wsi Karniowice (odsłonięcia martwic) k. Krzeszowic, region krakowski	Karniowice w okolicach Krzeszowic, region krakowski	–	3–15 (wg Jury, 2001 – 6)	trawertyny z licznie zachowaną florą i fauną (Lipiarski, 1984; Ćwiżewicz, Szulc, 1989)	ogniwo trawertynów z Karniowic (wg Gradzińskiego, 1982 w randze formacji; włączone przez Lipiarskiego, 1984 do formacji z Trzebini); Kiersnowski (1991) wydzielił w formacji z Myślachowic (formacja zlepieńców myślachowickich) ogniwo trawertynów z Karniowic. Występują na niewielkim obszarze, kontaktując w stropie i spągu ze zlepieńcami myślachowickimi
Tufy filipowickie (ogniwo)/ **Siedlecki (1958)**	od miejscowości Filipowice	okolice Alwerni i Regulic k. Krakowa	–	wg Jury (2001) – 100	tufy i tufity melafirowe równowiekowe z lawami melafirowymi lub od tych law młodsze (Siedlecki, Żabiński, 1953)	Gradziński (1982) włączył tufy filipowickie do formacji zlepieńców myślachowickich, a Lipiarski (1984) – do formacji z Trzebini złożonej z martwicy karniowickiej i zlepieńców myślachowickich

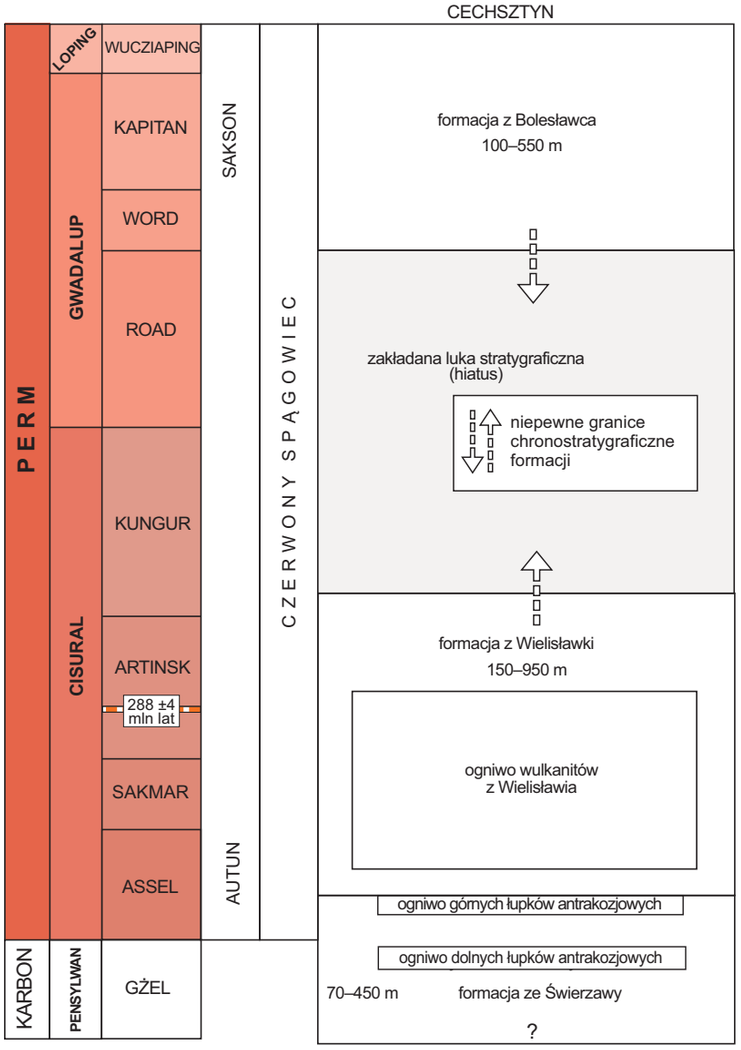
TAB. 9. Litostratygrafia czerwonego spągowca basenu śródsudeckiego

Nazwa jednostki (pochodzenie nazwy)	**Kreator nazwy**, historia badań	Podrzędne jednostki stratygraficzne	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Radkowa (od miejscowości Radków na południe od Wałbrzycha, Kotlina Kłodzka)	**Nemec i in. (1982)**; uzupełnione przez: Dziedzic, Teisseyre, (1990); Wojewoda (1994)	ogniwo z Guzowatej, ogniwo z Chełmska Śląskiego, ogniwo z Wambierzyc, ogniwo z Mieroszowa (wg Nemec i in., 1982; Wojewoda, 1994, 2019, 2022)	300–400	zasadniczym budulcem formacji są niedojrzałe zlepieńce powstałe z osadów deponowanych na stożkach aluwialnych typu suchego, przy znacznym udziale ruchów masowych (Aleksandrowski i in., 1986); w górnej części formacji przeważają piaskowce, ale charakterystycznym składnikiem są caliche, a lokalnie nawet trawertyny (Śliwiński, 1980, 1984)	według Wojewody (2022) osady formacji z Radkowa powstały w końcowej fazie zasypywania basenu śródsudeckiego i noszą cechy typowe dla pedymentu; typowym pedymentem są zlepieńce z Guzowatej (ogniwo z Guzowatej; Aleksandrowski i in., 1986; August, Wojewoda, 2005). Ekwiwalentem formacji z Radkowa w profilu Wałbrzych–Mieroszów jest formacja z Mieroszowa, obecnie ogniwo z Mieroszowa (Wojewoda, 2019), różniąca się od tej pierwszej zawartością w zlepieńcach otoczaków pochodzących ze skał podłoża (wulkanitów autunu). Wcześniej ogniwo z Wambierzyc było określane jako ogniwo zlepieńców z Wambierzyc w obrębie formacji z Radkowa (Wojewoda, 2008)
Formacja ze Słupca (od miejscowości Słupiec k. Nowej Rudy)	**Nemec (1981a)**	jednostki podrzędne: warstwy z Ratna Górnego, warstwy z Ratna Dolnego, ogniwo łupków walchiowych, ogniwo riolitów z Nowej Rudy, ogniwo piaskowca budowlanego	400–700	sekwencja ma charakter megacyklotemu o drobniejącym ziarnie, zasadniczo składnikiem jej dolnej części są piaskowce (z przewarstwieniami zlepieńców) poziomu „piaskowca budowlanego" (Nemec, 1979); przystropowa, jeziorna część formacji – łupki walchiowe – składa się z kilku poziomów iłowców, mułowców lub wapieni przedzielonych stosunkowo miąższymi pakietami piaskowców i mułowców czerwonych; środkowa część formacji to miąższy kompleks wulkaniczny złożony z pokryw lawowych o bimodalnym charakterze oraz tufów i tufitów (Kozłowski, 1963; Nowakowski, 1968); skały wulkanogeniczne są zróżnicowane zarówno chemicznie, jak i pod względem genezy, mogą to być lawy zasadowe, typowe dla głębokich źródeł magmy (trachybazalty – tradycyjna nazwa „melafiry"), ale również lawy kwaśne (riolity – tradycyjna nazwa „porfiry"; Awdankiewicz, 1999a, b; Awdankiewicz i in., 2003); powszechnie występują również utwory wulkanoklastyczne	pierwotnie w obręb formacji ze Słupca wchodziło górne ogniwo z Ratna i dolne ogniwo z Zagórzyna (Bossowski, Ihnatowicz, 1994); osady formacji ze Słupca w środkowej części basenu są wyraźnie drobniej ziarniste, są to w przewadze mułowce, iłowce, a lokalnie również wapienie, utwory te wykazują dużą zmienność obocznąą (facjalną), stąd wielość nazw lokalnych stosowanych do ich wydzielania
Łupki walchiowe (ogniwo; od nazwy rodzajowej skamieniałości roślinnej *Walchia piniformis* występującej w łupkach)	**Dathe (1904)**	warstwy (serie) heterolityczne z Ratna Górnego; ogniwo (warstwy) mułowców z Ratna Dolnego (Wojewoda, 2022)	kilkaset	w dolnej części profilu formacji występują ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste, iłowce i mułowce ze szczątkami roślin (łupki z licznych szczątków roślin iglastych *Walchia piniformis*), zawierające przeławicenia i soczewki słodkowodnych wapieni (dolomitycznych) bitumicznych, niekiedy ze szczątkami ryb; lokalnie obecne są również drobne ciała wulkanitów maficznych; górną część formacji reprezentują czerwone mułowce ilaste i mułowce; stratotyp: odsłonięcia łupków walchiowych w rejonie Ścinawki Górnej i Janikowa (Wołkowicz, 1988; Wojewoda, 1994)	pierwotnie ogniwo łupków walchiowych było umieszczane w dolnej części formacji ze Słupca poniżej serii pokryw skał wulkanicznych; obecnie jest umieszczone powyżej serii skał wulkanicznych (Wojewoda, 1994, 2022). Ogniwo łupków walchiowych zawiera dwa nieformalne wydzielenia: warstwy z Ratna Górnego (seria heterolityczna) i warstwy z Ratna Dolnego (określane również jako ogniwo mułowców z Ratna Dolnego; Wojewoda, 2022). Według Wojewody (2022) warstwy z Ratna Górnego są ekwiwalentem serii z Martinkovic, a warstwy z Ratna Dolnego serii z Olivietina występujących w czeskiej części basenu śródsudeckiego. Pierwotna nazwa formacji z Ratna (Dziedzic, Teisseyre, 1990) jest pojęciem historycznym i jest *pro parte* częścią lub całością ogniwa łupków walchiowych w obrębie formacji ze Słupca
Ogniwo riolitów z Nowej Rudy	**(Wojewoda, 2019, 2022)**		do kilkuset	bazalty andezytowe, riodacyty i riolity, także skały wulkanoklastyczne, przemieszane z piaskowcami, mułowcami i iłowcami barwy czerwonej. Ogniwo (riolitów) z Nowej Rudy podścielają piaskowce (nieformalne ogniwo piaskowca budowlanego), przykrywają zaś formacja z Radkowa (obszar Nowa Ruda–Radków) lub warstwy z Ratna Dolnego (Wojewoda, 1922) stanowiąca *pro parte* ogniwo łupków walchiowych (obszar Wałbrzych–Mieroszów). Ostatnie datowania skał wulkanicznych (Awdankiewicz i in., 2014, 2023; Awdankiewicz, 2025), przesuwają górną granice występowania skał wulkanicznych ogniwa ryolitów z Nowej Rudy do wieku 292,6 ±2,9 mln lat (fig. 13)	w aktualnym podziale litostratygraficznym basenu śródsudeckiego (Wojewoda, 2019, 2022) skały wulkaniczne nie są wydzielane w randze formacji, a w randze ogniwa (riolitów) z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca. Wynika to z ich wielokrotnego przewarstwiania się z osadami klastycznymi. Wcześniej formacja wulkanitów ze Słupca (Dziedzic, Teisseyre, 1990) była wydzielana jako kompleks wulkanitów i wulkanoklastyków Gór Suchych w obrębie „piaskowca budowlanego" (Wojewoda, 2008). Skały wulkaniczne w basenie śródsudeckim korelowane są z wulkanitami z basenu północnosudeckiego (formacja z Wielisławki; Karnkowski, 1981)
Formacja z Krajanowa (od miejscowości Krajanów)	**Nemec i in. (1982)**	ogniwo górnych łupków antrakozjowych (Wojewoda, 2022)	200–350 (200–420)	najstarsze osady permu to zlepieńce (poziom zlepieńca kwarcytowego – lidytowego), piaskowce i mułowce z cienkimi przewarstwieniami węgla, w przewadze utwory rzeczne, formacji z Krajanowa; jej najwyższą, stropową część stanowią ciemne łupki wapniste lub bitumiczne, uważane za osady jeziorne (zawierają charakterystyczne skamieniałościami ślimaków słodkowodnych *Anthracosia*; Wojewoda, 2022)	pierwotnie formacja z Krajanowa stanowiła górne ogniwo w formacji ze Świerków (Bossowski, Ihnatowicz, 1994), osady formacji z Krajanowa mogą być korelowane z osadami formacji ze Świerzawy w basenie północnosudeckim
Łupki antrakozjowe (ogniwo dolne i górne; od nazwy rodzajowej skamieniałości *Anthracosia goldfussiana* [małż słodkowodny])	**Dathe (1904)** – horyzont I; **Petrascheck (1936)** – horyzont II	–	górne – kilka – kilkanaście dolne –135 m w okolicach Nowej Rudy (Kowalski i in., 2025)	ciemne i szare mułowce z licznymi małżami słodkowodnymi *Anthracosia goldfussiana* oraz fragmentami paproci i szczątkami ryb słodkowodnych	łupki antrakozjowe tworzą zindywidualizowane horyzonty (słodkowodne) wśród piaszczysto-żwirowych osadów lądowych; ich horyzont II (wyższy) jest zaliczany do czerwonego spągowca; stanowi on strop megacyklu sedymentacyjnego reprezentowanego przez formację z Ludwikowic (Nemec i in., 1982); ogniwo łupków antrakozjowych dolnych (horyzont I) to strop formacji z Krajanowa; stratotyp stanowią odsłonięcia łupków w rejonie Starej Kraśnicy w basenie północnosudeckim. W starszych pracach (Mastalerz, Wojewoda, 1988; Mastalerz, Raczyński, 1993a) łupki antrakozjowe dolne zaliczano do spągowej części formacji z Krajanowa
Formacja z Ludwikowic (od miejscowości Ludwikowice k. Nowej Rudy)	**Jasieńko, Pilawa (1977)**	ogniwo dolnych łupków antrakozjowych	600 w otworach w okolicy Nowej Rudy (Kowalski i in., 2025)	czerwone konglomeraty arkozowe, zawierające w stropowych partiach piaskowce płytowe przechodzące w iłowce i mułowce ze szczątkami roślin i małżów słodkowodnych (łupki antrakozjowe). Ku dołowi i górze zgodne przejście odpowiednio w karbońskie zlepieńce i szarogłazy formacji z Glinika i formację z Krajanowa	nieformalnym odpowiednikiem opisywanej jednostki jest „formacja" ze Świerków (Dziedzic, Teisseyre, 1990); Formacji z Ludwikowic w rejonie Wałbrzycha odpowiada historycznie formacja z Unisławia (zlepieńce z Unisławia – Grocholski, 1974); obie formacje pod względem litologicznym są bardzo podobne. Jednostka może też częściowo należeć do górnego karbonu (stefanu). Obszar typowy: profil Nowa Ruda–Radków



limit wiekowy schyłku wulkanizmu permskiego wg Awdankiewicza (2025)

FIG. 13. Litostratygrafia czerwonego spągowca w basenie śródsudeckim wg interpretacji H. Kiersnowskiego (jednostki litostratygraficzne wg Wojewody, 2019, 2022), uwzględniającej nowe datowania skał wulkanicznych formacji z Gór Suchych – odpowiednika ogniwa z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca (Awdankiewicz, 2022, 2025; Awdankiewicz i in., 2014, 2025) oraz koncepcji zakładającej istnienie luki stratygraficznej (hiatusu). Strzałki wskazują na niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych; gwiazdką oznaczono nieformalne jednostki stratygraficzne w obrębie formacji ze Słupca, wydzielone na podstawie tabeli stratygraficznej basenu śródsudeckiego (Wojewoda, 2022)



limit wiekowy schyłku wulkanizmu permskiego wg Awdankiewicza (2025)

FIG. 14. Litostratygrafia czerwonego spągowca w basenie północnosudeckim (Śliwiński i in., 200: fig. 1) wg interpretacji H. Kiersnowskiego zakładającej istnienie luki stratygraficznej (hiatusu). Profil litostratygraficzny dotyczy centralnej i południowej części niecki północnosudeckiej (wg Milewicza, 1985a; Mastalerza, 1990). Strzałki wskazują na niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych

TAB. 10. Formalne jednostki stratygraficzne czerwonego spągowca basenu północnosudeckiego

Nazwa jednostki	**Kreator nazwy**, historia badań	Pochodzenie nazwy	Miąższość [m]	Opis	Uwagi
Formacja z Bolesławca	**Karnkowski (1981)**, uzupełnienia: Mastalerz (1990); Śliwiński i in. (2003)	od miasta Bolesławiec, woj. dolnośląskie	100–550	według Śliwińskiego i in. (2003) formacja to w przewadze utwory piaskowcowe zaliczane do saksonu; są to osady fluwialne i aluwialne, przede wszystkim arkozowe czerwono-brązowe piaskowce i podrzędnie piaskowce zlepieńcowate, rzadziej zlepieńce, w górnej części profilu wzrasta lokalnie udział mułowców; cechą charakterystyczną w składzie otoczaków jest obecność materiału granitowego; obficie występujące, zwłaszcza w górnej części formacji spoiwa i cementy węglanowe są interpretowane jako horyzonty caliche (Mroczkowski, Skowronek, 1980)	formacja korelowana z formacją z Radkowa w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1994; Mastalerz, 1994); formacja z Bolesławca była również nazywana formacją z Płóczek (Milewicz, 1985a)
Formacja z Wielisławki	**Karnkowski (1981)**, uzupełnienia: Mastalerz (1990); Mastalerz, Raczyński (1993b); Śliwiński i in. (2003)	od nazwy wzniesienia (Wielisławka)	150–950 (z czego 150–350 to kompleks eruptywny), przeciętnie 200–300	utwory wulkanogeniczne i podrzędnie okruchowe skał osadowych; utwory klasyczne to drobniejąca ku górze seria składająca się głównie z czerwonych piaskowców, a lokalnie także zlepieńców i brekcji oraz mułowców; w najwyższej części spotyka się cienkie przewarstwienia wapniste oraz soczewy siarczanów; utwory wulkanogeniczne to dwa cyklotemy rozpoczynające się trachyandezytami, a kończące riolitami i tufami riolitowymi (Kozłowski, Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 1999a, b; Awdankiewicz i in., 2025)	późniejsza nazwa formacja z Wielisławia (Pokorski, 1997) ze względu na priorytet dla kreatora jednostki musi być uznana za nieformalną; formacja z Wielisławki jest korelowana z formacją ze Słupca w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1994; Mastalerz, 1994) lub z Krajanowa (Bossowski, 2007)
Formacja ze Świerzawy	**Karnkowski (1981)**, uzupełnienia: Mastalerz (1990)	od miejscowości Świerzawa, na NE od Jeleniej Góry	70–450	czerwono-brunatne osady piaszczysto-zlepieńcowate tworzące dwa megacyklotemy sedymentacyjne o ziarnie drobniejącym ku górze; w górnej części cyklotemów występują drobnoziarniste piaskowce, mułowce, lokalnie zawierające znaczną domieszkę substancji węglanowej i węglistej; margliste i czarne łupki ze szczątkami flory i słodkowodnymi małżami z rodzaju *Anthracosia* (łupki antrakozjowe – horyzonty I i II – interpretowane jako osady jeziorne, osiągają miąższość do 40 m; Mastalerz, 1988, 1990, 1994; Mastalerz, Wojewoda, 1988; Mastalerz, Raczyński, 1993b); najniższy megacyklotem zamykają tzw. dolne łupki antrakozjowe, wyższy – górne łupki antrakozjowe, ich wiek został określony na podstawie mikroflory na późny karbon (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970)	nazwa wydzielenia litostratygraficznego wywodzi się z wcześniejszych podziałów stratygraficznych z tzw. brzegu południowego synklinorium północnosudeckiego (okolice Świerzawy) (Dziedzic, 1959; Krasoń, 1967). Formacja ze Świerzawy jest korelowana z formacją z Krajanowa w basenie śródsudeckim (Wojewoda, 1994, Mastalerz, 1994) lub z formacją z Ludwikowic (Bossowski, 2007). Obecnie formacja jest przypisana do górnego karbonu (stefanu) Śliwiński i in. (2003) oraz być może częściowo do dolnego autunu; formacja ze Świerzawy była nazywana „formacją ze Starej Kraśnicy" (Bossowski, 2007)

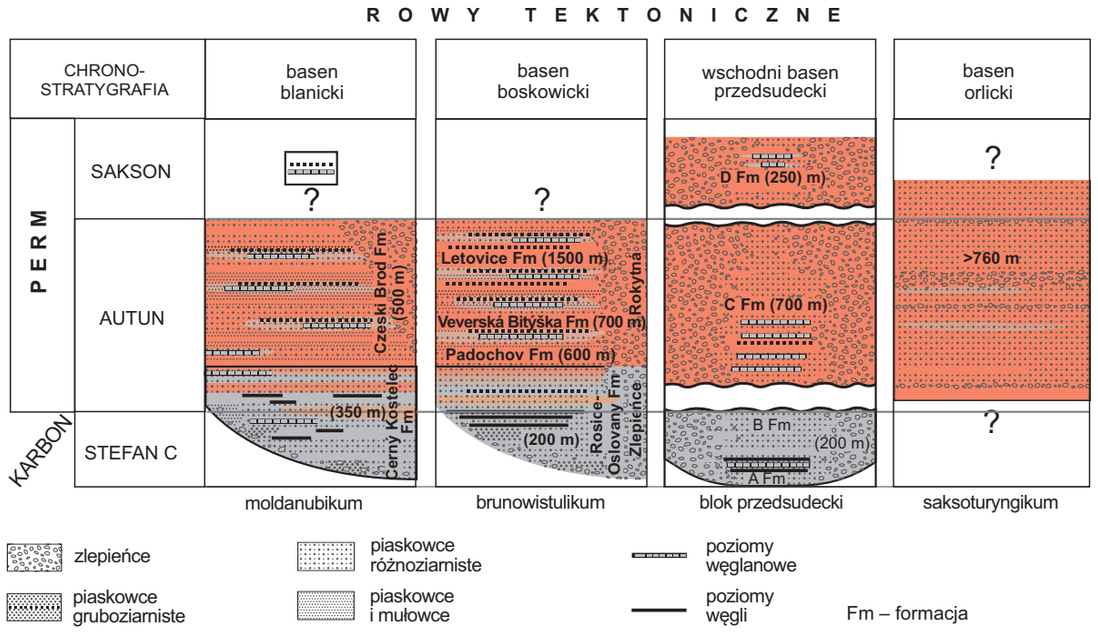


FIG. 15. Korelacja litostratygrafii permu czeskich basenów sedymentacyjnych (wg McCanna i in., 2008; Oplustila i in., 2013, 2016) ze wschodnim basenem przedsudeckim (wg Kiersnowskiego, 1995)

TAB. 11. Charakterystyka formacji z Laskowic Oławskich (wschodni basen przedsudecki)

Formacja z Laskowic Oławskich	
Pochodzenie nazwy	nazwa od otworów Laskowice Oławski IG 1 i IG 2
Historia badań	**Kiersnowski (1983**, 1995)
Obszar występowania	wschodni basen przedsudecki na SE od Wrocławia; określany również jako rów Laskowice Oławskie–Lipowa (Grocholski, 1973; Kiersnowski, 1995)
Profil referencyjny	stratotyp: profile osadów czerwonego spągowca z otworów wiertniczych Laskowice Oławskie IG 1 i IG 2, Odra 1, 4, 5/II, Lipowa IG 1
Podrzędne jednostki stratygraficzne	I (A, B), II (C), III (D) (megasekwencje osadowe: megacyklotemy sedymentacyjne) (Kiersnowski, 1983) mogą odpowiadać oddzielnym formacjom lub ogniwom formacji z Laskowic Oławskich
Miąższość	do 200 m (I megasekwencja), do 700 m (II megasekwencja), ok. 250 m (III megasekwencja)
Opis	klastyczne osady górnego karbonu i dolnego permu; można wyróżnić kolejne sekwencje osadowe w postaci niepełnych megacyklotemów sedymentacyjnych pozbawionych w znacznym stopniu najwyższych drobnoklastycznych członów złożonych z osadów ilastych oraz węglanowych, z tego względu określenie megacyklotem zostało zastąpione terminem megasekwencja; wyróżniono trzy megasekwencje: I (A, B), II (C) i III (D). Megasekwencja (I) składa się z dwóch sekwencji osadowych wyróżnionych w randze nieformalnych formacji (ogniw) A i B: sekwencja A (cykl prosty) i sekwencja B (dolna część cyklu prostego). Sekwencja A to od spągu ciemnoszare i ciemnobrunatne gruboklastyczne osady stożków aluwialnych, okresowych strumieni i równi powodziowych z cienkimi przewarstwieniami węgli, iłowców węglistych, wapieni (głównie poziomy gleb kopalnych; Kiersnowski, 1983; Grotek, Szymkowiak, 1986; Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986). Sekwencja B to ciemnoszare gruboklastyczne osady stożków aluwialnych i okresowych strumieni. Cała megasekwencja I została nachylona tektonicznie i silnie zdenudowana, a jej pierwotna miąższość była zapewne większa. Granica pomiędzy I i II megasekwencją jest erozyjna i dyskordantna. Megasekwencja (II) osadowa (formacja/ ogniwo C) składa się z wielu sekwencji osadowych (dochodzących do 100 m miąższości) w postaci szeregu fluwialnych cykli prostych i rzadziej aluwialnych cykli odwróconych. Są to głównie jasno- i ciemnobrunatne zlepieńce, piaskowce i mułowce z licznymi węglanowymi poziomami gleb kopalnych, sporadycznymi węglanami jeziornymi i cienkimi przewarstwieniami tufitów. Osady te powstawały w środowiskach stożków aluwialnych, fluwialnych (głównie równi powodziowych) i okresowych jezior (Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986). Megasekwencja (III) osadowa (formacja/ogniwo D) reprezentuje słabo czytelny megacykl prosty. Składa się również z szeregu słabo czytelnych sekwencji. Są to brunatne, słabo wysortowane i obtoczone, niedojrzałe teksturalnie zlepieńce o przeważnie rozproszonym szkielecie ziarnowym z dużą zawartością drobnodetrytycznego i ilastego matriks. Są to osady stożków aluwialnych, reprezentujących odmienne stadium w rozwoju basenu, charakteryzujące się szybką subsydencją i częściową zmianą kierunków transportu materiału detrytycznego oraz obszarów alimentacyjnych. W stropie występuję liczne poziomy węglanowe, reprezentujące sekwencję dojrzałych gleb kopalnych

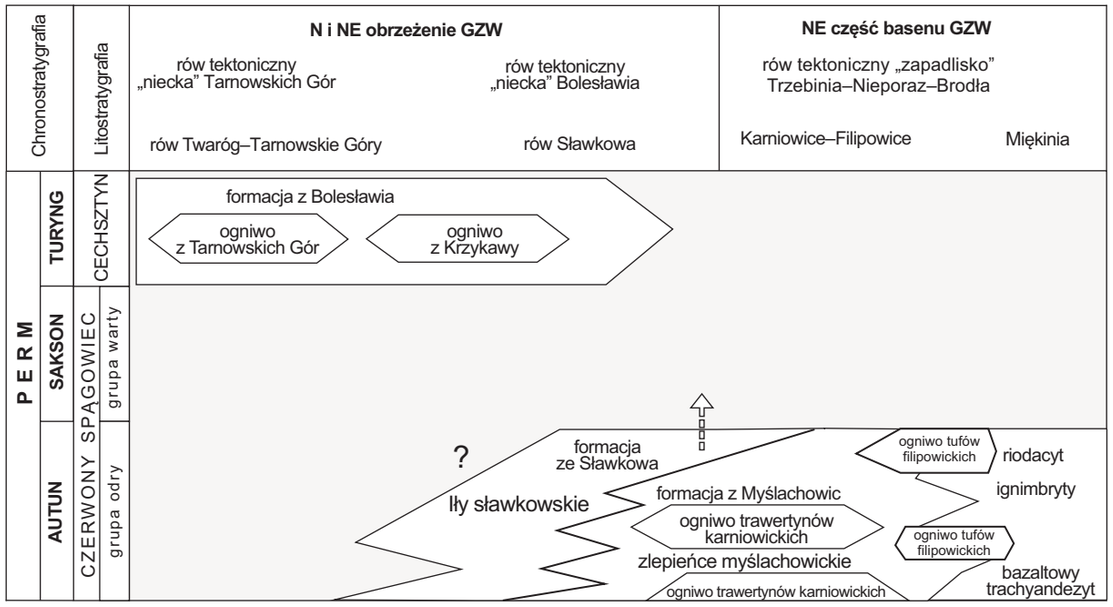


Fig. 16. Nieformalna litostratygrafia permu północnego i NE obrzeżenia GZW oraz wschodniej część GZW: rów Sławkowa i rów Trzebinia–Nieporaz–Brodła (wg Kiersnowskiego, 1991), zmienione;
strzałka oznacza niepewność chronostratygrafii wydzielonych jednostek litostratygraficznych

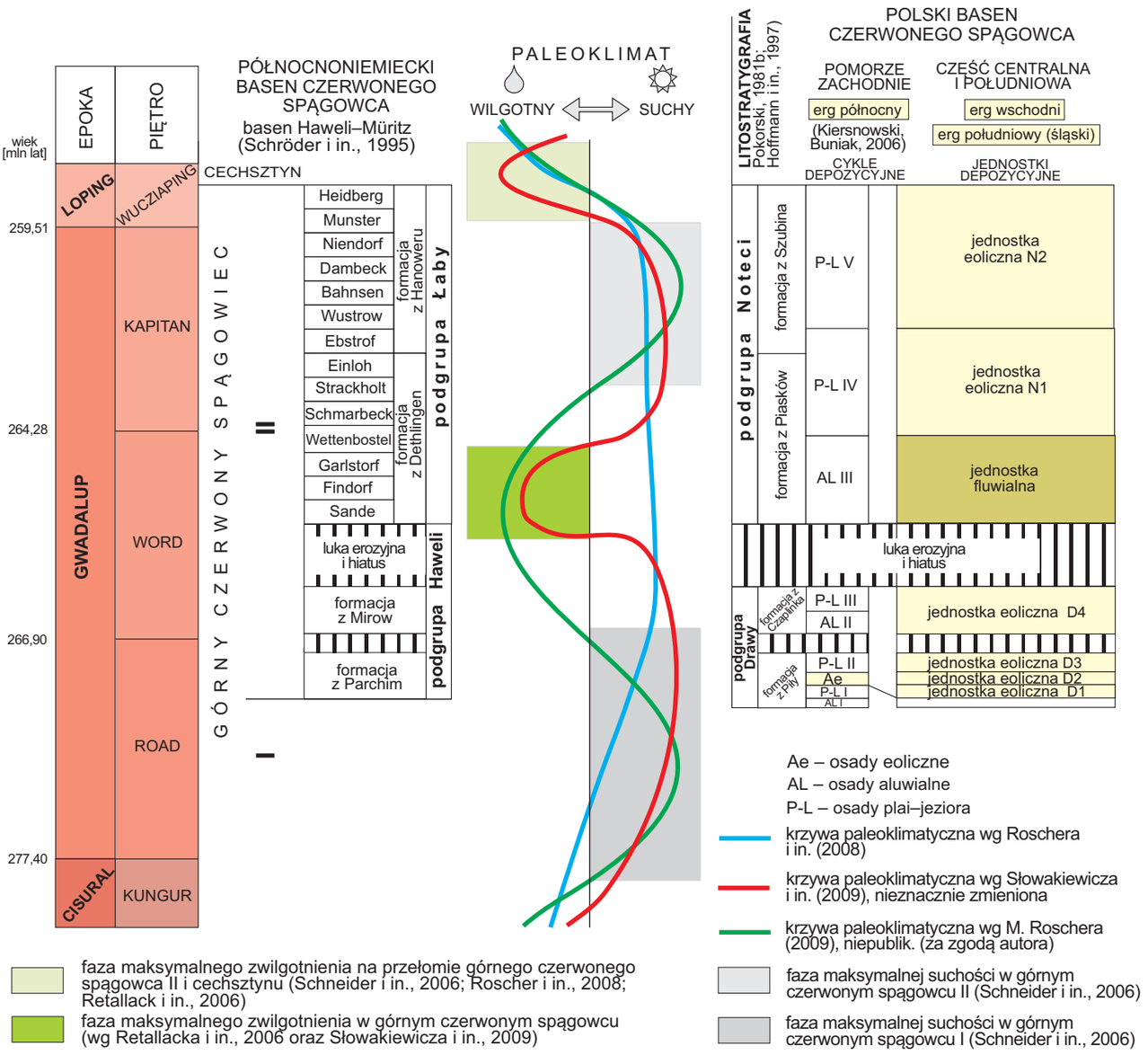


FIG. 17. Krzywa zmian klimatu w środkowym i późnym permie (skala czasowa nie jest liniowa) w basenie polskim i północnoniemieckim górnego czerwonego spągowca w nawiązaniu do podziału litostratygraficznego (wg Kiersnowskiego, 2013, z literaturą tam cytowaną)

Utwory białego spągowca są wyraźnie dwudzielne (Jerzykiewicz i in., 1976; Nemec, Porębski, 1977, 1981; Błaszczyk, 1981; Kaczmarek, 2006). Dolna część profilu powstała w środowisku eolicznym czerwonego spągowca, natomiast górna część białego spągowca (o miąższości do 18 m) to piaskowce „bezstrukturalne" z obfitym cementem węglanowym, przewarstwiane cienkimi zespołami lamin mułowców (Nemec, Porębski, 1977, 1981) i często zawierające ramienionogi z rodzaju *Lingula* (Wyżykowski, 1964; Tokarski, 1967; Alexandrowicz, Słupczyński, 1970; Alexandrowicz, Jarosz, 1971) oraz *Rhynchopora* (Lisiakiewicz, 1979), małże (Błaszczyk, Prymka, 1973; Błaszczyk, 1981) i otwornice, szkarłupnie, małżoraczki i mszywioły (Peryt, 1976; Alexandrowicz i in., 1983), a także bioturbacje (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). Lokalnie na obszarze LGOM poniżej stropowego piaskowca lingulowego jest rejestrowany piaskowiec anhydrytowy (1,2–5 m miąższości; Jarosz, Zaleska, 1977; Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980), prawdopodobnie osad sebhy (Błaszczyk, 1981); niekiedy poniżej piaskowca anhydrytowego występuje ławica dolomitu organogenicznego (3–22 cm miąższości; Jarosz, Zaleska-Kuczmierczyk, 1980).

Na utworach białego spągowca, a poniżej utworów łupku miedzionośnego (bądź utworów wapienia cechsztyńskiego) na obszarze południowej części monokliny przedsudeckiej występują wapienie i dolomity zawierające skamieniałości otwornic, ramienionogów, małżów, szkarłupni, małżoraczków i mszywiołów (Peryt, 1976; Alexandrowicz i in., 1983), określane jako wapień podstawowy (np. Rydzewski, 1969; Kłapciński, 1971; Peryt, 1976, 1989a; Oszczepalski, 1979, 1985). W północnej części monokliny przedsudeckiej, a także na pozostałym obszarze basenu, utwory wapienia podstawowego są rzadko spotykane (np. Stolarczyk, 1972; Karnkowski, 1986b; Wagner, 2018). Na obszarze LGOM dla utworów wapienia podstawowego jest używana górnicza nazwa dolomit graniczny (Oberc, Tomaszewski, 1963; Tomaszewski, 1985, 1991; Tomaszewski, Cygan, 1986). Miąższość dolomitu granicznego tworzącego soczewy o powierzchni kilku hektarów w obrębie depresji i na skłonach elewacji stropu białego spągowca wynosi zazwyczaj kilka – kilkanaście, rzadziej kilkadziesiąt (do ok. 40) centymetrów (Śliwiński, 2000; Kaczmarek i in., 2017).

Cyklotem PZ1

Utwory cyklotemu PZ1 w środkowej części zbiornika to, kolejno, łupek miedzionośny T1, wapień cechsztyński Ca1, anhydryt dolny A1d, najstarsza sól kamienna Na1 i anhydryt górny A1g (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13. W brzeżnej części zbiornika, gdzie są częste luki stratygraficzne, profil cyklotemu PZ1 to miąższa seria wapienia cechsztyńskiego i na ogół cienki, często kilkumetrowy pakiet anhydrytów często gruzłowych, powyżej którego występują utwory dolomitu płytowego lub – dużo rzadziej – dolomitu głównego (np. Peryt, 1977; Peryt, Skowroński, 2021; fig. 22). Seria siarczanowa powyżej wapienia cechsztyńskiego·blisko brzegów zbiornika to anhydryt górny, co jest wynikiem wyraźnego zmniejszenia się zbiornika w trakcie depozycji anhydrytu dolnego oraz jego powiększeniem podczas sedymentacji anhydrytu górnego (Peryt, 1989b). Górna część anhydrytu dolnego przechodzi obocznie w anhydryt środkowy (fig. 23).

Łupek miedzionośny T1 występuje na większej części obszaru basenu cechsztyńskiego z wyjątkiem jego obrzeży. W kompletnym profilu łupek miedzionośny składa się z trzech rytmów litologicznych o charakterze rosnącym (fig. 24). Częstsze są profile dwu- i jednorytmowe, przy czym każdy rytm składa się z dwóch członów; w dolnej części są to łupki ilaste lub ilasto-dolomityczne, a w stropie – łupki dolomityczne (Oszczepalski, 1988). Pojawiające się wyżej

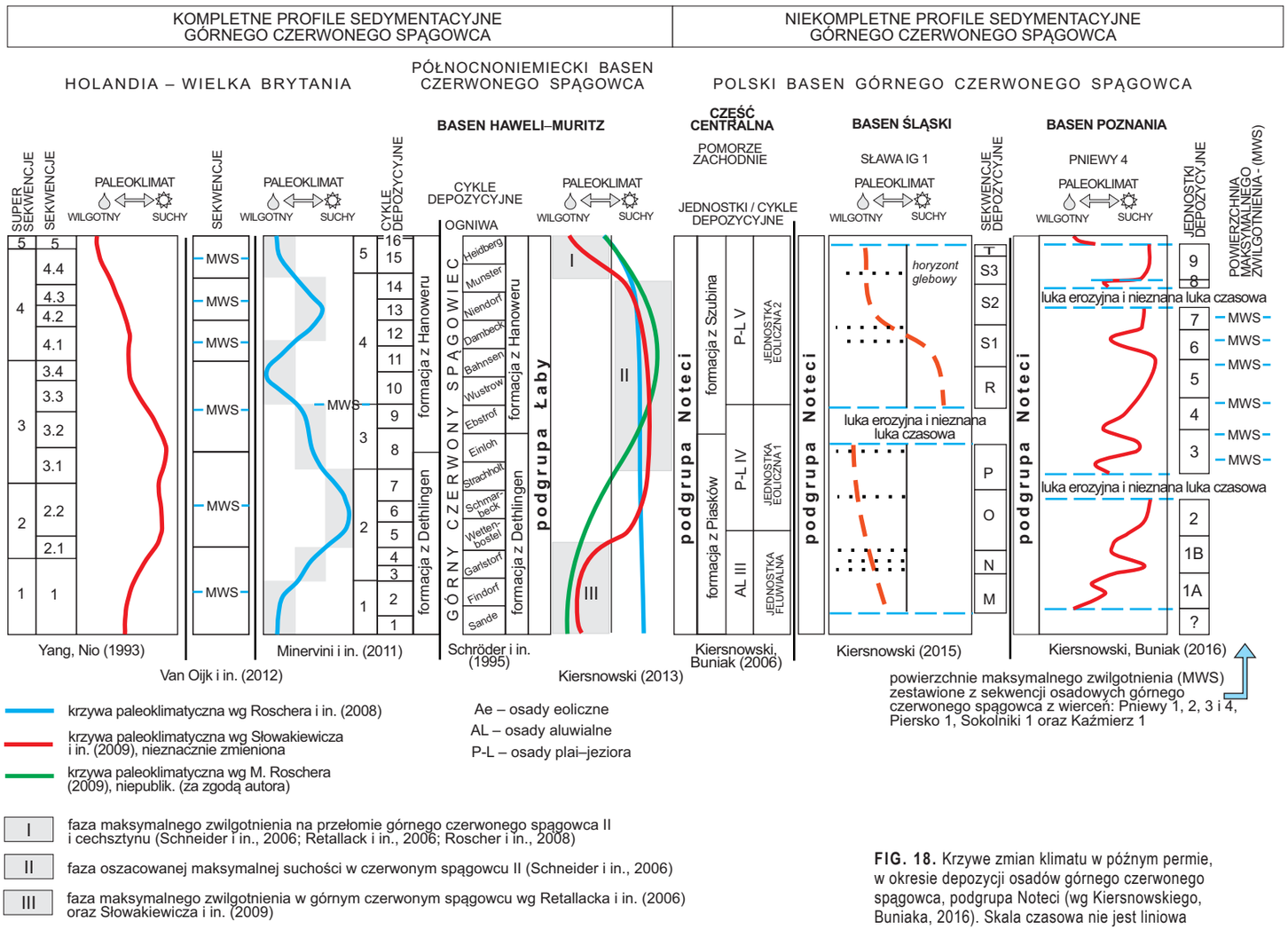


FIG. 18. Krzywe zmian klimatu w późnym permie, w okresie depozycji osadów górnego czerwonego spągowca, podgrupa Noteci (wg Kiersnowskiego, Buniaka, 2016). Skala czasowa nie jest liniowa

w profilu całkowicie zbioturbowane utwory węglanowe rozpoczynają profil wapienia cechsztyńskiego (Peryt, Oszczepalski, 2007; Oszczepalski, Chmielewski, 2023).

Wapień cechsztyński Ca1. Odsłonięcia wapienia cechsztyńskiego są znane z obszaru niecki północnosudeckiej (np. Raczyński, 1996, 1997), a także – nieliczne – z Gór Świętokrzyskich (np. Kostecka, 1966; Pawłowska, 1968b). W strefie brzeżnej zbiornika utwory wapienia cechsztyńskiego leżą na skałach starszego i młodszego paleozoiku, w środkowej części zbiornika – na łupku miedzionośnym albo starszych utworach cechsztynu, bądź też na utworach czerwonego spągowca. Są przykryte utworami anhydrytu dolnego, natomiast w części peryferycznej – przez młodsze jednostki stratygraficzne cechsztynu (najczęściej anhydryt górny).

Podobne w ogólności następstwo litologiczne stwierdzane w różnych częściach zbiornika wapienia cechsztyńskiego było przesłanką do wydzielania zespołów ławic i przeprowadzenie szczegółowego podziału kompleksu skał wapienia cechsztyńskiego, nawiązującego do podziału na cztery poziomy litostratygraficzne (α, ß, γ i δ) wcześniej zdefiniowane na obszarze wschodnich Niemiec (Jankowski, Jung, 1962). Podział taki przeprowadzono na obszarze zachodniej Polski (tab. 16; Alexandrowicz, 1971a, b, 1974; Alexandrowicz, Preidl, 1971, 1972; Motyl-Rakowska, 1971), przy czym w rezultacie zmian diagenetycznych powodujących zatarcie cech strukturalnych i teksturalnych wyróżnienie poszczególnych poziomów może napotykać poważne trudności (Motyl-Rakowska, 1971; Alexandrowicz, 1974). Wydaje się, że z tych względów podział ten nie przyjął się. Kłapciński (1971) i Bereś i in. (1973) przedstawili inne podziały profilu wapienia cechsztyńskiego w rejonie Lubina, przy czym – jak zwrócili uwagę Bereś i in. (1973) i Lorenc (1975) – mogą być one stosowane wyłącznie dla ograniczonych obszarów.

Anhydryt dolny A1d. Na większej części polskiego basenu cechsztyńskiego utwory anhydrytu dolnego są podścielone utworami wapienia cechsztyńskiego (Ca1) i przykryte utworami najstarszej soli kamiennej (Na1) lub anhydrytu górnego (A1g), a ich wyróżnienie nie przedstawia kłopotów z wyjątkiem brzeżnej części zbiornika, gdzie są częste luki stratygraficzne, profil zaś cyklu PZ1 jest reprezentowany przez miąższą serię wapienia cechsztyńskiego i na ogół cienki, często kilkumetrowy pakiet anhydrytów, często gruzłowych, powyżej którego występuję utwory dolomitu płytowego lub – dużo rzadziej – dolomitu głównego (np. Peryt, 1977; Peryt, Skowroński, 2021; fig. 22). Seria siarczanowa występująca powyżej wapienia cechsztyńskiego blisko brzegów zbiornika to anhydryt górny, co jest wynikiem wyraźnego zmniejszenia się zbiornika w trakcie depozycji anhydrytu dolnego oraz jego powiększeniem podczas sedymentacji anhydrytu górnego. Górna część anhydrytu dolnego przechodzi obocznie w anhydryt środkowy A1śr (fig. 23).

Obecność anhydrytu środkowego stwierdzono początkowo w różnych częściach obszaru przedsudeckiego (np. Kłapciński, 1964), przy czym szczególnie dobrze utwory anhydrytu środkowego udokumentowano w rejonie LGOM (Kijewski, Salski, 1978). W rejonie tym Tomaszewski (1981) wprowadził pojęcia (skróty): Na1d, A1śr i Na1g. Anhydryt środkowy występuje także w innych częściach zbiornika, np. w NW Polsce, gdzie osiąga znaczną miąższość na pograniczu peryferycznej i środkowej części zbiornika, będąc przykryty poziomem brekcji anhydrytowej (dotychczas był on zaliczany do anhydrytu górnego – Wagner, 1994), przy czym niekiedy nazywany jest „anhydrytem śródsolnym" (np. Peryt i in., 2005; Czapowski i in., 2017, 2018, 2021). Czapowski i in. (2018) uznali, że pojęcie „anhydryt śródsolny (A1s)" oznacza przewarstwienie anhydrytu dzielącego najstarszą sól kamienną na część dolną (Na1d) i górną (Na1g; zob. fig. 23), ale ten dodatkowy poziom anhydrytowy występuje także w przypadku braku najstarszej soli kamiennej w profilu (patrz niżej), zatem bardziej adekwatne jest stosowanie terminów i skrótów wprowadzonych przez Tomaszewskiego (1981).

Najstarsza sól kamienna (Na1) zalega na utworach anhydrytu dolnego (A1d), a jej nadkład stanowią utwory anhydrytu górnego (A1g) lub – rzadziej – anhydrytu środkowego (A1śr). W rejonie wyniesienia GWP stwierdzono występowanie – na podstawie analizy danych sejsmicznych 3D – pięciu jednostek ewaporatów (a nie trzech – Wagner i in., 1978) powyżej Ca1 a poniżej Ca2 (fig. 22; Dyjaczyński,

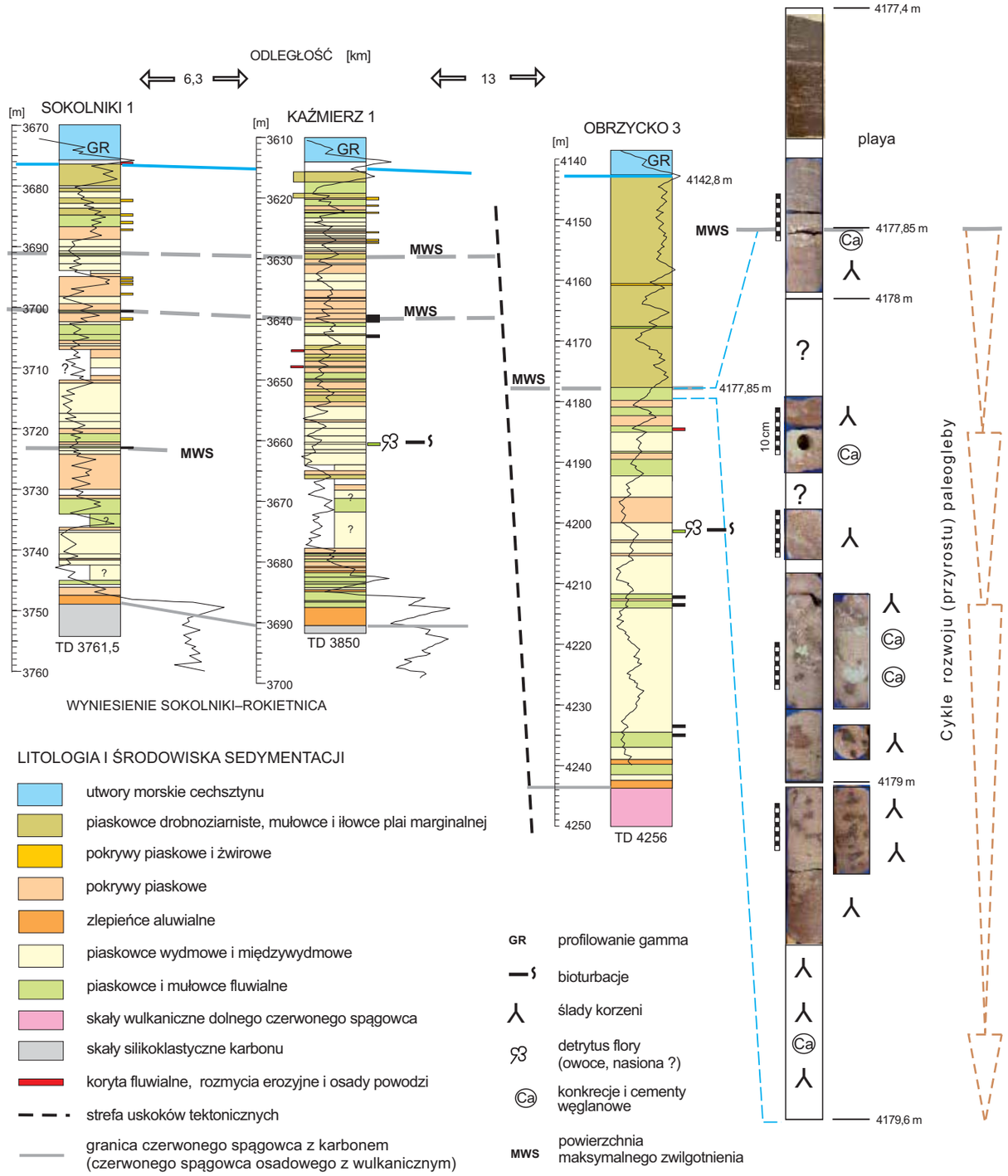


FIG. 19. Korelacja osadów górnego czerwonego spągowca w otworach Sokolniki 1, Kaźmierz 1 i Obrzycko 3 (lokalizacja – patrz fig. 3) pod kątem interpretacji zmian klimatu (wg Kiersnowskiego, Buniaka, 2016: fig. 17); cykle rozwoju paleogleby określono we współpracy ze Z. Mikołajewskim (Orlen)

Peryt, 2014). Oprócz A1d i A1g, obecnych we wszystkich profilach otworów wiertniczych, występują bowiem dwie jednostki halitowe: najstarsza sól kamienna dolna (Na1d) i najstarsza sól kamienna górna (Na1g), rozdzielone anhydrytem środkowym (A1śr). Utwory Na1d są związane z depresjami, natomiast utwory Na1g stwierdza się powyżej platform A1d i zazwyczaj brak ich w środkowej części obszaru występowania Na1d (Dyjaczyński, Peryt, 2014). Świadczy to o przesunięciu depocentrów spowodowanym wieloetapową dehydratacją gipsu, który był pierwotnym minerałem tworzącym platformy siarczanowe; granice: dolna i górna Na1d i A1r, jak również dolna granica Na1g, są silnie diachroniczne (Dyjaczyński, Peryt, 2014).

Wzorcowy profil opracowany dla najstarszej soli kamiennej na obszarze Polski cechuje się stopniowym wzrostem zawartości bromu w części dolnej, utrzymującymi się na stałym poziomie wartościami (przy lekkiej tendencji spadkowej) w jego środkowej części i dużymi wahaniami zawartości bromu w części górnej (Tomassi-Morawiec i in., 2009).

W rejonie Zatoki Puckiej na podstawie zmian zawartości bromu w halicie można wyróżnić kilka cykli (np. w basenie Jastrzębiej Góry – cztery cykle wskazujące na wzrost stężeń macierzystych solanek, a kolejny – na stopniowy jego spadek; w basenie Lisewa – dwa; Tomassi-Morawiec, 2003). Na granicy niektórych cykli, nie pokrywających się z wyróżnionymi granicami facjalnymi, występują cienkie przewarstwienia anhydrytu śródsolnego (Tomassi-Morawiec, 2003).

W przypadku, kiedy powyżej najstarszej soli kamiennej (dolnej) a poniżej najstarszej soli kamiennej górnej Na1g lub brekcji anhydrytowej BrA1 występuje anhydryt, niewątpliwie reprezentuje on anhydryt środkowy.

Anhydryt górny A1g. Utwory anhydrytu górnego przykrywają starsze utwory cechsztyńskie – najstarszej soli kamiennej (dolnej lub górnej), anhydrytu dolnego bądź środkowego lub wapienia cechsztyńskiego; lokalnie w peryferycznej części zbiornika mogą mieć większy zasięg niż wapienia cechsztyńskiego (np. Peryt, 1977). Ponieważ zasięg utworów PZ2 jest mniejszy niż PZ3, w brzeżnych

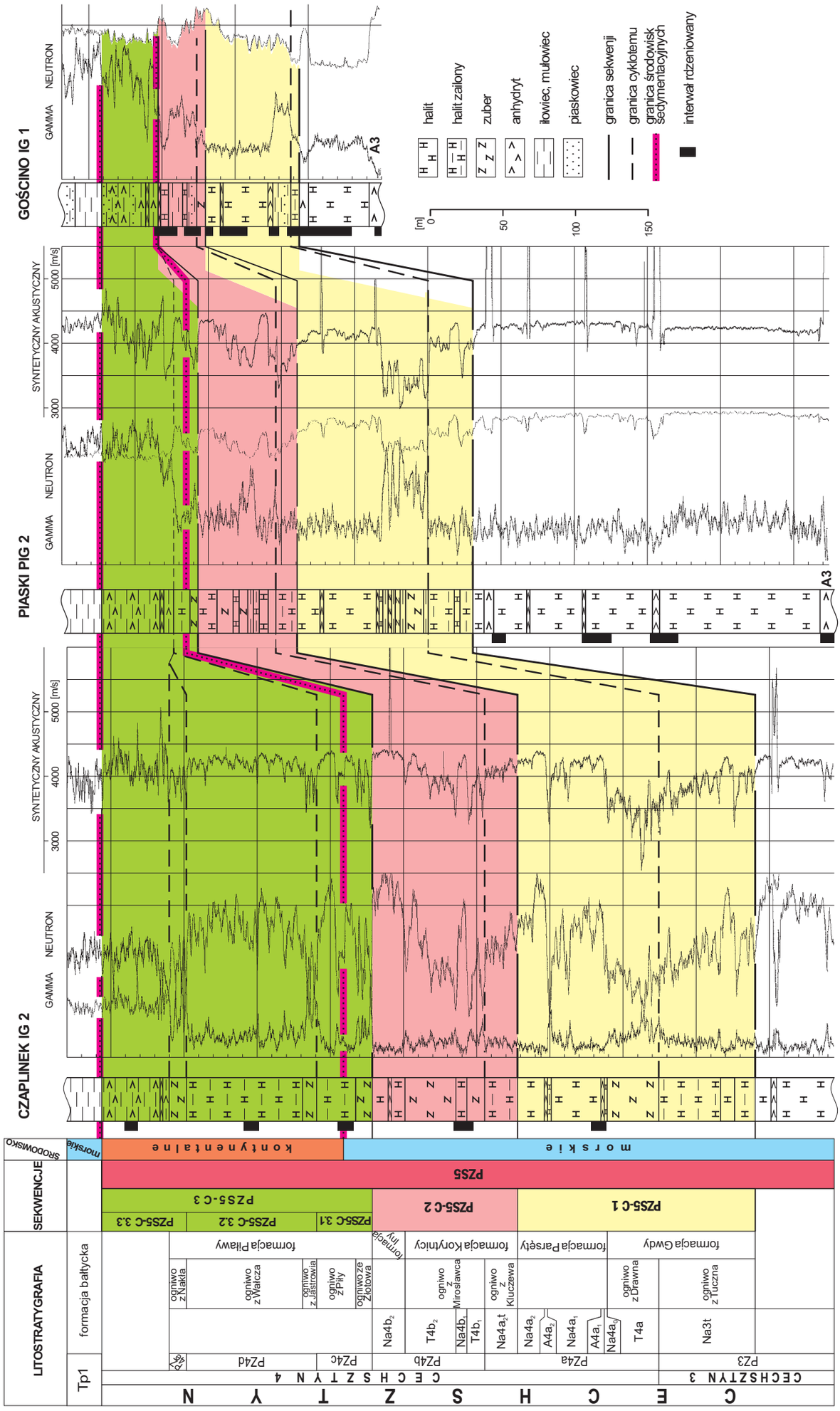


FIG. 20. Korelacja sekwencji klimatycznych w polskim basenie cechsztyńskim (wg Wagnera, Peryta, 1997)

TAB. 12. Terminologia stratygraficzna górnej części cechsztynu w rejonie kujawskim

Jednostki litostratygraficzne i ich symbole wg Wagnera (1987a, b)	Jednostki litostratygraficzne i ich symbole wg Bornemanna i in. (2008) (wg Czapowskiego i in., 2005 są to wydzielenia litologiczne)	Terminologia górnicza wg Czapowskiego i in. (2005)
stropowa seria terygeniczna (PZt)	stropowa seria terygeniczna (PZt)	iły górne
formacje: Korytnicy-Iny-Pilawy	zuber czerwony (Na4t)	zuber czerwony (Na4t)
najmłodsza sól kamienna ilasta (Na4at)	najmłodsza sól kamienna ilasta (Na4at)	sól kamienna ilasta
najmłodsza sól kamienna dolna? (Na4a)	najmłodsza sól kamienna dolna różowa (Na4ro)	najmłodsza sól kamienna różowa (Na4)
	czerwony ił śródsolny (T4s)	ił w obrębie najmłodszej soli kamiennej
	najmłodsza sól kamienna dolna warstwowana (Na4w)	najmłodsza sól kamienna (Na4)
anhydryt pegmatytowy (A4)	anhydryt pegmatytowy (A4a1)	anhydryt pegmatytowy (A4a)
sól podścielająca (Na4a0)	sól podścielająca (Na4a0)	sól podścielająca (Na4a0)
czerwony ił solny dolny?	czerwony ił solny dolny (T4) nie udok.	czerwony ił solny (T4)
młodsza sól kamienna ilasta (Na3t); ogniwo z Kluczewa	zuber brunatny bezteksturalny (Na3t2)	zuber brunatny (T3b)
	zuber brunatny warstwowany (Na3t1)	
młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3)	młodsza sól kamienna stropowa/kryjąca (Na3r)	młodsza stropowa sól kamienna (Na3b); sól „liniowana" górna (Na3b)
	młodsza sól kamienna górna (Na3b)	
	karnalitowiec halitowy (K3kh)	młodsza sól potasowa i warstwy przejściowe (K3); młodsza seria potasonośna (K3)
	młodsza sól kamienna z warstwami soli K-Mg (K3p)	
	karnalitowiec kizerytowy - pokład przemysłowy (K3kp)	
	młodsza sól kamienna dolna (Na3a)	młodsza spągowa sól kamienna (Na3a); sól „liniowana" dolna (Na3a)
anhydryt główny (A3)	anhydryt główny (A3)	anhydryt główny (A3)

częściach zbiornika powyżej anhydrytu górnego występują utwory dolomitu płytowego.

W najniższej części anhydrytu górnego w peryferycznej części zbiornika powszechnie występuje brekcja anhydrytowa (BrA1g); natomiast jest jej brak w środkowej części zbiornika. Brekcja anhydrytowa wskazuje na wynurzenie peryferycznej części zbiornika przed wzrostem poziomu morza, który spowodował rozpoczęcie depozycji osadów anhydrytu górnego.

Najlepiej poznanym obszarem występowania anhydrytu górnego jest rejon Zatoki Puckiej. Anhydryt główny, który ma tam 11,4–34,0 m miąższości, to przewarstwiające się mułowce z gruzłami anhydrytu i grubokrystaliczne anhydryty z częstymi reliktami struktury gruzłowej bądź zlepieńcowej. W najbardziej peryferycznej części zbiornika przeważają iłowce i mułowce (np. Ustka IGH1 – Peryt, Skowroński, 2021). W stronę otwartego zbiornika, anhydryt gruzłowy przechodzi w anhydryt masywny z pseudomorfozami po pionowo rosnących kryształach gipsu, i taka właśnie litologia przeważa w środkowej części syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1990b; Peryt i in., 1996a). Na NW od Gór Świętokrzyskich, po brekcjach i zlepieńcach ilasto-anhydrytowych dolnej części profilu następują masywne siarczany z pseudomorfozami po selenitach trawiastych bądź typu cavoli, a później – siarczany gruzłowe i wstęgowane (Kasprzyk, 1995), które bardziej na południe są przewarstwiane mułowcami i iłowcami. W jeszcze bardziej na południe położonej marginalnej części zbiornika miejsce siarczanów zajmują stromatolity powstałe w środowisku często wynurzanym (Gąsiewicz i in., 1991).

Cyklotem PZ2

Utwory cyklotemu PZ2 w środkowej części zbiornika to, kolejno, dolomit główny Ca2, anhydryt podstawowy A2, starsza sól kamienna Na2 i starsza sól potasowa K2 oraz utwory recesywne cyklu PZ2: sól kamienna kryjąca Na2r i anhydryt kryjący A2r (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13.

Dolomit główny Ca2 występuje powyżej utworów PZ1 (najczęściej anhydrytu górnego) i poniżej anhydrytu podstawowego A2 bądź też – w peryferycznej części zbiornika – dolomitu płytowego; w rejonie Pogorzeli na obszarze przedsudeckim jego podłożem są utwory karbonu (Kwolek, Mikołajewski, 2007).

W kierunku brzegu osady dolomitu głównego stopniowo przechodzą w przewarstwiające się utwory węglanowe i siarczanowe, co dobrze udokumentowano w basenie północnosudeckim (Peryt, Kasprzyk, 1992). Wcześniej w rejonie Sieroszowic stwierdzono pojawianie się w profilu dolomitu głównego przewarstwień anhydrytu (np. Tomaszewski, Kienig, 1972), którego zawartość szybko wzrastała, natomiast skały węglanowe zanikały (np. Tomaszewski, 1962a, b; Podemski, 1965). Podobnie rzecz się przedstawia na obszarze zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1986a). W basenie północnosudeckim udokumentowano przechodzenie, w kierunku brzegu, przewarstwiających się utworów węglanowych i siarczanowych w kompleks siarczanowy, a następnie – w siarczanowo-silikoklastyczny (fig. 20D). Ten ostatni kompleks jest przykryty, w synekliz perybałtyckiej, przez cienkie utwory anhydrytu gruzłowego; jest to facja sebhy anhydrytowej anhydrytu podstawowego (i jednocześnie górna część anhydrytu brzeżnego wyróżnionego przez Wagnera, 1978 i Wagnera i in., 1978). Nie oznacza to wszakże, że miejscami sedymentacja węglanowa w środowisku lagunowym nie mogła być zastępowana przez sedymentację silikoklastyczną.

Anhydryt podstawowy A2 występuje na dolomicie głównym i jest przykryty starszą solą kamienną lub anhydrytem kryjącym. Ma miąższość na ogół kilku do kilkunastu metrów, chociaż miejscami – na obszarze przedsudeckim i Polsce NW – wynosi ona kilkadziesiąt metrów; takie przypadki są związane z najwyższą częścią stoków platform dolomitu głównego oraz lokalnymi basenami w obrębie platform dolomitu głównego (Peryt i in., 1996b). W kierunku środka zbiornika miąższość anhydrytu podstawowego szybko maleje i wynosi z reguły kilka metrów.

Starsza sól kamienna Na2 tworzy olbrzymią część profilu cyklotemu PZ2 w środkowej części basenu. Regularna laminacja siarczanami (rytmity), ślady budowy zonalnej kryształów, wysoka zawartość bromu (100–300 ppm) wskazują na powstanie w otwartym, głębokim basenie solnym, który stopniowo ewoluował w zbiornik typu saliny z rosnącym udziałem depozycji chlorków K–Mg (Czapowski i in., 1990; tab. 15). W profilach starszej soli kamiennej obserwuje się, pomijając anomalnie wysoką zawartość bromu stwierdzoną w najniższej części Na2, powolny wzrost zawartości bromu w dolnej części profilu (odzwierciedlający postępującą ewaporację w warunkach stałego zasilania świeżymi wodami), następnie nagły wzrost zawartości bromu w części środkowej profilu (wskazujący na izolację obszaru sedymentacji), po czym obserwuje się niewielkie wahania wysokiej zawartości bromu w wyżej położonych warstwach soli (Bornemann i in., 2008; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Starsza sól potasowa K2 występuje przede wszystkim w środkowej części zbiornika. W rejonie przedsudeckim jej miąższość wynosi zazwyczaj do 20 m i rzadko przekracza 30 m (Podemski, 1974b). Zasięg tej soli w peryferycznej części zbiornika jest bardzo nieregularny (Podemski, 1974b; K. Dyjaczyński *w*: Czapowski i in., 1990).

Utwory recesywne cyklotemu PZ2 leżą na utworach starszej soli kamiennej (Na2) lub anhydrytu podstawowego (A2), a poniżej szarego iłu solnego (T3) lub dolomitu płytowego (Ca3).

Cyklotem PZ3

Utwory cyklotemu PZ3 w środkowej części zbiornika to, kolejno, szary ił solny T3, dolomit płytowy Ca3, anhydryt główny A3, młodsza sól kamienna Na3 i młodsza sól potasowa K3 (tab. 2). Poziomy te są scharakteryzowane w tabeli 13.

Szary ił solny T3 występuje na całym prawie obszarze polskiego zbiornika cechsztyńskiego, z wyjątkiem najbardziej brzeżnych regionów, powyżej utworów PZ2 lub PZ1. Zasięg występowania dolomitu płytowego Ca3 jest jeszcze większy. Z kolei zasięg anhydrytu głównego A3 jest nieznacznie mniejszy niż zasięg szarego iłu solnego.

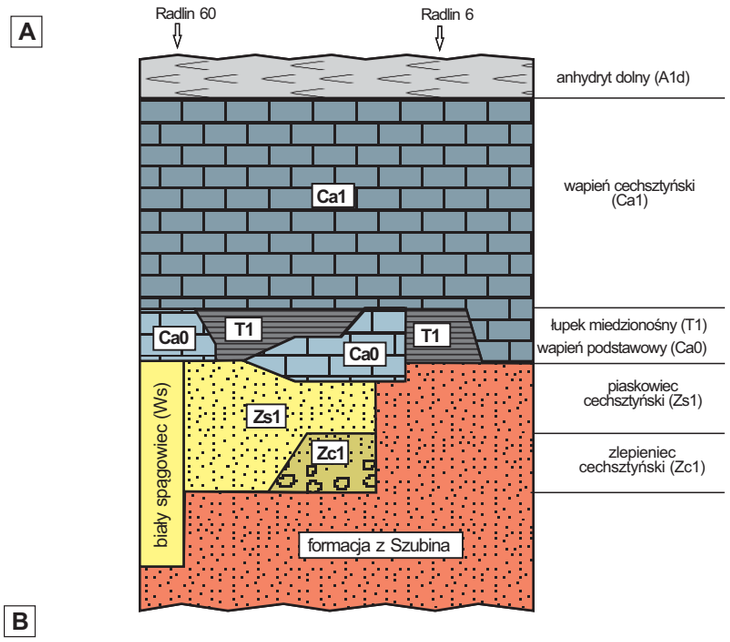
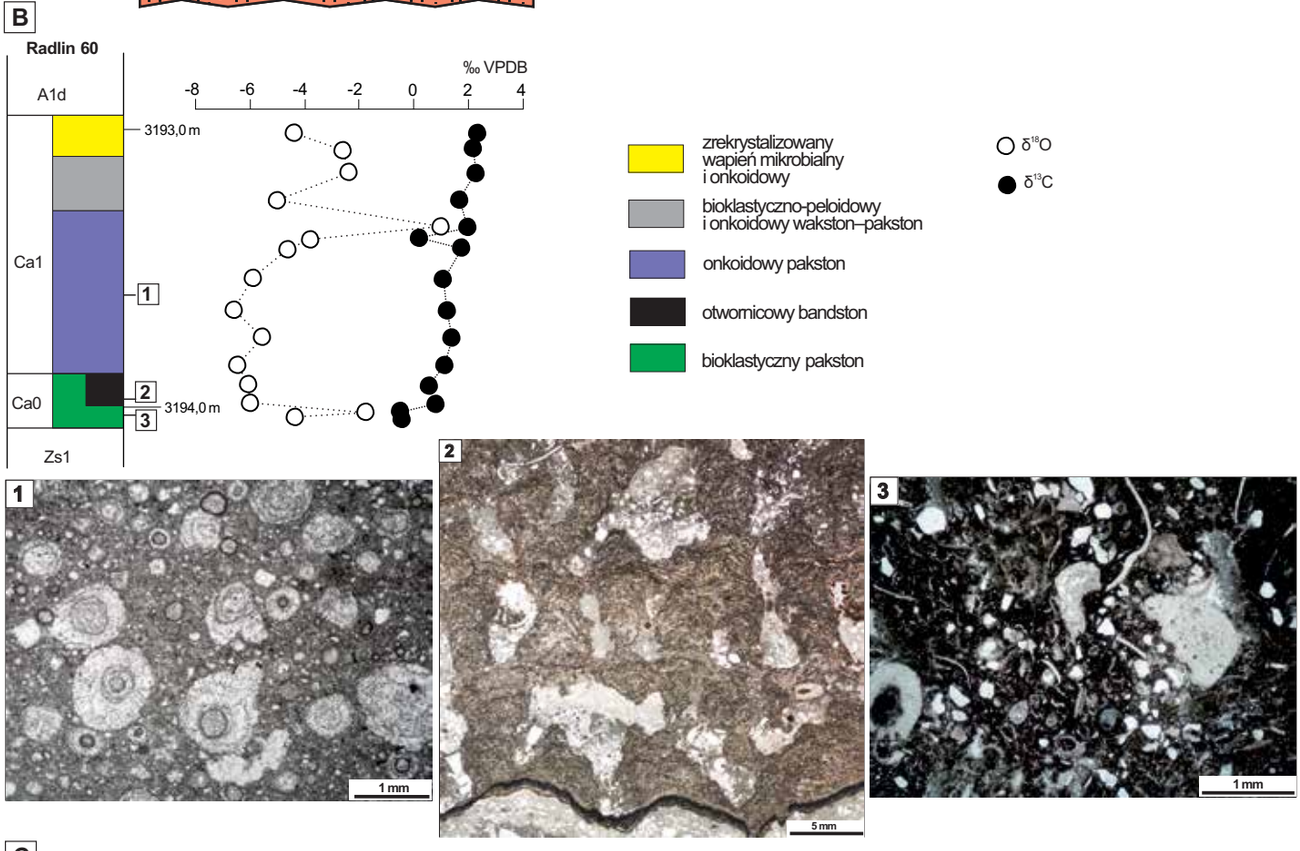
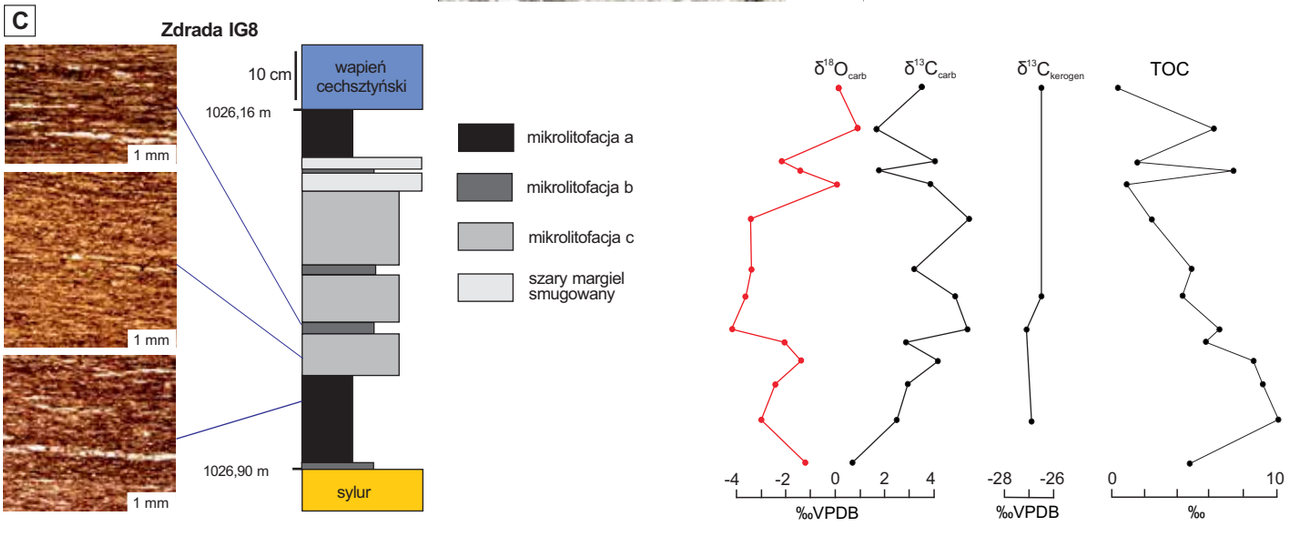


FIG. 21. A – stratygrafia bazalnego cechsztynu w Polsce SW (wg Peryta, Peryt, 2021);
B – utwory węglanowe bazalnego cechsztynu w otworze Radlin 60: profil litologiczny i izotopowy ($\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$) oraz charakterystyczne mikrofacje (wg Peryta, Peryt, 2021);
1 – onkoidowy pakston z onkoidami o złożonej historii wzrostu; **2** – otwornicowy bandston z górnej części wapienia podstawowego; **3** – drobno bioklastyczny pakston o zróżnicowanym składzie bioklastów
C – łupek miedzionośny w otworze Zdrada IG 8 – profil litologiczny i izotopowy ($\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$) oraz charakterystyczne mikrolitofacje (wg Peryta i in., 2012a)





TAB. 13. Charakterystyka wydzieleń w obrębie cyklotemów PZ1–PZ3

Nazwa jednostki	Miąższość [m]	Charakterystyka
Łupek miedzionośny T1	nieznaczna, lecz zmienna, zwykle 0,3–0,6, rzadko ponad 1; do 1,7 w LGOM (Rydzewski, Śliwiński, 2007)	T1 to przeważnie czarne lub ciemnoszare łupki ilaste, ilasto-dolomityczne, dolomityczne i margliste (fig. 21, 24), są to laminowane, drobnoziarniste skały terygeniczne oraz laminowane margle lub margle dolomityczne z nielicznymi przewarstwieniami (o miąższości od 0,5 do kilku centymetrów) o charakterze tempestytów, złożone z bezstrukturowych piaskowców, przekątnie laminowanych mułowców i pyłowców oraz zapiaszczonych madstonów, wakstonów i pakstonów bioklastycznych (Oszczepalski, 1988); na ogół wyróżnia się 2 (Oszczepalski, Rydzewski, 1987), 3 (Peryt i in., 2012a) lub 4 mikrolitofacje (Oszczepalski, 1985; Oszczepalski, Chmielewski, 2021), natomiast Oszczepalski (1988) uwzględniając 11 cech petrograficznych wyodrębnił 7 mikrolitofacji
Wapień cechsztyński Ca1	od ok. 0,1 do 120; na ogół ok. 5–10 w środkowej części basenu i kilkadziesiąt w jego brzeżnej części	na obszarze brzeżnej platformy węglanowej obserwuje się wyraźną cykliczność sedymentacji (Peryt, 1984, 1986a; Śliwiński, 1988; Raczyński, 1997). Cykle te są asymetryczne i cechują się rozbudowanym członem regresywnym i zredukowanym – transgresywnym, świadczącym o szybkiej transgresji. Dolna część profilu Ca1 w brzeżnej części basenu jest często zdominowana przez madstony i rzadziej występujące wakstony. W najniższej części na ogół występują utwory silnie zailone o miąższości kilku metrów. Madstony i wakstony przechodzą w kierunku brzegu basenu w ooidowe pakstony i greinstony, a te z kolei – w utwory silikoklastyczne (Czajor, Wagner, 1973; Kowalczewski, Rup, 1989; Raczyński, 1997). W górnej części profilu w brzeżnej części basenu dominują facje ziarniste, głównie ooidowe greinstony i pakstony (fig. 25); przechodzą one w kierunku basenu w peloidowe i bioklastyczne pakstony, wakstony i madstony. Na granicy brzeżnej i środkowej części basenu często występują rafy, utworzone z bandstonów i pakstonów, a niekiedy akumulacje o charakterze barier. Głównymi organizmami rafotwórczymi były mszywioły, otwornice płożące oraz glon *Archaeolithoporella* (Peryt, 1981), przy czym bardzo ważną rolę odgrywała podmorska cementacja (Peryt, 1984). W środkowej części basenu w najniższej części profilu przeważają dolomity bioklastyczne, zwykle zapiaszczone, wyżej występują onkolity i stromatolity, a w stropie – mikrobiality (fig. 26; Szaniawski, 1970; Podemski, 1973; Piekarska, Kwiatkowski, 1975; Peryt, Piątkowski, 1977; Piątkowski, 1980). W SW Polsce częste są profile skondensowane, o miąższości poniżej 2,5 m (Peryt, Ważny, 1978, 1980), niekiedy <1 m (Dyjaczyński, Peryt, 2014); są to głównie peloidowe i bioklastyczne wakstony i pakstony oraz onkoidowe pakstony (Peryt i in., 2015). W najniższej części profili rafowych, związanych z wyniesieniem GWP, występują brekcje, zlepieńce bądź wapienie bioklastyczne z ekstraklastami. Wyżej w profilu dominują bioklastyczne pakstony i greinstony, często z obfitą cementacją aragonitową (fig. 27; Dyjaczyński i in., 1997; Peryt i in., 2012b; Fheed i in., 2015, 2022; Raczyński i in., 2016). W profilu można wyróżnić dwie wyraźne fazy wzrostu raf mszywiołowych – w dolnej i środkowej części profilu, natomiast w górnej części dominowały rafy mikrobialne (Peryt i in., 2016; Raczyński i in., 2017). W najwyższej części profilu występują utwory mikrobialne z przewarstwieniami pizolitów (Dyjaczyński i in., 2001; Kiersnowski i in., 2010; Peryt i in., 2020). Utwory wapienia cechsztyńskiego zawierają bogaty miejscami zestaw skamieniałości obejmujący mszywioły, małże, ramienionogi, ślimaki, małżoraczki, szkarłupnie, otwornice, wieloszczety i konodonty, a także rośliny paprociolistne i szpilkowe oraz miospory i akritarchy (Pajchlowa, Wagner, 2001), a ostatnio udokumentowano skamieniałości ryb (Dankina i in., 2021, 2023). Szczególnie często skamieniałości występują w rafach związanych z wyniesieniem GWP (Peryt i in., 2012b; Raczyński i in., 2016; Fheed, 2019)
Anhydryt dolny A1d	na ogół <50 w środkowej części basenu (Peryt, Antonowicz, 1990), w peryferycznej części najczęściej 20–50, ale w strefach platform anhydrytowych (tzw. wałów) do ~200 (Dyjaczyński, Wolny, 1978)	w najniższej części A1d w peryferycznej części basenu występują anhydryty gruzłowe o miąższości kilku metrów, powstałe w środowisku subaeralnym do bardzo płytkiego subakwalnego (Peryt, 1994). Po nich na ogół następują anhydryty warstwowane, często smużyste u dołu, z reliktami selenitów, powstałe w środowisku subakwalnym, a następnie – anhydryty masywne o miąższości kilkudziesięciu, a nawet przeszło 100 m, lub anhydryty laminowane. Anhydryty masywne zawierają miejscami pseudomorfozy po kryształach selenitu o wysokości kilku centymetrów. Niekiedy w ich obrębie występują przewarstwienia wykazujące teksturę brekcjową, powstałą w wyniku fragmentacji selenitów i lokalnego transportu tak powstałych fragmentów. Dalszy ich transport, a także ziarn gipsu, wytrąconych w środowisku saliny, prowadził do wykształcenia się uziarnienia frakcjonalnego, dość często obserwowanego przede wszystkim na pograniczu peryferycznej i centralnej części basenu (Peryt i in., 1993), ale także w obrębie peryferycznej części basenu. W środkowej części basenu występują anhydryty gruzłowe, na ogół wyraźnie warstwowane, następnie – warstwowane, na ogół zrekrystalizowane, po czym szybko pojawiają się – dominujące w profilu – anhydryty laminowane, często wykazujące cykliczność solarną. Anhydryty laminowane budują także często znaczną część profilu pogranicza peryferycznej i środkowej części basenu, przy czym w takich wypadkach laminitom, które są często pofalowane i powyginane, o zmiennym nachyleniu lamin, towarzyszą anhydryty pasemkowane uziarnione frakcjonalnie
Najstarsza sól kamienna Na1	do 350 (Dyjaczyński, Wolny, 1978; Czapowski i in., 1993; Wróblewska, Wójcicki, 2023)	badania makroskopowe rdzeni wiertniczych najpierw z rejonu Zatoki Puckiej (Czapowski, 1983, 1987), a następnie z pozostałych części polskiego basenu cechsztyńskiego (Czapowski i in., 1993) umożliwiły wyróżnienie strukturalnych jednostek halitowych, co w połączeniu z analizą struktur sedymentacyjnych, cech deformacyjnych oraz określeniem zawartości bromu pozwoliło na przypisanie cech diagnostycznych do różnych środowisk sedymentacyjnych polskich ewaporatów chlorkowych (tab. 14). W górnej części profilu Na1 w rejonie Zatoki Puckiej, a także na obszarze przedsudeckim, występuje sól „zanieczyszczona" (Na1B; Czapowski, 1983; Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985), będąca odpowiednikiem soli „descendentnych" *sensu* Poborski (1975, 1980), powstałych w nieco odmiennych warunkach w tym samym basenie sedymentacyjnym, w którym powstawały sole „czyste" (Na1A). Sole „czyste" cechują się wyższą średnią ważoną zawartością chlorku sodu (96,74%) w porównaniu z solami „zanieczyszczonymi" (95,15%), a także wyższą średnią zawartością bromu (odpowiednio: 105 i 84 ppm). W górnej części „soli zanieczyszczonych" w rejonie Zatoki Puckiej występują przewarstwienia polihalitu (do 6,5 m – Chłapowo IG 1) i chlorkowych soli potasowo-magnezowych (do 14,1 m – Chałupy IG 3; Werner, 1972; Stępniewski, 1973; Pizon i in., 1985; Peryt i in., 1998, 2005)
Anhydryt górny A1g	gł. kilkadziesiąt (Peryt i in., 1996a)	profil A1g w peryferycznej części basenu powszechnie rozpoczyna brekcja anhydrytowa (BrA1g); często są to mułowce bądź iłowce z okruchami i gruzłami anhydrytu (np. Kłapciński, 1964; Podemski, 1965; Szaniawski, 1966; Wagner, 1968; Lorenc, 1975; Peryt, 1977; Tomaszewski, 1978; Peryt, Kasprzyk, 1992). W kierunku brzegu brekcja ta przechodzi w mułowce terygenicznej serii recesywnej T1r (Wagner i in., 1978). W profilach powstałych w najgłębszej części basenu (np. w otworze Bydgoszcz IG 1 – Peryt, 2011a; Grudziądz IG 1 – Peryt, 2011b) brekcji anhydrytowej brak. W środkowej części basenu występują anhydryty laminowane. Najlepiej poznanym obszarem występowania A1g jest rejon Zatoki Puckiej (Peryt, 1990b, 1991). Anhydryt główny (11,4–34,0 m miąższości) to przewarstwiające się mułowce z gruzłami anhydrytu (przeważają iłowce i mułowce – np. Peryt, Skowroński, 2021: fig. 22). i grubokrystaliczne anhydryty z częstymi reliktami struktury gruzłowej bądź zlepieńcowej, w stronę otwartego basenu przechodzące w anhydryt masywny z pseudomorfozami po pionowo rosnących kryształach gipsu (Peryt, 1990b; Peryt i in., 1996a)
Dolomit główny (Ca2)	15-60 (maks. 190) na obszarze peryferycznej części basenu, kilka w jego środkowej części (Dyjaczyński, Wolny, 1978; Wagner i in., 1978)	w kierunku brzegu osady Ca2 stopniowo przechodzą w przewarstwiające się utwory węglanowe i siarczanowe (np. Tomaszewski, 1962a, b; Podemski, 1965; Tomaszewski, Kienig, 1972; Peryt, Kasprzyk, 1992), a następnie – w kompleks siarczanowo-silikoklastyczny przykryty przez cienkie utwory anhydrytu gruzłowego. Na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej w dolnej części profilu występują niekiedy bandstony stromatolitowe oraz pakstony bioklastyczne, w górnej zaś głównie wakstony z przewarstwieniami laminowanych łupków (Wagner, 1994; Peryt, Skowroński, 2021). W peryferycznej części basenu Ca2 na obszarze przedsudeckim w profilu dolomitu głównego dominują madstony, niekiedy bioklastyczne wakstony, z przewarstwieniami pakstonów i greinstonów ooidowych i rzadziej onkoidowych, a także stromatolitów (fig. 28); niekiedy spotyka się profile w całości (lub w przeważającej części) zbudowane z ooidowych greinstonów i pakstonów (np. Dyjaczyński, Wolny, 1978; Peryt, 1978b,c, 1986a; Protas, 1982, 2000; Głowacki, 1986; Peryt, Dyjaczyński, 1991; Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Słowakiewicz, Mikołajewski, 2009, 2011; Kwolek, Mikołajewski, 2010; Gąsiewicz, 2013; Kosakowski, Krajewski, 2014, 2015; Mikołajewski i in., 2019). Na izolowanych platformach Ca2, satelitarnych względem platformy peryferycznej, powstały głównie ooidowe greinstony i pakstony (fig. 29) bądź intraklastyczne pakstony, rzadziej intraklastyczne rudstony i bandstony (Mikołajewski i in., 2019). Na stokach izolowanych platform Ca2 często obserwuje się obecność rudstonów czy uziarnienia frakcjonalnego (np. Peryt, 1978c; Mikołajewski i in., 2019). Strefę przejściową między peryferyczną a środkową częścią basenu cechuje bardzo duża zmienność typu osadów, a niekiedy – obecność struktur deformacyjnych. W kilku przypadkach stwierdzono obecność osadów wadycznych bądź stromatolitów w najniższej części Ca2 (Peryt, 1983, 1992); są one przykryte osadami madstonami i wakstonami z bioklastami (fig. 29). W środkowej części basenu występują madstony i wakstony, rzadko pakstony i bandstony, często – zwłaszcza w górnej części Ca2 – laminowane, wzbogacone w materię organiczną (Wagner i in., 1978). Zespół skamieniałości w Ca2 jest ubogi w porównaniu z Ca1 i obejmuje małże, ślimaki, otwornice, małżoraczki, mikrospory, akritarchy i zielenice (Pajchlowa, Wagner, 2001), a ponadto inne glony (*Mizzia* – Peryt, 1986a; Słowakiewicz, Mikołajewski, 2011; Kosakowski, Krajewski, 2014; *Archaeolithoporella* i *Archaeolithophyllum* – Słowakiewicz, Mikołajewski, 2011) oraz mszywioły inkrustujące (Peryt, 1978c)
Anhydryt podstawowy A2	na ogół kilka–kilkanaście, w środkowej części basenu z reguły kilka; 10–15 w Kłodawie (Chandij, 1976)	w SW Polsce w dolnej części A2 występują biolaminity i anhydryty gruzłowe, a w górnej – anhydryty z pseudomorfozami po kryształach selenitowych (Peryt i in., 1996b), które były przez Kłapcińskiego (1967, 1991) nazwane kawernowatymi. Na obszarze platformy ewaporatowej PZ1 anhydryt stromatolitowy występujący w dolnej części A2 przechodzi ku górze w anhydryt warstwowany z pseudomorfozami po kryształach anhydrytu, lokalnie z przewarstwieniami halitu, po którym następuje anhydryt laminowany z przewarstwieniami halitu (Kovalevych i in., 2008). W środkowej części syneklizy perybałtyckiej występują anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach selenitu i następnie laminowane anhydryty, a bliżej brzegów – anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach selenitu i rzadko anhydryty warstwowane (Peryt i in., 1996b). Podobne stosunki są charakterystyczne dla wschodniej i NW Polski, przy czym w przypadku małej miąższości A2 występują anhydryty gruzłowe, co stwierdzono także na północ od Gór Świętokrzyskich (Kasprzyk, 1995)
Starsza sól kamienna Na2	w środkowej części basenu >400; w Kłodawie 300 (Werner i in., 1960); w peryferycznej części basenu <100	Na2 to biały lub beżowy, przezroczysty halit, wykazujący różne sekwencje jednostek strukturalnych soli (A + B + C, A + B, B + C, B + D) i różne pierwotne struktury sedymentacyjne (tab. 14). Dominuje sól równokrystalicza, średnio-grubokrystaliczna, regularnie laminowana. Laminy anhydrytowo-solne mają grubość do 15 mm, odstępy między nimi zmieniają się od 9 mm do 30 cm, zazwyczaj wynoszą 5–10 cm. W pobliżu kontaktu z ogniwem starszej soli potasowej laminacja jest gęstsza, co 10–26 mm. Seria/warstwy przejściowe (Na2 + K2), o miąższości 5–8 m, to sól kamienna początkowo laminowana co 1–3 cm piaskiem anhydrytowym z domieszką iłu, a wyżej bez laminacji (Burliga i in., 2004 *fide* Tomassi-Morawiec i in., 2009)
Starsza sól potasowa K2	10–60 (Wagner i in., 1981); 6–12 w Kłodawie	K2, występujące zazwyczaj w środkowej części basenu, to rytmity z naprzemiennie występującymi laminami i warstwami soli kamiennej i halito-sylwinitu (o miąższości centymetrowej i decymetrowej) i cienkimi warstewkami białego kizerytu i szarego anhydrytu, akcesorycznie także karnalitu i polihalitu (Werner i in., 1960; Hanczke, 1969; Stańczyk-Stasik, 1976). W Kłodawie dolna część skał jest określana jako karnalitowiec kizerytowy, a w górnej – sól twarda anhydrytowo-kizerytowo-polihalitowa (Werner i in., 1960; Chandij, 1976)
Sól kamienna kryjąca (Na2r)	0,5–10,0 (Podemski, 1972); 1, 3 w Kłodawie	sól kamienna o charakterystycznym, czerwonym lub pomarańczowym zabarwieniu, zbudowana z soli różno- i grubokrystalicznej, zwykle laminowanej równolegle piaskiem anhydrytowym z domieszką iłu, miejscami bezteksturalnej (Tomassi-Morawiec i in., 2009)
Anhydryt kryjący (A2r)	ok. 0,15–6,0 (Podemski, 1973; ok. 1 w Kłodawie)	najlepiej poznany w SW Polsce, gdzie jego dolna część (o miąższości 1,1–2,2 m) to anhydryt warstwowany lub laminowany (pierwotnym osadem był gips klastyczny frakcji piaszczystej lub pyłowej), a górna część (0,3–2,2 m miąższości) to anhydryt gruzłowy z centymetrowymi przewarstwieniami biolaminitów (Peryt i in., 1996b). Podobne wykształcenia anhydrytu kryjącego stwierdzono w innych obszarach basenu, chociaż niekiedy, jak np. w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, anhydryt kryjący o miąższości 2,1 m to anhydryt gruzłowy (Kasprzyk, 1995). W Kłodawie anhydryt kryjący (A2r), o grubości 15–25 cm, jest szary, laminowany równolegle iłem, z gniazdami soli kamiennej, w stropie i spągu bezteksturalny
Szary ił solny T3	od <1 do 14 (Podemski, 1965; Dębski, 1983); w centrum basenu na ogół 1,5–3,0	iłowce szare, w stropie lokalnie dolomitowe, są wykształcone na całym prawie obszarze polskiego basenu cechsztyńskiego z wyjątkiem najbardziej brzeżnych regionów, powyżej utworów PZ2 lub PZ1. Iłowce i mułowce barwy często zielonkawo-szarej; miejscami iłowce mają barwę czerwoną lub czerwono-brunatną. W rejonie Zatoki Puckiej iłowce i mułowce – powstałe w głębszej części laguny – są przykryte drobnoziarnistymi, często pylastymi, piaskowcami powstałymi w środowisku płytszym; na granicy z Ca3 występują rudstony składające się z drobnoziarnistego, dobrze wysortowanego piasku z rzadkimi intraklastami węglanowymi oraz bioklastami (Czapowski i in., 1991)

TAB. 13. cd.

Nazwa jednostki	Miąższość [m]	Charakterystyka
Dolomit płytowy Ca3	od ok. 0,2 w środkowej części basenu, do >40 w jego brzeżnej części	w brzeżnej części basenu dużą część profilu dolomitu płytowego stanowią mikrobialne biolaminoidy z przewarstwieniami stromatolitów, madstonów, bioklastycznych wakstonów i pakstonów oraz muszlowców, peloidowych wakstonów i pakstonów, oolitów i rudstonów, budujących brzeżne platformy węglanowe (fig. 30, 31; Karwowski, 1985; Gąsiewicz i in., 1987; Gąsiewicz, Peryt, 1989a, b; Kowalczewski, Rup, 1989; Gąsiewicz, 1990; Peryt, 1990a; Raczyński, 1997; Brehm i in., 2002), w której utwory systemu sebhy były oddzielone od pozostałej części basenu barierami piasków ooidowych (np. Gąsiewicz, 1988, 2010); w barierze ooidowej w rejonie Mechelinek i Wejherowa wyróżniono pięć cykli sedymentacyjnych, złożonych z dolnego członu laminoidowego i górnego – oolitowego (Gąsiewicz, 1985). W strefie stoku platformy w dolnej części występują silnie zailone madstony z cienkimi przewarstwieniami bioklastycznego pakstonu, a w środkowej i górnej części – laminity mikrobialne, przykryte utworami peloidowymi (np. Peryt, Kasprzyk, 1992) W środkowej części basenu występują silnie zailone zbioturbowane madstony o niewielkiej miąższości (Piątkowski, 1977, 1988; Piątkowska, 1982; Gąsiewicz, Peryt, 1989a). Inwentarz skamieniałości stwierdzonych w utworach Ca3 obejmuje otwornice, małże (*Liebea squamosa*, *Schizodus rotundatus*), ślimaki, małżoraczki, mszywioły inkrustujące oraz glony (*Calcinema* i *Algites*) (Podemski, 1965; Raczyński, 1997; Pajchlowa, Wagner, 2001)
Anhydryt główny A3	przeważnie 25–50	na ogół anhydryty przekrystalizowane; najprawdopodobniej pierwotnie były to warstwowane selenity. W dolnej części profilu występują anhydryty grużłowe, wyżej – anhydryty masywne, zazwyczaj z pseudomorfozami po kryształach selenitu (anhydryty szkieletowe) i rzadkimi przewarstwieniami anhydrytu laminowanego (np. Kasprzyk, 1992). Na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich anhydryty szkieletowe górnej części anhydrytu głównego są przesycone cementem halitowym i uważane za fację przejściową między siarczanami i halitem (Kasprzyk, 1995)
Młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3)	pierwotna do 350 (Wagner i in., 1981), w tym soli K-Mg do 35 (Poborski i in., 1956; Charysz, 1973; Chandij, 1976)	cechy litologiczne i analiza zawartości bromu umożliwiły wyróżnienie kilku facji solnych w obrębie utworów młodszej soli kamiennej (tab. 15). Sole potasowo-magnezowe i składają się głównie z chlorków typu karnalitu i kizerytu (Hanczke, 1969; Orska, Werner, 1987), rzadko z przewarstwieniami polihalitu (Podemski, 1972). W młodszej soli potasowej w Kłodawie występują systemy szczelin powstałych wskutek wysychania o głębokości do 1,5 m; opisywano je także jako struktury poligonalne (Poborska-Młynarska, 1984; Tarka, 1989; Garlicki, 1991; Tomassi-Morawiec i in., 2009). Pojedyncze szczeliny (o głębokości 40 cm) zaobserwowano także w górnej młodszej soli kamiennej (Tarka, 1989). W Kłodawie młodsza sól kamienna górna jest przykryta zubrem brunatnym (Na3t) o miąższości szacowanej na 150–160 m (Werner i in., 1960)

W rejonie LGOM Kłapciński (1966b) wydzielił – na podstawie różnic teksturalnych – cztery ogniwa anhydrytu głównego: anhydryty pseudosferolityczne (o miąższości 2,1–8,0 m), anhydryty sferolityczne (11,7–20,4 m), anhydryty kryptosferolityczne (0–15,8 m) oraz gipsy wielkoziarniste (0,5–3,5 m). W środkowej części zbiornika, w otworze Piła IG 1, Reimann i Richter (1991) wyróżnili szereg jednostek na podstawie występowania charakterystycznych struktur i tekstur, odzwierciedlających głównie niewielką zawartość minerałów węglanowych (dość często jest to magnezyt) oraz materiału ilastego (fig. 32). Istnieje możliwość korelacji poszczególnych pakietów anhydrytu głównego w profilu otworu Piła IG 1 z rejonem Hanoweru (fig. 33), ale z drugiej strony jest to zgoła niemożliwe w przypadku otworu Strzelce Krajeńskie IG 1 (M. Reimann, 1991 w: Peryt, 2010). Jak zwrócili uwagę Reimann i Richter (1991), istnienie ciągłych przejść między wyróżnianymi teksturami, a także duża rola subiektywizmu przy opisywaniu tekstur powodują, że korelacja profili jest problematyczna.

Młodsza sól kamienna (Na3) i młodsza sól potasowa (K3). Seria solna cyklotemu PZ3 jest dzielona na następujące główne jednostki stratygraficzne (wg Tomassi-Morawiec i in., 2009 – ogniwa): młodszą sól kamienną dolną (Na3a), młodszą sól potasową (K3) i młodszą sól kamienną górną (Na3b). W najwyższej części młodszej soli kamiennej pojawiają się przewarstwienia czerwonych iłowców o miąższości kilkudziesięciu centymetrów, które przechodzą – w środkowej części basenu – w sól kamienną z laminami ilastymi poziomu młodszych soli zailonych (Na3t; Wagner, 1987b, 1994). W centrum depozycji odpowiednikiem tego poziomu jest ogniwo z Tuczna formacji Gwdy (tab. 2).

Na podstawie wykształcenia litologicznego i nagromadzenia anhydrytowych domieszek oraz barwy skały Podemski (1972) stwierdził, w rejonie Nowej Soli, możliwość wyróżnienia poziomów drugiego rzędu, zarówno w obrębie dolnej, jak i górnej młodszej soli kamiennej, które zostały wcześniej scharakteryzowane na obszarze Niemiec przez Richter-Bernburga (1955b). W dolnej młodszej soli kamiennej (Na3a) występują: sól kamienna podstawowa $Na3a_{\alpha}$ (1,5–4,5 m), sól kamienna liniowa $Na3a_{\beta}$ (13,0–28,0 m) oraz sól kamienna krystaliczna $Na3a_{\gamma}$ (do 44,0 m). W Kłodawie miąższość młodszej soli kamiennej dolnej wynosi 120–180 m (Charysz, 1973; Chandij, 1976).

Sole potasowo-magnezowe – tworzące jednostkę młodszej soli potasowej (K3) – odpowiadają pokładowi soli potasowych Ronnenberg (K3Ro) w klasycznym profilu z obszaru Niemiec (Podemski, 1972). Ich miąższość na obszarze przedsudeckim wynosi do 18 m (Podemski, 1974b).

Miąższość górnej młodszej soli kamiennej zmienia się w dużych granicach (8–240 m wg Podemskiego, 1972). Zdaniem Podemskiego (1972) są to sole descendentne, które w przeciwieństwie do soli Na3a i K3, powstałych w wyniku precypitacji z solanek o genezie morskiej, są utworami redeponowanymi, osadzonymi w najgłębszych częściach zbiornika. Podemski (1972) uznał, że część profilu górnej młodszej soli kamiennej, cechująca się obecnością żyłek i okruchów anhydrytu, odpowiada prawdopodobnie niemieckiemu poziomowi $Na3_{\eta}$, natomiast seria z dużą ilością wtrąceń czerwonobrunatnego iłu – poziomowi $Na3_{\delta}$.

Cyklotem PZ4

W odróżnieniu od poprzednich cyklotemów, węglanowo-ewaporatowych, będących wynikiem cyklów transgresywno-regresywnych morza późnopermskiego, w cyklotemie PZ4 cykliczność sedymentacji była głównie spowodowane okresowymi zmianami klimatu oraz stale narastającego wilgotnienia klimatu (Wagner, 1987a, b, 1991, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). Dla podkreślenia tej swoistości cykliczności, Wagner (1987a, b, 1991, 1994) wydzielił cyklotem PZ4 jako nadrzędną jednostkę litostratygraficzną, a w obrębie cyklotemu PZ4 – pięć subcyklotemów (od PZ4a do PZ4e). Każdy z sybcyklotemów jest rezultatem jednego cyklu klimatycznego: okres wilgotny (sedymentacja terygeniczna) – okres suchy (sedymentacja ewaporatów) (Wagner, 1994).

W zewnętrznej części basenu ewaporatowego powstawały osady ilasto-ewaporatowe. W okresach wilgotnych tworzyły się czerwone iłowce i mułowce, podrzędnie piaskowce; osady te odpowiadają czerwonemu iłowi solnemu dolnemu T4a i czerwonemu iłowi solnemu górnemu T4b (Wagner, 1994). W okresach suchych tworzyły się natomiast cienkie warstwy anhydrytów ($A4a_1$, $A4a_2$) i sole kamienne subcyklotemów PZ4a i PZ4b. Litofacja cechuje się wyraźnym rozdziałem na człony terygeniczne i ewaporatowe (Wagner, 1994) i poza najmłodszą solą kamienna ilastą (Na_24t), nie występują mieszane skały terygeniczno-solne. Litofacja ta jest typowa dla cyklotemów Z4 i Z5 w basenie niemieckim (Wagner, 1994).

W osiowej części zbiornika występuje litofacja zubrów (Poborski, 1959), której cechą charakterystyczną jest specyficzne wykształcenie poziomów terygeniczno-solnych będących odpowiednikami iłów solnych w litofacji ilasto-solnej. W okresach bardziej wilgotnych powstały tam czerwone iłowce, podrzędnie mułowce, oraz sól kamienna zanieczyszczona pyłami terygenicznymi; utwory te zaliczono do formacji Gwdy i Korytnicy oraz ogniw ze Złotowa, Jastrowia i Nakła formacji Piławy (Wagner, 1994). W okresach bardziej suchych powstawały: sól kamienna formacji Parsęty i Iny oraz zailona sól kamienna ogniw z Piły i Wałcza formacji Piławy (tab. 2; Wagner, 1988, 1994).

Na obszarze litofacji terygenicznych, zajmujących najbardziej peryferyczną część basenu, otaczającą zbiornik ewaporatowy, wyróżniono formację rewalską (Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Szyperko-Teller, Moryc, 1988) i nieformalną stropową serię terygeniczną (Wagner, 1978, 1994; Wagner i in., 1978). W formacji rewalskiej dominuje frakcja drobnoklastyczna, natomiast w stropowej serii terygenicznej w występują liczne przewarstwienia piaskowców, a nawet zlepieńców (Wagner, 1994).

Zakładając, że w okresach wilgotnego klimatu tworzyły się skały terygeniczne lub terygeniczno-solne, a w okresach suchych – ewaporaty, Wagner (1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998) wyróżnił w cyklotemie PZ4 trzy sekwencje klimatyczne: PZS5-C1, PZS5-C2 i PZS5-C3 (fig. 33).

Sekwencja klimatyczna PZS5-C1 obejmuje osady utworzone w najstarszym cyklu klimatycznym, odpowiadającym najwyższym warstwom cyklotemu PZ3 – młodszej soli kamiennej ilastej (Na3t) i ogniwu z Tuczna, oraz subcyklotemowi PZ4a, z wyłączeniem najmłodszej soli kamiennej górnej ilastej ($Na4a_2t$) i odpowiadającej

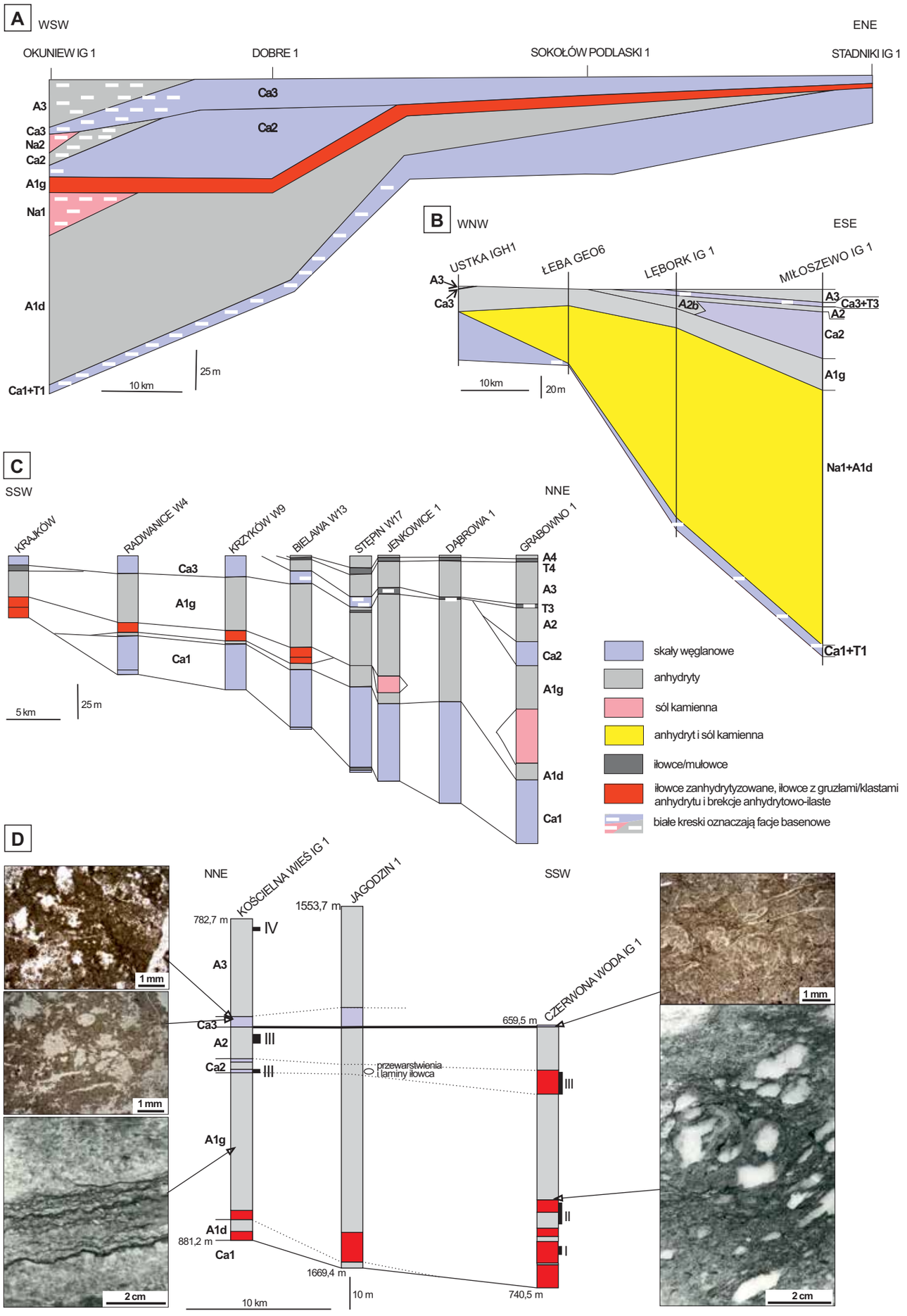


FIG. 22. Zestawienia profili cechsztynu i ich korelacja w peryferycznej części zbiornika: **A** – Podlasie (wg Peryta, 1990a); **B** – wyniesienie Łeby (wg Peryta, Skowrońskiego, 2021; A2b – anhydryt brzeżny, R. Wagner *w*: Wagner i in., 1978); **C** – rejon Wrocławia (wg Peryta, 1977); **D** – basen północnosudecki (wg Peryta, Kasprzyk, 1992 oraz Fijałkowskiej, Peryta, 1995; I–IV – zespoły palinologiczne – zob. tab. 19); objaśnienia skrótów w tekście

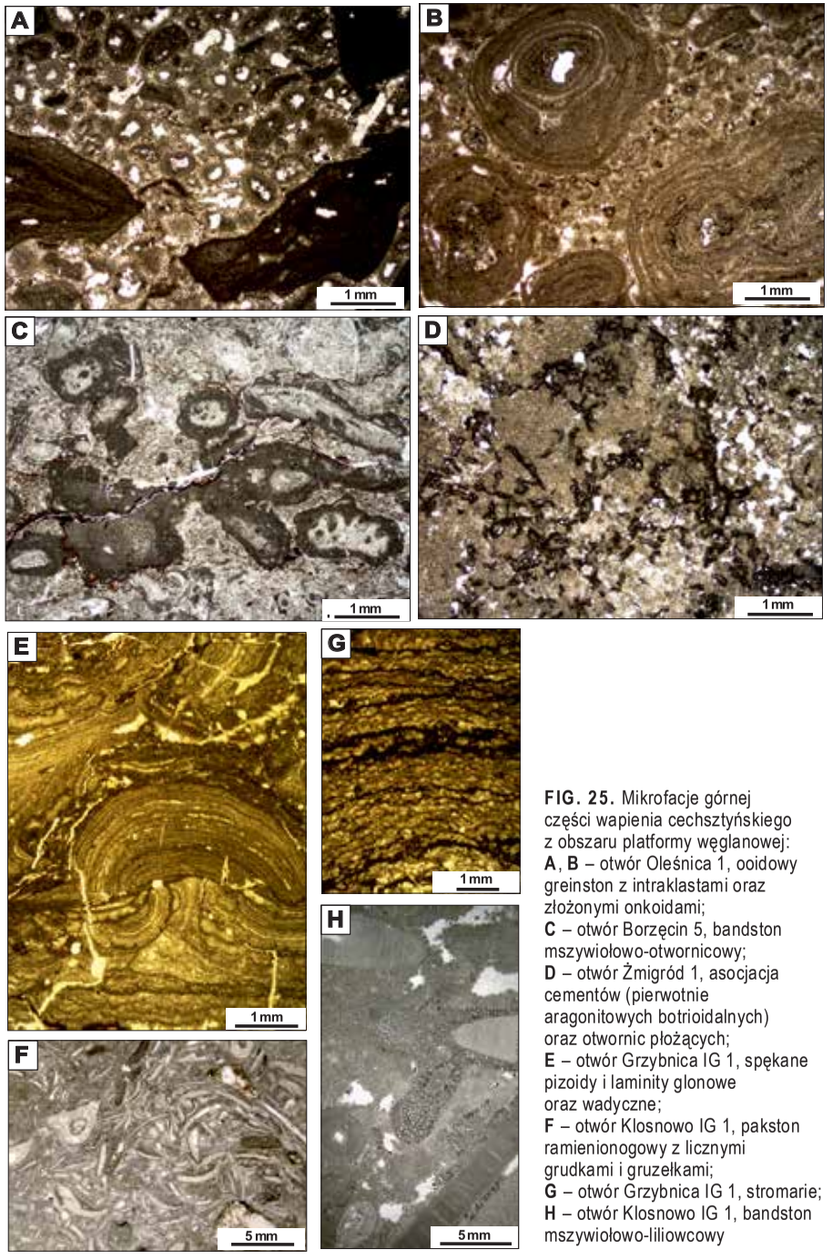


FIG. 25. Mikrofacje górnej części wapienia cechsztyńskiego z obszaru platformy węglanowej: **A**, **B** – otwór Oleśnica 1, ooidowy greinston z intraklastami oraz złożonymi onkoidami; **C** – otwór Borzęcin 5, bandston mszywiołowo-otwornicowy; **D** – otwór Żmigród 1, asocjacja cementów (pierwotnie aragonitowych botrioidalnych) oraz otwornic płożących; **E** – otwór Grzybnica IG 1, spękane pizoidy i laminity glonowe oraz wadyczne; **F** – otwór Klosnowo IG 1, pakston ramienionogowy z licznymi grudkami i gruzełkami; **G** – otwór Grzybnica IG 1, stromarie; **H** – otwór Klosnowo IG 1, bandston mszywiołowo-liliowcowy

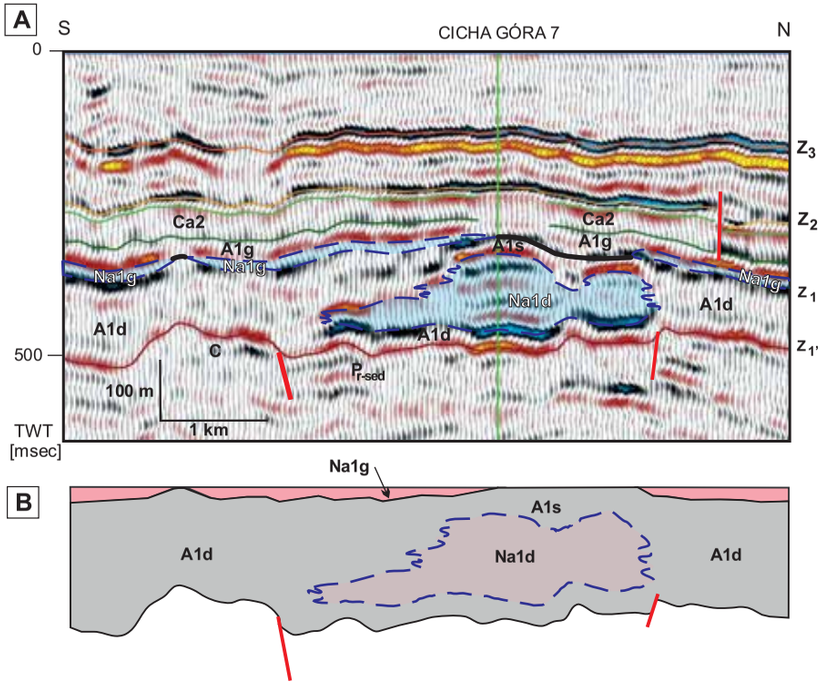


FIG. 23. A – przekrój sejsmiczny (linia 680) przez otwór wiertniczy Cicha Góra 7 (poziom odniesienia: strop Na4) i jego interpretacja (wg Dyjaczyńskiego, Peryta, 2014); **B** – interpretacja stratygraficzna ewaporatów PZ1 poniżej anhydrytu górnego (poziom odniesienia: spąg anhydrytu górnego), zakładająca stworzenie przestrzeni akomodacyjnej w wyniku dehydratacji gipsu, którą to przestrzeń następnie wypełniły utwory Na1g (Dyjaczyński, Peryt, 2014); objaśnienia skrótów w tekście

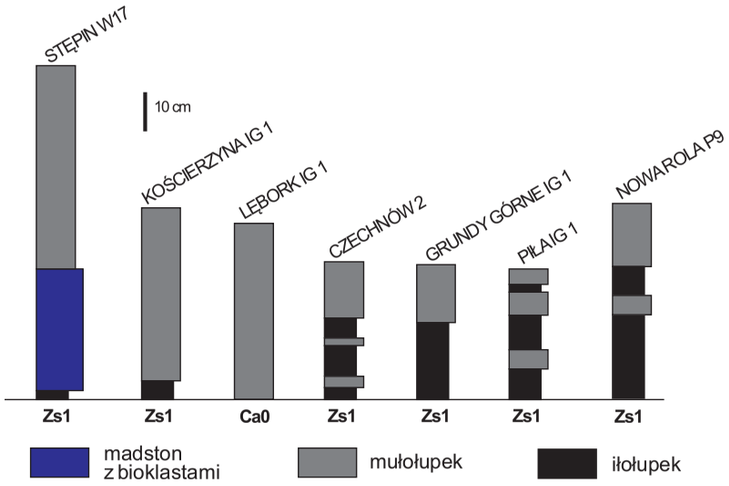


FIG. 24. Typowe profile charakterystyczne dla płytkiego szelfu (Stępin W17, Kościerzyna IG 1, Lębork IG 1) i głębokiego szelfu (Czechnów 2, Grundy Górne IG 1, Piła IG 1, Nowa Rola P9) wg Oszczepalskiego, Rydzewskiego (1987); Oszczepalskiego, Chmielewskiego (2021); objaśnienia skrótów w tekście

TAB. 14. Charakterystyka facji solnych cechsztynu w obrębie poszczególnych jednostek stratygraficznych (Na1, Na2, Na3)

Facja solna	Podfacje	Najstarsza sól kamienna (wg: Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski, 1987, 1989a; Czapowski i in., 1993)		Starsza sól kamienna (wg Czapowskiego, 1989b; Czapowski i in., 1990)		Młodsza sól kamienna (wg Czapowskiego, 1989b, 1993)	
		skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]	skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]	skład sekwencji solnych	zawartość bromu [ppm]
Litofacja morskiego basenu solnego	głębsza	jednostki strukturalne: A + B + C; warstwy halitu C z wyraźną laminacją wewnętrzną (Czapowski, 1986), kryształy chmurzaste halitu w B, laminacja anhydrytem w A; typ i miąższość jednostek tak regularne, że sekwencje można nazwać rytmitami	na ogół 50–80, rzadko – w najniższej części Na1 – ok. 30	jednostki strukturalne: A + B + C; C z „wewnętrzną laminacją"; w B kryształy chmurzaste (pierwotnie – kryształy lejkowe); w A – regularna drobna laminacja anhydrytem	50–100	jednostki strukturalne: A + B + C, A + B, B + BA i B + C	80–130, średnio 110–120
	płytsza	Głównie B + C i A + B z częstszymi laminami siarczanowymi i lejkowymi kryształami halitu; rzadkie redeponowane kryształy halitu	60–120	B + C, A + B; częstsze kryształy lejkowe i AB + C	–	B + C, A + B i AB + C	50–>140, zazwyczaj 80–90
Litofacja laguny solnej	głębsza	B + A i B, rzadko C z wewnętrzną laminacją; halit chmurzasty, laminy anhydrytu	20–140, najczęściej 60–100	B + A i B, rzadko C z „wewnętrzną laminacją"	100–200, miejscami >250	B + A i B	średnio 70–100
	płytsza	B + A i B, częste kryształy tratewkowe i szewronowe halitu, soczewki D	30–100	B + A i B, soczewki D, cechy rozpuszczania, skupienia mikroagregatów siarczanów i minerałów ilastych; drobne kryształy tratewkowe i szewronowe ko	–	B + A i B, pojedyncze warstwy C, akumulacje D	40-180, na ogół 80–120
Litofacja saliny	–	B i B + A, częste soczewki D	70–180	B lub B + A z licznymi soczewkami D; kryształy tratewkowe, lejkowe i szewronowe częstsze niż w litofacji lagunowej	100–200; wyższa (250–570) związana z domieszką soli K-Mg	B + AB lub A + AB, częste soczewki D	80–170, średnio 120–140
Litofacja brzeżnej panwi solnej	–	–	–	B + A, B + D i B; częste kryształy tratewkowe i szewronowe; powierzchnie rozpuszczania, domieszka anhydrytu i iłu oraz soczewki D częstsze niż w litofacji płytkiej laguny	40–60 (niska z powodu występowania D)	–	–
Litofacja panwi solnej	–	–	–	–	–	B + A, B + D i B	0–130, zazwyczaj 40–100

TAB. 15. Ważniejsze diagnostyczne cechy poziomów litostratygraficznych wapienia cechsztyńskiego wyróżnionych przez Alexandrowicza (1974)

Poziom	Charakterystyka
δ	wapienie lub dolomity nieuławicone lub niewyraźnie uławicone, obfitujące w skupienia kryształków anhydrytu, a nawet zawierające soczewkowate przewarstwienia anhydrytu
γ	wapienie lub dolomity detrytyczne, oolitowe lub onkolitowe niewyraźnie uławicone, przekładane paroma przewarstwieniami podobnych skał, zawierających liczne, bardzo cienkie, wyklinowujące się smugi margliste
ß	wapienie i dolomity wyraźnie uławicone, przekładane cienkimi warstewkami i laminami margli i łupków marglistych o falistym przebiegu oraz odznaczające się obecnością licznych stylolitów
α	wapienie lub dolomity margliste, nie uławicone, o niewyraźnie zaznaczonym warstwowaniu, polegającym na obecności wyklinowujących się, cienkich smug materiału ilastego

jej ogniwu z Kluczewa w centrum basenu. Sekwencja klimatyczna PZS5-C2 obejmuje najmłodszą sól kamienną ilastą ($Na4a_2t$) i ogniwo z Kluczewa należące do subcyklotemu PZ4a oraz cały subcyklotem PZ4b. Zawartość bromu (tab. 16) wskazuje na morskie pochodzenie halitu (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). Ewaporaty sekwencji PZS5-C2 miały znacznie mniejszy zasięg niż ewaporaty PZS5-C1.

W sekwencji klimatycznej PZS5-C wyróżniono trzy parasekwencje: PZS5-C3.1, PZS5-C3.2 i PZS5-C3.3, odpowiadające trzem podcyklom PZ4 (odpowiednio: PZ4c, PZ4d i PZ4e), przy czym ostatnia parasekwencja obejmuje także utwory najwyższej części formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej. System depozycyjny TST sekwencji PZS5 przypada na granicę formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej z formacją bałtycką (Pieńkowski, 1989, 1991; Wagner, 1994).

Obrzeża basenu cechsztyńskiego

W kierunku brzegu zbiornika cechsztyńskiego wzrasta udział skał silikoklastycznych w profilu cechsztynu, co jest szczególnie dobrze udokumentowane w przypadku obszaru Gór Świętokrzyskich oraz basenu północnosudeckiego.

Góry Świętokrzyskie. Transgresja morza cechsztyńskiego w rejonie Gór Świętokrzyskich zastała obszar zróżnicowany morfologicznie, o urozmaiconej linii brzegowej, która cechowała się obecnością wąskich zatok, wchodzących dość głęboko w trzon lądu świętokrzyskiego (np. Kuleta, Zbroja, 2006; Szulc i in., 2015); zdaniem niektórych badaczy obniżenia te były rowami tektonicznymi (Głazek, Kutek, 1976). Miąższość utworów cechsztynu w strefie proksymalnej wynosi ok. 100 m i rośnie na NW, ku depocentrum polskiego basenu cechsztyńskiego. Sukcesję cechsztynu rozpoczynają i kończą osady klastyczne grubookruchowe (zlepieńce i piaskowce) w strefach brzeżnych i drobnoziarniste w facjach dystalnych (głównie mułowce). Facje dystalne utworów morskich, na dalszym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, są zdominowane przez utwory ewaporatowe (Kowalczewski, Rup, 1989; Kuleta, Zbroja, 2006), facje proksymalne zaś wykazują: duży udział węglanów, w tym pochodzenia słodkowodnego (fig. 34, 35; Peryt, Rup, 1987; Bełka, 1991 *fide* Skompski, 2012; Jewuła i in., 2023), i utworów klastycznych – utworów plai i sebhy, brak ewaporatów z wyjątkiem tylko lokalnie występujących utworów anhydrytu dolnego, górnego i głównego (Rup, 1988; Kasprzyk, 1995), a także obecność licznych luk depozycyjnych. Integracja nowych i archiwalnych danych litostratygraficznych z 24 w pełni rdzeniowanych otworów oraz odsłonięć na NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich potwierdziła zasadność schematu Bełki (1991 *fide* Skompski, 2012) i umożliwiła opracowanie nowego schematu litostratygraficznego dla górnego permu tego obszaru, jak również – dokładnej rekonstrukcji środowiskowej u schyłku permu (Jewuła i in., 2020). Wyróżniono dwie nowe formacje (z Czerwonej Góry i Podzamcza), a w każdej z nich – dwie części (Jewuła i in., 2020, 2021), a także szczegółowo scharakteryzowano formację z Siodeł, której ogólną charakterystykę wcześniej podały Kuleta i Zbroja (2006; fig. 35; tab. 18).

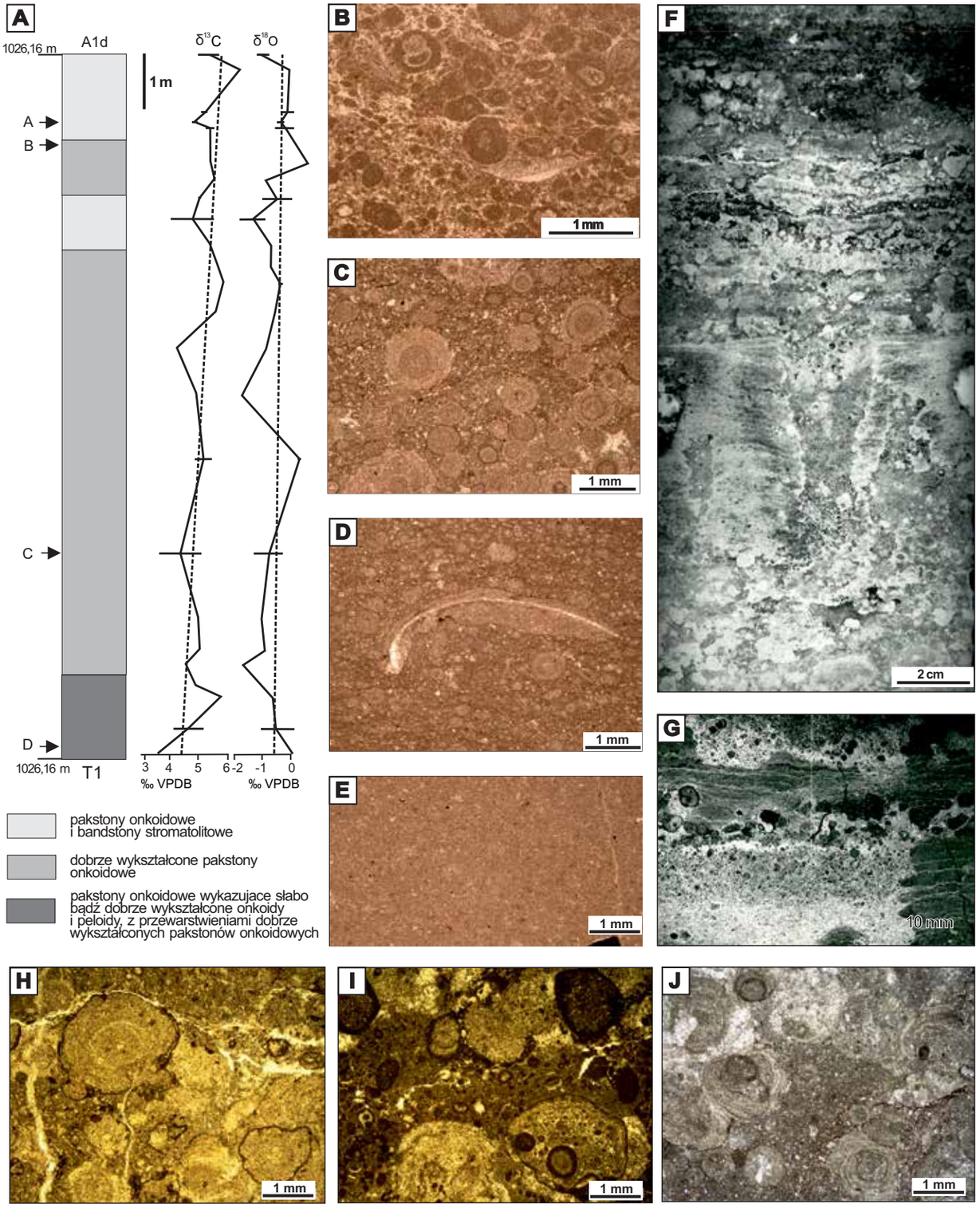


FIG. 26. A – profil litologiczny i izotopowy ($\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$) wapienia cechsztyńskiego w otworze Zdrada IG 8 (wg Peryta i Peryt, 2012) oraz charakterystyczne mikrofacje w otworze Zdrada IG 8 (B–E), w górnej części wapienia cechsztyńskiego w otworze Debrzno IG 1 (H–I) i innych otworach wiertniczych ze strefy basenowej (F – Gnieżdżewo IG 1; G – Zdrada IG 1; J – Złotów 2);
B – radialne ooidy (niekiedy ich jądrem jest bioklast);
C – onkoidy o dobrze wykształconej laminacji, w dolnym lewym narożu intraklast onkoidowego pakstonu;
D – onkoidy często o nielaminowanej strukturze, po obu stronach muszli mikrobialne inkrustacje;
E – skała ze słabo wyrażonymi zarysami peloidów i onkoidów;
F – kolumienki górnego poziomu stromatolitowego w rejonie Zatoki Puckiej, przykryte mikrobialitami stabilizującymi osad drobnoklastyczny;
G – drobne stromatolity dolnego poziomu stromatolitowego w rejonie Zatoki Puckiej (wg Piątkowskiego, 1980);
H–J – kilkugeneracyjne onkoidy i intraklasty onkoidowego pakstonu z powierzchniami mikrytyzacji i powłokami otwornic płożących

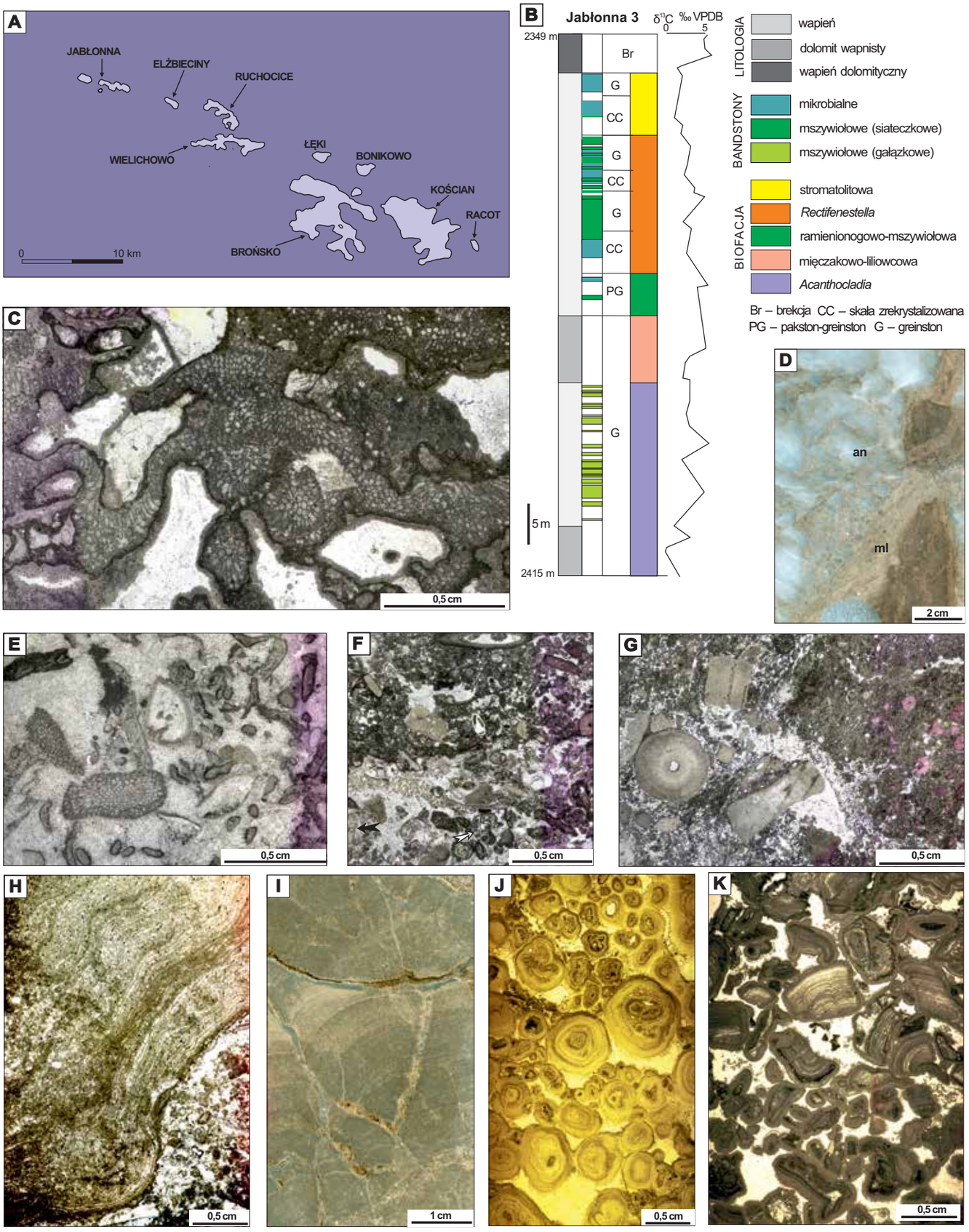


FIG. 27. Rafy wapienia cechsztyńskiego związane z wyniesieniem GWP. **A** – występowanie raf (kolor jasnoniebieski) w obrębie facji basenowej (kolor błękitu brzasku) według Górskiego i in. (2000); **B** – przykład profilu rafowego – kolumny pokazują, od lewej, litologię, występowanie bandstonów, typ skały oraz biofację (wg Peryta i in., 2016), a także zmienność wartości $\delta^{13}C$ w profilu; **C** – otwór Jabłonna 4, biolityt mszywiołowy: mszywioły obrośnięte otwornicami płożącymi i następnie morskimi cementami izopachowymi; biofacja z *Acanthocladia*, **D** – otwór Jabłonna 3, mikrobialne klasty i laminy stromo nachylone w obrębie anhydrytu gruzłowego; **E** – otwór Jabłonna 4, biofacja z *Acanthocladia* – bandston mszywiołowy z obficie występującym, pierwotnie aragonitowym cementem botrioidalnym; **F** – otwór Jabłonna 4, biofacja mięczakowo-liliowcowa (greinston bioklastyczny; **G** – otwór Jabłonna 4, biofacja ramienionogowo-mszywiołowa z częstymi liliowcami (**C, E–G** – wg Peryta i in., 2016; **D** – wg Peryta i in., 2020); **H** – otwór Bonikowo 1, zrekrystalizowany bioklastyczny greinston przykryty przez stromarie (wg Raczyńskiego i in., 2017); **I** – otwór Kotusz 2, małe kopuły stromatolitowe (wg Peryta i in., 2012b); **J** – otwór Brońsko 11, wadoidy; **K** – otwór Kościan 13, pizoidy i fragmenty skorup wadycznych w obrębie perylitoralnego osadu peloidowego

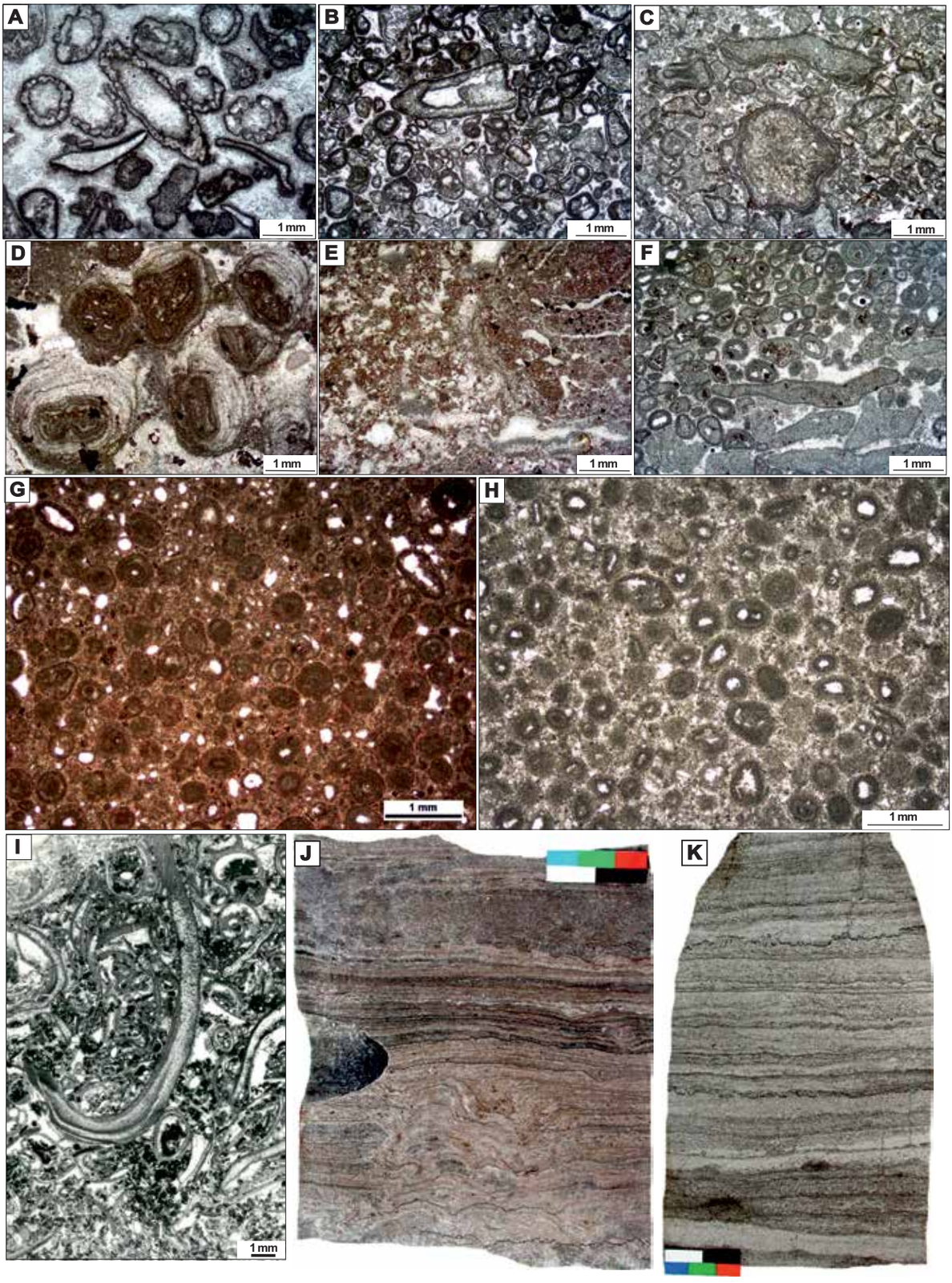


FIG. 28. Charakterystyczne mikrofacje dolomitu głównego z obszaru platformy węglanowej (A–F, J–K: Wielkopolska, rejon Gorzowa Wlkp., głównie bary związane z krawędzią platformy; G: otwór Kopalino IG 1: brzeżna bariera ooidowa, wyniesienie Łeby; H: wewnętrzna część platformy, obszar przedsudecki; I: strefa przykrawędziowa izolowanej platformy węglanowej, przedłużenie strefy Koszalin-Chojnice).
A (otwór Buszewo 2) i **B** (otwór Dzieduszyce 1) – pakston z częstymi fragmentami *Mizzia*;
C (otwór Lubiszyn 1) i **F** (otwór Ściechów 1) – ooidowy greinston; z intraklastami zrekrystalizowanych skał ziarnistych;
D (otwór Lubiszyn 1) – pizoidy i ich fragmenty w osadzie peloidowo-grudkowym;
E (otwór Lubiszyn 1) – kalkret;
G (otwór Kopalino IG 1) i **H** (otwór Rawicz 2) – ooidowy greinston;
I (otwór Unisław IG 2) – peloidowo-bioklastyczny pakston;
J (otwór Stanowice 2) – mata mikrobialna z inicjalnymi formami stromatolitów w dolnej części (fot. Z. Mikołajewski *w*: Kotarba, Wagner, 2007);
K (otwór Buszewo 5) – greinston ooidowy z biolaminami (fot. Z. Mikołajewski *w*: Kotarba, Wagner, 2007)

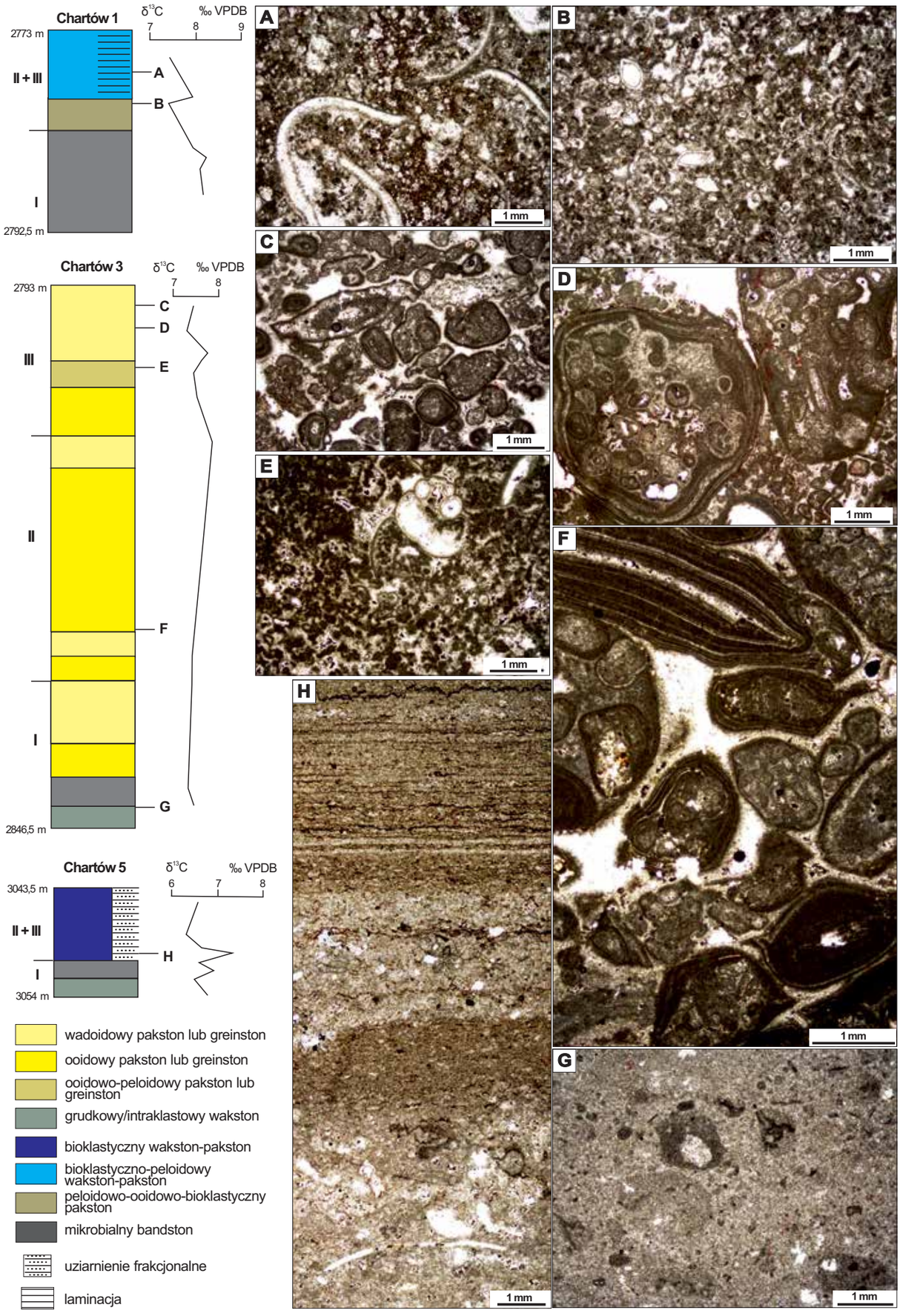


FIG. 29. Profile otworów położonych na izolowanej platformie Chartowa (litologia wg Peryta, Dyjaczyńskiego, 1991; wartości $\delta^{13}C$ wg Peryta, Scholle'a, 1996) i charakterystyczne mikrofacje: Chartów 1 to strefa lagunowa, Chartów 3 to krawędź platformy, a Chartów 5 – basen.
I, II i III to cykle wyróżnione przez Peryta, Dyjaczyńskiego (1991)

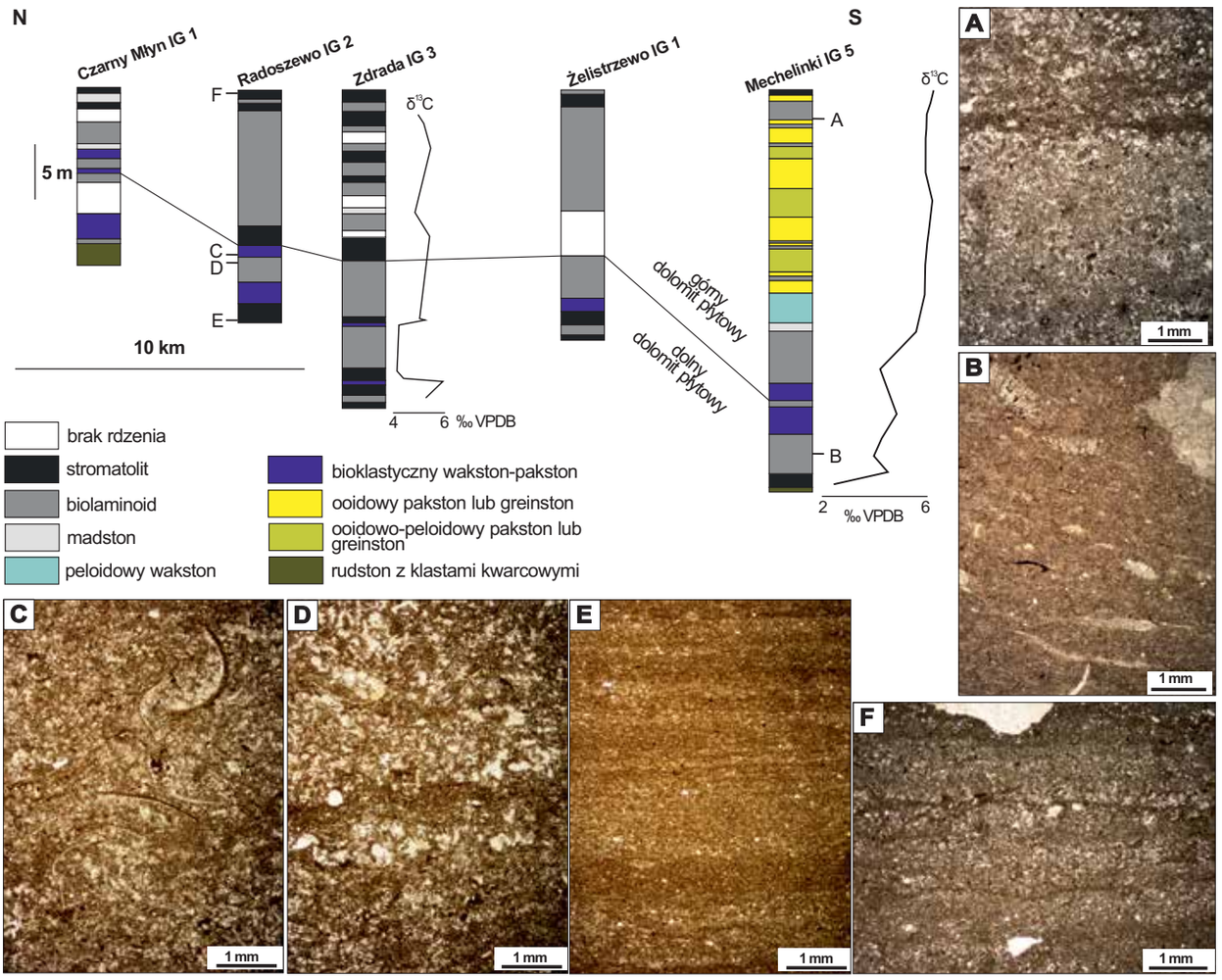


FIG. 30. Dolomit płytowy w rejonie Zatoki Puckiej (wg Gąsiewicza i in., 1987; Gąsiewicza, 1990; profile izotopowe wg Peryta, Scholle'a, 1996)
A, B – otwór Mechelinki IG 5;
C–F – otwór Radoszewo IG 2;
na profilach pokazano lokalizację mikrofacji zilustrowanych na fotografiach **A–F**

Basen północnosudecki. W basenie północnosudeckim stwierdzono skomplikowany wzór występowania (i zastępowania się) facji węglanowych, ewaporatowych i silikoklastycznych (fig. 36; zob. Peryt, 1978a, z literaturą; Peryt, Kasprzyk, 1992; Fijałkowska, Peryt, 1995; Raczyński, 1996, 1997, 2010; Fijałkowska-Mader i in., 2018). Podobnie jak w przypadku rejonu świętokrzyskiego, w brzeżnej części basenu północnosudeckiego, pomiędzy utworami węglanowymi zaliczanymi do wapienia cechsztyńskiego i dolomitu płytowego, stwierdza się obecność utworów silikolastycznych (głównie mułowców i iłowców) oraz siarczanowych, przy czym te ostatnie niekiedy tworzą serie o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W północnej i środkowej części basenu północnosudeckiego występują poziomy siarczanowe cykli PZ1, PZ2 i PZ3, natomiast w części południowej – na ogół jeden poziom. Jak wynika z analizy dobrze udokumentowanych zmian facjalnych, zarówno na obszarze basenu północnosudeckiego, jak i po przeciwnej stronie bloku przedsudeckiego, osiągające kilkadziesiąt metrów miąższości przekrystalizowane anhydryty masywne (fig. 21C, D) to anhydryt górny. Badania palinologiczne dwóch reperowych otworów w tym rejonie, Kościelna Wieś IG 1 i Czerwona Woda IG 1, wykazały obecność czterech odmiennych zespołów mikroflorystycznych (Fijałkowska, Peryt, 1995; Fijałkowska, 1995a; tab. 18). W obszarze położonym na SW od Bolesławca Fijałkowska-Mader i in. (2018) stwierdzili także, w utworach dolomitu płytowego, zubożały (w porównaniu do zespołu I tamże) ilościowo i jakościowo zespół, z tymi samymi dominującymi taksonami, ale zawierającymi ponadto pyłki z rodzajów *Vittatina* i *Protohaploxypinus*, który włączyli do poziomu Ac wydzielonego przez Visschera (1971) i podpoziomu Ac według Fijałkowskiej (1995b). Uznali oni, że jednostka G i przylegające do niej części jednostek F i H (*sensu* Fijałkowska-Mader i in., 2018), to PZ2, ale taka konstatacja nie jest uprawniona, biorąc pod uwagę zarówno zespoły palinologiczne, jak i dotychczasowe badania regionalne. Zespół III, wyróżniony przez Fijałkowską (1995a; Fijałkowska, Peryt, 1995) w otworze Kościelna Wieś IG 1, występuje tam w utworach dolomitu głównego i anhydrytu podstawowego, jest porównywany do zespołu stwierdzonego w otworze Opoczno IG 1 na NW peryferii obszaru świętokrzyskiego, gdzie występuje znacznie wyżej w profilu stratygraficznym, bo w A2r.

Na figurze 36 przedstawiono koncepcję stratygraficzną wynikającą z badań Raczyńskiego (1996, 1997, 2010) wykonanych w południowej części basenu północnosudeckiego, zgodnie z którą w górnej części cyklu PZ1 obserwujemy osady silikoklastyczne (piaskowce i iłowce) przechodzące ku północy w anhydryty występujące powyżej piaskowców i iłowców, a jeszcze dalej ku północy – w anhydryty powyżej iłowców (zob. Raczyński, 2010: fig. 8.53.). Miąższość utworów PZ1 co najmniej kilkakrotnie przewyższa miąższość utworów PZ2 i PZ3, co stwierdzono także na przyległym do synklinorium północnosudeckiego obszarze dolnołużyckim (Kopp, 2020).

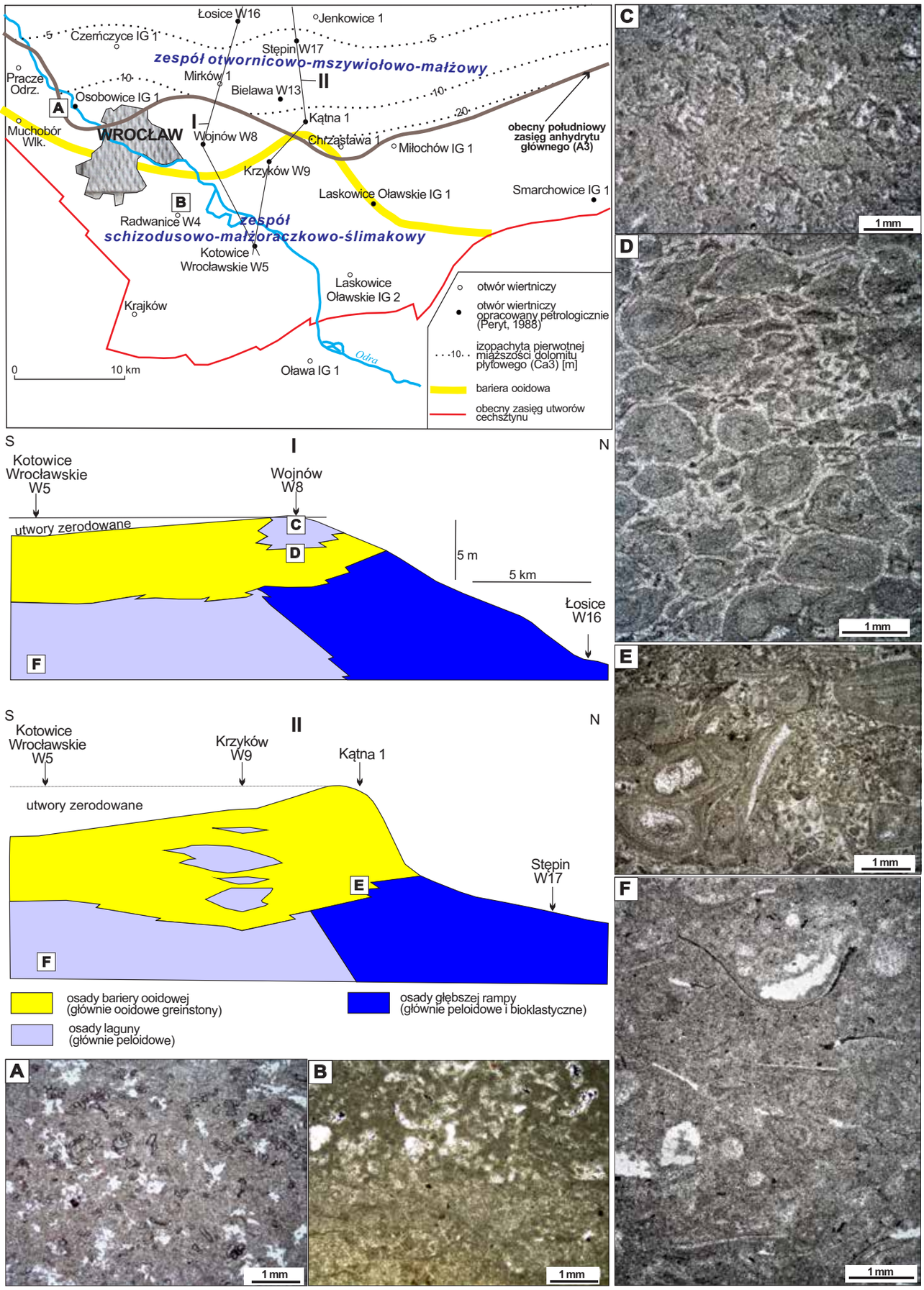


FIG. 31. Dolomit płytowy w rejonie Wrocławia (wg Peryta, 1988)
Mapa paleogeograficzna, przekroje na linii otworów: Kotowice Wrocławskie W5–Łosice W-16 oraz Kotowice Wrocławskie W5–Stępin W17:
A–F: lokalizacja płytek cienkich w profilach otworów Osobowice IG 1 (A), Radwanice W4 (B), Wojnów W8 (C–D), Kątna 1 i Kotowice Wrocławskie W5.
A – wakston bioklastyczno-peloidowy z otwornicami spiralnymi i płożącymi; **B** – wakston-pakston peloidowy z bioklastami;
C – zrekrystalizowany pakston peloidowy; **D** – greinston ooidowy z charakterystycznie lekko spłaszczonymi ooidami;
E – greinston ooidowy z intraklastami; **F** – zrekrystalizowany pakston peloidowo-bioklastyczny

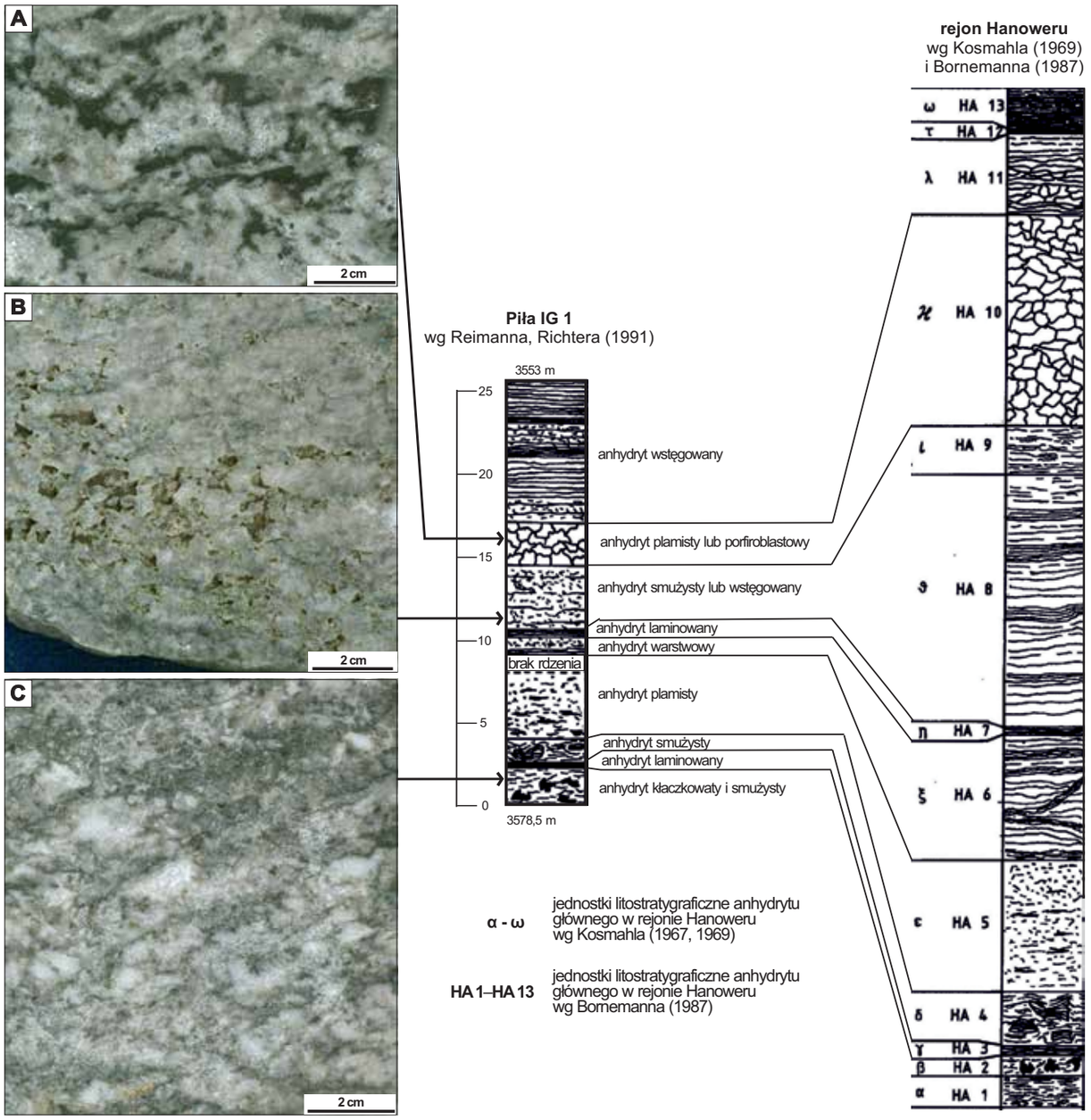


FIG. 32. Porównanie profilu anhydrytu głównego (A3) w otworze Piła IG 1 wg Reimanna, Richtera (1991) i w rejonie Hanoweru (basen północnoniemiecki), wg Kosmahla (1967, 1969) i Bornemanna (1987)

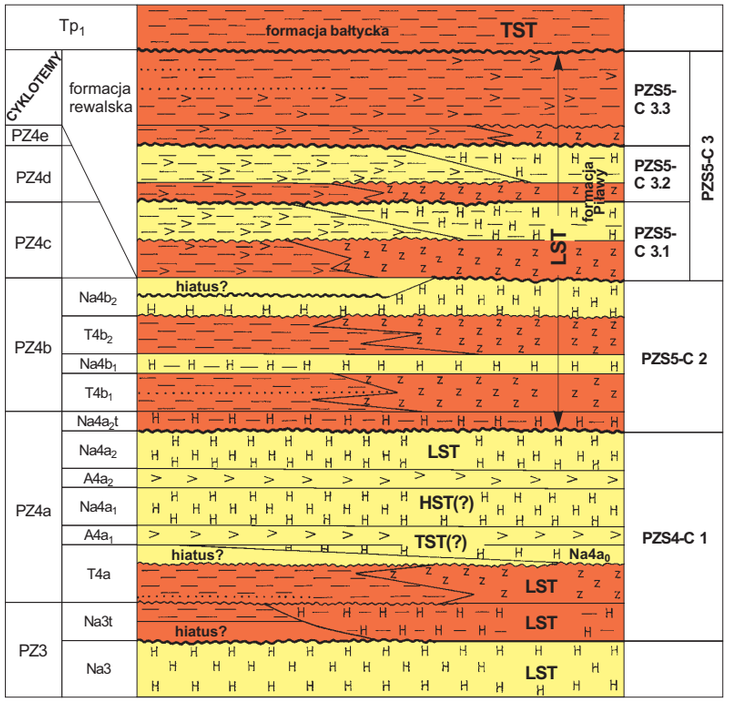


FIG. 33. Klimatyczne sekwencje depozycyjne (PZS5C 1–PZS5C 3) na tle podziału litostratygraficznego (wg Wagnera, Peryta, 1997)

TAB. 16. Zawartość bromu w soli kamiennej

	Typowy zakres wartości minimalnej [ppm] w nawiasach, wartości średniej [ppm]	Źródło
Parasekwencja PZS5-C3.1	<10	Wagner, Peryt (1997)
Parasekwencja PZS5-C3.2	2	Wagner, Peryt (1997); Czapowski (2023b)
Parasekwencja PZS5-C3.1	21: dolna część, w górnej części znacznie mniej: 0 w Piła IG1	Wagner, Peryt (1997); Czapowski (2023a)
PZ4b – zubry ogniwa z Mirosławca	30 (>50)	Wagner, Peryt (1997)
PZ4a – zubry ogniwa z Drawna	(130)	
Najmłodsza sól kamienna stropowa Na4b2	22	
Sól rozdzielająca Na4b1	83: dolna część, 20: górna część	
Sól podścielająca Na40	106-126: Czaplinek IG1, do 175: Piła IG1	Czapowski (2023a,b)
Zuber czerwony Na4t	(33)	Tomassi-Morawiec (2006)
Najmłodsza sól kamienna dolna Na4a	19–44 (62–109)	
Zuber brunatny Na3t	(146)	
Młodsza sól kamienna Na3	<10–45 (68–95)	
Starsza sól kamienna Na2	18–62 (57–120)	
Najstarsza sól kamienna Na1	<10–30 (40–74)	

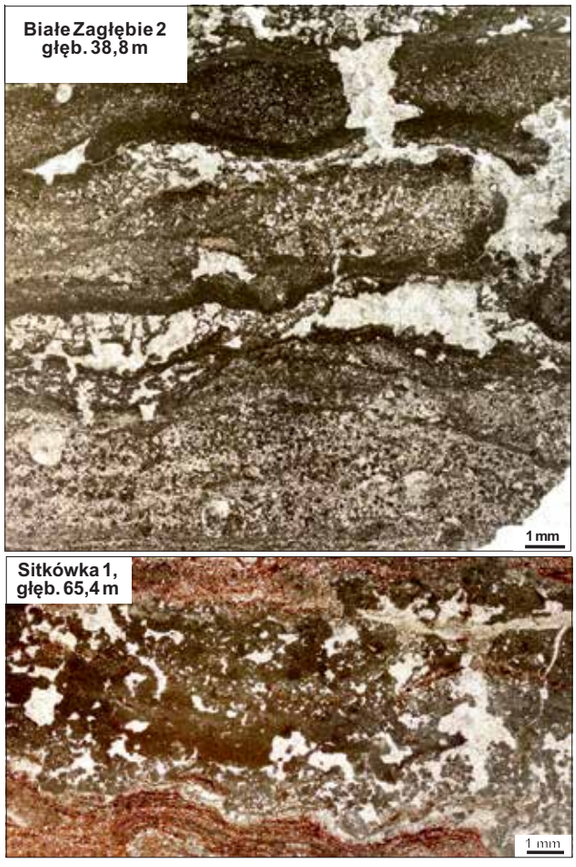
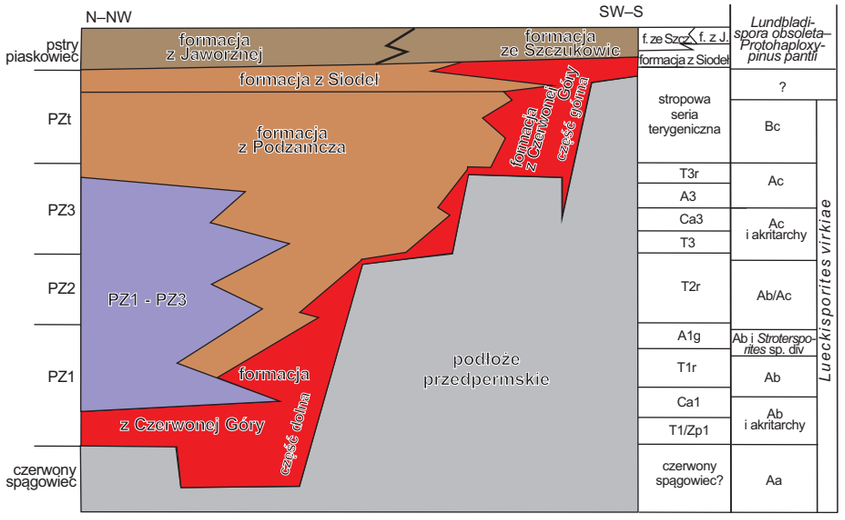


FIG. 34. Kalkrety z dolnej części formacji z Podzamcza (zob. Peryt, Rup, 1987; Jewuła i in., 2023)



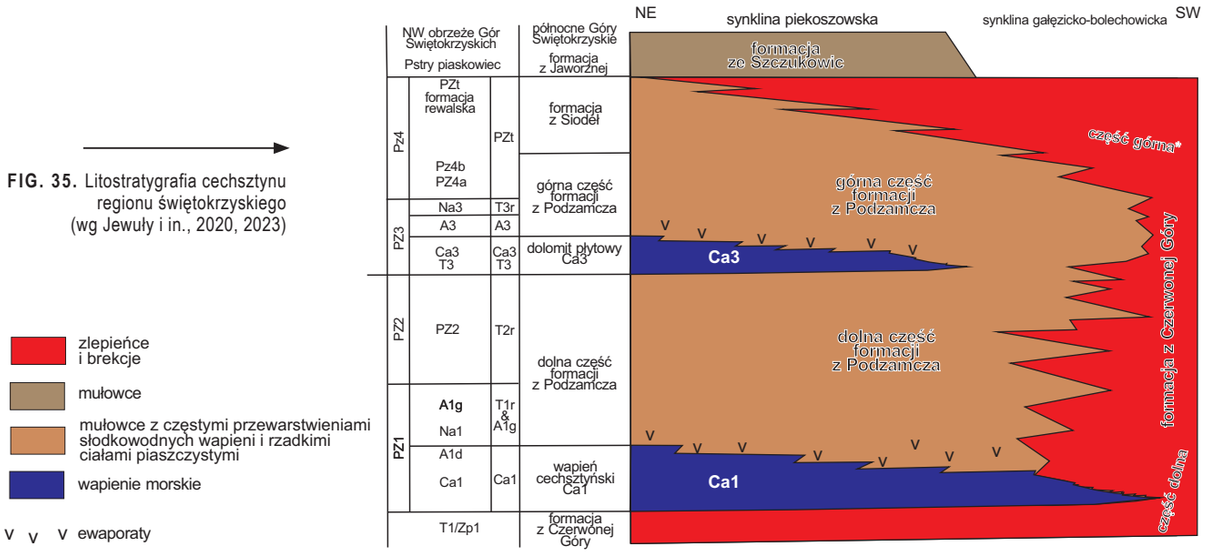


FIG. 35. Litostratygrafia cechsztynu regionu świętokrzyskiego (wg Jewuły i in., 2020, 2023)

TAB. 17. Formalne jednostki stratygraficzne cechsztynu świętokrzyskiego

Nazwa (**kreator**)	Definicja	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Historia badań	Typowy obszar	Profil referencyjny	Uwagi
Formacja z Czerwonej Góry (**Jewuła i in., 2020**)	czerwone do zielonych zlepieńce wapienne o różnej proporcji klastów do matriks, brekcje i słabo wysortowane piaskowce żwirowe, tworzące dwa wyraźne poziomy – dolny i górny	dolna część – erozyjna (niezgodność kątowa ze starszymi skałami paleozoicznymi); górna część – erozyjna z formacjami z Siodel, Podzamcza lub starszymi skałami paleozoicznymi)	dolna część – na przejściu z formacją z Podzamcza lub Siodeł; górna część – stopniowa lub erozyjna z formacjami ze Szczukowic lub Jaworzny	2–>130	nazwa jednostki wywodzi się od zlepieńców odsłoniętych w starym kamieniołomie na Czerwonej Górze, których tradycyjna nazwa to „Zygmuntówka", poprzednio skały jednostki były nazywane zlepieńcami zygmuntowskimi, dzielonymi na zlepieńce dolne i górne (Czarnocki, 1923; Kostecka, 1962); zdaniem Jewuły i in. (2020) triasowe ogniwo zlepieńców z Zachełmia (Kuleta, Zbroja, 2006) jest równowiekowe z górnym poziomem formacji z Czerwonej Góry. Zlepieńce z Czerwonej Góry są interpretowane jako osady rzek roztokowych zdominowanych przez żwiry i lawiny skalne stożka aluwialnego (Kostecka, 1962; Głazek, Romanek, 1978) lub osady stożków deltowych (Zbroja i in., 1998); niektóre zlepieńce i brekcje mogą być regolitami (Szulczewski, 1995) lub przerobionymi starszymi zlepieńcami (Szulc i in., 2015)	hipostratotypy: kamieniołom Jaworzna, otwory: Białe Zagłębie 1 (głęb. 0–42 i 60–123,7 m), Ruda Strawczyńska IG 1 (głęb. 670–675,2 i 684,2–691,2 m)	stary kamieniołom na Czerwonej Górze	większość formacji to grupa cechsztynu; najniższa część to czerwony spągowiec; zlepieńce z Czerwownej Góry zazębiają się z formacjami z Podzamcza i Siodeł; miejscami stwierdza się obecność ramienionoga *Horridonia horrida*
Formacja z Podzamcza (**Jewuła i in., 2020**)	czerwone i brązowe, rzadziej szare, mułowce i wapniste piaskowce, często wykazujące cechy zaburzonych heterolitów; podrzędną, ale wyraźną, litofacją są kalkrety laminarne i gruzłowe, węglany palustrynowe i ciemnoczerwone zwietrzałe interwały wzbogacone w ił oraz ewaporaty	ciągły kontakt z wapieniem cechsztyńskim, marglami i ewaporatami cykli PZ1 lub PZ3, lokalnie (Gałęzice) na dolnych zlepieńcach z Czerwonej Góry	ciągły kontakt z mułowcami formacji z Siodeł lub erozyjny z górnymi zlepieńcami z Czerwonej Góry; granica między formacjami z Podzamcza i Siodeł to pierwsze wystąpienie ciemnoczerwonych, marmurkowych, gruzłowych mułowców wapnistych ze strukturami korzeniowymi i kalkretami	15–50	nazwa pochodzi od wsi, w której odwiercono otwór Podzamcze IG 1, poprzednio interwał włączano do stropowej serii terygenicznej PZt i niżej występującej serii T3r (Kowalczewski, Rup, 1989; Kuleta, Zbroja, 2006)	hipostratotypy: Gałęzice G 6 (głęb. 100,4–134,2 m) i Tumplin Podgrodzie IG 1 (głęb. 261–307,2 m)	stratotyp: otwór Podzamcze IG 1 (głęb. 392,6–419,0 m)	zdaniem Fijałkowskiej-Mader (1997) obecność podpoziomów Ac i Bc wskazuje na cyklotemy PZ3 i PZ4
Formacja z Siodeł (**Kuleta, Zbroja, 2006**)	pstre, ciemnoczerwone i często plamiste wapienne pyłowce i pylaste mułowce z charakterystycznymi gruzłami węglanowymi i rzadkimi kalkretami laminowanymi; duże rizoidy i rizozbrekcjowanie to wyraźne cechy formacji; podrzędnie występują warstwy zlepieńców piaszczystych i piaskowców o miąższości do 2 m	ciągła z formacją z Podzamcza	erozyjna z wyżej leżącą formacją z Jaworzny lub najwyższymi zlepieńcami z Czerwonej Góry	9–52	nazwa jednostki pochodzi od wsi, gdzie wykonano otwór Siodła IG1, poprzednie nazwy to stropowa seria terygeniczna PZt (Kowalczewski, Rup, 1989), najniższa triasowa jednostka A0 (Nawrocki i in., 2003). Pedogenicznie zmienione dystalne równie mułowe powstałe w środowisku plai–jeziornym, przecinane rzadkimi okresowymi strumieniami (Kuleta, Zbroja, 2006; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017)	hipostratotypy: Tumlin Podgrodzie IG 1 (głęb. 208,2–261,0 m) i Cierchy IG 1 (głęb. 572,5–610,5 m)	stratotyp: Siodła IG1 (głęb. 128,4–159,2 m)	najwyższy perm wg danych palinologicznych i magnetostratygraficznych (Jewuła i in., 2020)

TAB. 18. Charakterystyka zespołów palinologicznych, stwierdzonych w otworach Czerwona Woda IG 1 i Kościelna Wieś IG 1 (wg Fijałkowskiej, Peryta, 1995)

Zespół	Stwierdzona obecność	Charakterystyka	Uwagi
IV	Kościelna Wieś IG 1 (głęb. 785,4–786,4 m)	silnie zdominowany przez ziarna pyłku, wśród których przeważają okazy *Lueckisporites virkkiae* reprezentowane przez normy Aa, Ab, Ba, Bb oraz stosunkowo liczną normę Ac (2,7% spektrum), *Klausipollenites* i *Lunatisporites*; zawartość okazów *Gardenosporites* wynosi 4,0%	spektrum to można korelować z zespołem *Lueckisporites virkkiae* Ac podzony *Lueckisporites virkkiae* Ac, wyróżnionej w obrębie anhydrytu głównego i dolnej części stropowej serii terygenicznej na obszarze Gór Świętokrzyskich
III	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 674,3–681,0 m) i Kościelna Wieś IG 1 (głęb. 820,5 m i 929,8–830,8 m)	silnie zdominowany przez ziarna pyłku (95,3% spektrum), wśród których przeważają okazy *Lueckisporites virkkiae*, reprezentowane głównie przez normy Aa, Ab, Ba i Bb. W mniejszej ilości występują przedstawiciele rodzajów *Klausipollenites, Lunatisporites* oraz *Jugasporites*; stosunkowo wysoka zawartość okazów *Gardenasporites* (3,0%)	spektrum podobne do zespołu III zostało stwierdzone w utworach anhydrytu kryjącego A2r w otworze Opoczno PIG 2 (por. Fijałkowska, 2006), zespół korelowany przez Fijałkowską-Mader i in. (2018) z zespołem I stwierdzonym w górnej części jednostki litologicznej F, jednostce G i dolnej części jednostka H (zob. Fijałkowska-Mader i in., 2018)
II	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 714,9–721,4 m)	zdominowany przez ziarna pyłku (92,5% spektrum), wśród których najliczniejszą grupę stanowią dwuworkowe pyłki iglastych, należące do przewodniego gatunku *Lueckisporites virkkiae,* reprezentowanego głównie przez normy morfologiczne Aa i Ab; w mniejszej ilości występują okazy z normą Ba i Be, a pojedynczo z Ac; istotnym składnikiem zespołu są także rodzaje *Lunatisporites, Klausipollenites* oraz *Jugasporites*	–
I	Czerwona Woda IG 1 (głęb. 729,1–731,5 m)	zespół ubogi, dominują ziarna pyłku z gatunku *Lueckisporites virkkiae* o normach morfologicznych Aa i Ab	–

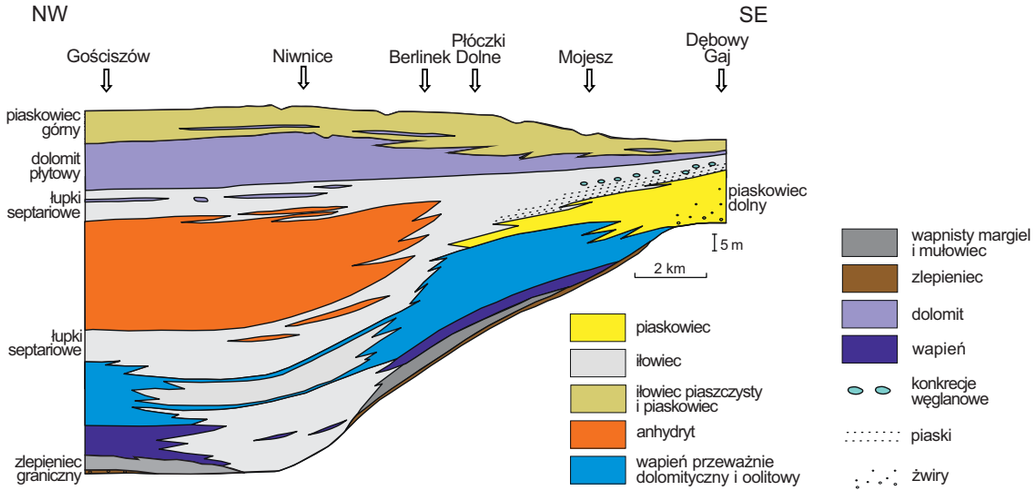


FIG. 36. Litostratygrafia cechsztynu w brzeżnej części basenu północnosudeckiego (wg Raczyńskiego, 1996, 1997)

3 Stratygrafia sekwencji

3.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

W osadach czerwonego spągowca Kiersnowski (1997) wydzielił sekwencje depozycyjne (1–8b), a Karnkowski (1999a, c) – sekwencje (1–6) tektoniczno-(paleo)klimatyczne w osadach czerwonego spągowca górnego (fig. 10). Sekwencje depozycyjne wydzielone przez Kiersnowskiego (1997, 1998) zostały skorelowane z cyklami depozycyjnymi basenu pomorskiego czerwonego spągowca (Kiersnowski, Buniak, 2006). Taki sekwencyjny podział nawiązuje do prób zastosowania stratygrafii sekwencji w zachodniej części południowego basenu permskiego (Yang, Nio, 1993). Umożliwiło to z kolei częściową korelację z jednostkami wyróżnionymi w basenie północnoniemieckim czerwonego spągowca (Schröder i in., 1995).

3.2. CECHSZTYN

Tadeusz M.Peryt

Na przeważającej części obszaru polskiego basenu cechsztyńskiego – wyjątkiem są brzeżne części zbiornika – ewaporaty tworzą zdecydowaną większość profilu cechsztynu; dla przykładu, w rejonie bloku Gorzowa więcej niż 90% (98,6% w otworze Strzelce Krajeńskie IG 1). Chociaż brak jest współczesnych odpowiedników morskich ewaporatów powstających w środku basenu, to rozważania teoretyczne oraz studia innych wielkich kopalnych basenów ewaporatowych pozwoliły wyróżnić trzy główne typy facji ewaporatowych: równi mułowej, płytkowodną i głębokowodną (Kendall, 2010; Warren, 2016). Przez długi okres swojego istnienia polski basen cechsztyński był hydrologicznie izolowany, co powoduje, że określenie stratygraficznego znaczenia granic sekwencji jest problematyczne (Warren, 2016). Ewaporaty morskie obrzeża basenu powstawały głównie jako osady TST i HST, natomiast ewaporaty środka basenu to zazwyczaj osady LST (Kendall, 2010). Ewaporaty głębokowodne środkowej części zbiornika wytrącały się z solanek lateralnie raczej jednolitych, chociaż prawdopodobnie – przez większość czasu – uwarstwionych gęstościowo. Oznacza to, że w danym czasie ewaporaty tej samej facji mineralnej powstawały w całej środkowej części zbiornika (Kendall, 2010), tak jak to miało miejsce podczas depozycji cykli PZ2 i PZ3.

Kendall (2010) zwrócił uwagę, że w wyniku wzrostu poziomu morza borealnego (lecz nie na tyle wysokiego, aby zatopić przegrodę oddzielającą basen cechsztyński od otwartego morza borealnego, co by zakończyło depozycję ewaporatów) wysokość hydrauliczna między morzem i obniżonym poziomem solanki w basenie wzrastała, co zwiększało przesączanie się wody przez przepuszczalną barierę (próg). Kiedy tempo refluksu pozostawało niezmienne, zaawansowany dopływ zwiększał czas przebywania solanki w systemie i sprzyjał wyższemu zasoleniu solanek; dlatego też wzrost poziomu morza borealnego zaznaczał się depozycją wyższych ewaporatów (Kendall, 2010). Tym samym, przynajmniej częściowo, sekwencje wyróżniane w basenie cechsztyńskim są odzwierciedleniem eustatycznych zmian poziomu morza borealnego (fig. 37).

W przypadku pierwszych trzech cykli (PZ1–PZ3), sedymentacja osadów węglanowych miała miejsce w trakcie hydrograficznego połączenia zbiornika cechsztyńskiego z oceanem. W trakcie depozycji Ca2 i Ca3 połączenie to było ograniczone, czego efektem był zarówno zubożony zespół fauny, jak i etapowość transgresji. Świadczy o niej obecność utworów wadycznych w najniższej części dolomitu głównego Ca2 w profilach na stoku platformy ewaporatowej cyklu PZ1, przykrytych utworami facji basenowej, powstałymi na głębokości co najmniej kilkudziesięciu metrów (Peryt, 1992; fig. 38). W trakcie utraty połączenia hydrograficznego z oceanem mogło dojść do szybkiego obniżenia poziomu wody w zbiorniku cechsztyńskim i rozpoczęcia sedymentacji ewaporatów. Oczywistą implikacją obniżenia ewaporatowego jest wynurzenie peryferycznej części zbiornika, w tym zwłaszcza platform węglanowych i ich stoków, jak również koncentracja sedymentacji ewaporatów w środkowej części zbiornika.

W cechsztynie Polski wyróżnia się pięć sekwencji depozycyjnych, z których pierwsza rozpoczęła się w trakcie depozycji górnej części czerwonego spągowca, piąta zaś skończyła w dolnej części pstrego piaskowca (tab. 2). Wcześniej (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998; Jaworowski, Mikołajewski, 2007) wyróżniano cztery sekwencje depozycyjne, przyjmując, że utwory anhydrytu dolnego i najstarszej soli kamiennej, budujące dużą część profili cechsztynu w marginalnej strefie zbiornika, to osady LST. Wyniki badań Dyjaczyńskiego i Peryta (2014) prowadzą do wniosku, że tylko najniższa część anhydrytu dolnego w środkowej części zbiornika to osady LST, natomiast pozostałe ewaporaty PZ1 położone poniżej brekcji anhydrytu górnego to osady TST i HST (na co wskazywał Peryt, 2010).

Granica pierwszej sekwencji (PZS1) jest powszechnie stawiana u podstawy zlepieńca cechsztyńskiego lub tej części białego spągowca, która została przerobiona w trakcie transgresji, natomiast ciąg TST obejmuje utwory zlepieńca cechsztyńskiego, piaskowca cechsztyńskiego, wapienia podstawowego i łupku miedzionośnego (fig. 20). Powierzchnia maksymalnego zalewu pierwszej sekwencji występuje w dolnej części wapienia cechsztyńskiego. Większa część utworów wapienia cechsztyńskiego to utwory HTS, w obrębie których można wyróżnić do trzech parasekwencji (Peryt, 1984, 1986b). Wyjątkiem jest cienki pakiet utworów perylitoralnych występujący w najwyższej części wapienia cechsztyńskiego w środkowej części zbiornika wapienia cechsztyńskiego (Peryt, Piątkowski, 1977), który reprezentuje osad LST drugiej sekwencji (PZS2).

Osady LST drugiej sekwencji to, oprócz najwyższej części wapienia cechsztyńskiego, także utwory najniższej części anhydrytu dolnego, wykształcone powszechnie jako anhydryty gruzłowe (np. Kłapciński, 1966a; Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 1992; Kasprzyk, 1992; Peryt, 1994; Dyjaczyński, Peryt, 2014), które są facją diagenetyczną nałożoną na pierwotne utwory siarczanowe bądź węglanowo-siarczanowej o genezie płytko subakwalnej. Z kolei większa część profilu anhydrytu dolnego systemu platform siarczanowych i przyległych basenów (np. Peryt, 1994) oraz najstarszej soli kamiennej to utwory TST i następnie HST. Brekcja anhydrytowa BrA1g to osad TST trzeciej sekwencji cechsztyńskiej, natomiast wyżej występujące anhydryty masywne w brzeżnych częściach zbiornika to utwory HST. Właśnie z anhydrytami masywnymi wiąże się MFS trzeciej sekwencji. Zdaniem Peryta i in. (1996a) dolna część anhydrytu górnego

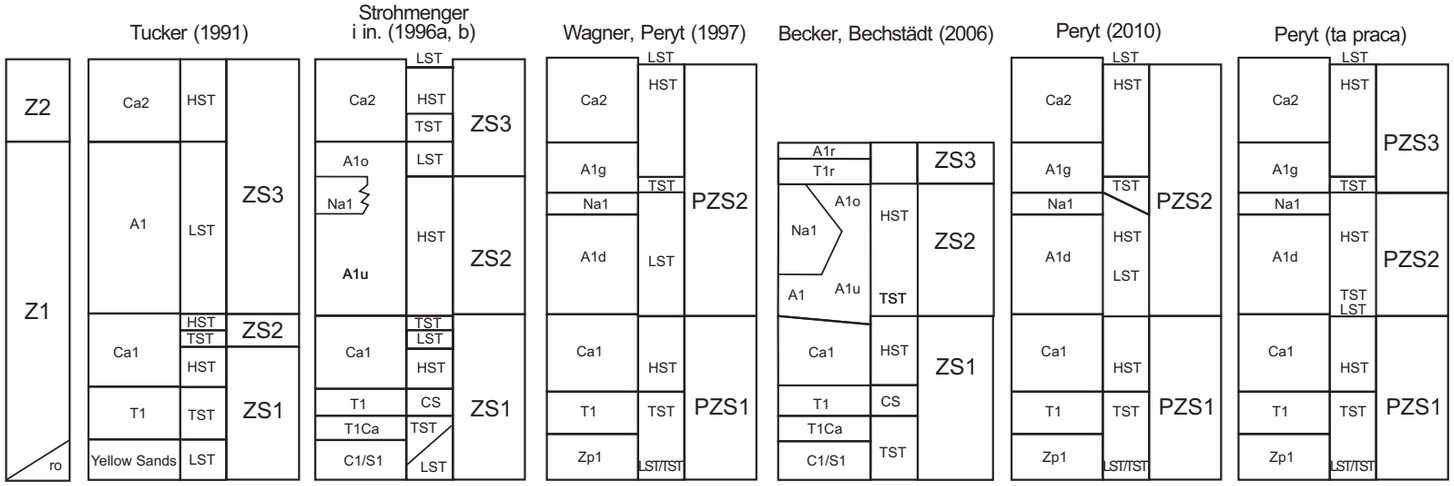


FIG. 37. Stratygrafia sekwencji dolnej części cechsztynu

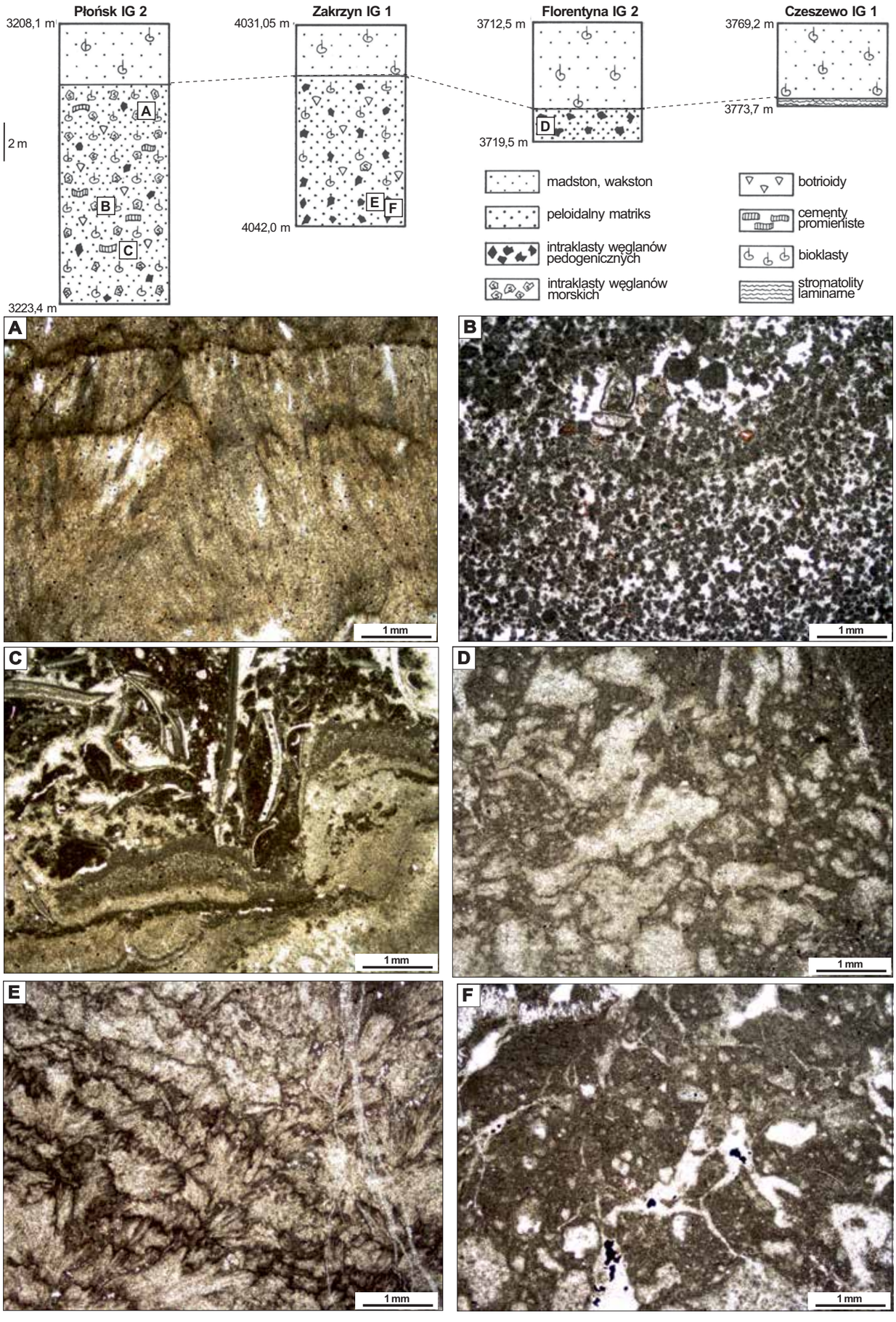


FIG. 38. Przykłady profili dolomitu głównego ze strefy stoku platformy węglanowej (wg Peryta, 1992) – we wszystkich zilustrowanych przypadkach są to dolomity oraz charakterystyczne mikrofacje: **A**, **E** – pokrywy dolomitowe wykazujące stożkowe promienie wskazujące na pierwotną obecność aragonitu; **B** – osad peloidowy z gruzełkami i pojedynczymi fragmentami *Mizzia*; **C** – bioklastyczno-peloidowy pakston i pokrywy cementowe; **D**, **F** – osad gruzełkowy z systemami korzeniowymi

w peryferycznej części zbiornika to utwory TST, natomiast środkowa i górna część anhydrytu górnego – HST. Większa część dolomitu głównego to utwory HST z dobrze rozwiniętą cyklicznością na obszarze przedsudeckim (np. Peryt i in., 1989, 1990; Peryt, Dyjaczyński, 1991; Peryt, Scholle, 1996), zarówno na obszarze brzeżnej platformy węglanowej, jak i na izolowanych platformach w środkowej części zbiornika, opodal platformy brzeżnej. Podobną cykliczność stwierdzono w przyległej, niemieckiej części zbiornika (Strohmenger i in., 1993, 1996a, b), uznając, że sekwencje cykli płyciejących ku górze odzwierciedlają wahania poziomu morza IV rzędu (Strohmenger i in., 1993, 1996a, b). Istnienie takich zmian poziomu morza zostało natomiast zanegowane przez Gąsiewicza (2013).

Na stoku platform węglanowych dolomitu głównego obserwuje się gwałtowne przejście od facji sublitoralnych do perylitoralnych (np. faza D wg Peryta, 1986a: fig. 9D). W konsekwencji górna część dolomitu głównego w strefie skłonu platformy dolomitu głównego to początek utworów LST następnej, czwartej sekwencji cechsztyńskiej.

W obrębie platformy dolomitu głównego granica z anhydrytem podstawowym często jest stopniowa; dolna część A2 to osady sebhy powstałe w wyniku wynurzenia platformy Ca2, które skutkowało depozycją osadów płytkowodnych na stoku platformy Ca2. Osady TST to facja saliny A2, a stosunkowo gruba akumulacja A2 na dobasenowym stoku platformy Ca2 reprezentowałaby zarówno LST, jak i TST czwartej sekwencji (por. Strohmenger i in., 1996a, b; Leyrer i in., 1999; Warren, 2016). Na układ facji ewaporatowych czwartej sekwencji reprezentujących w ogólności LST składa się klin utworów anhydrytu podstawowego reprezentujących facje subakwalne (Peryt i in., 1996b) i występujący na obrzeżu platformy węglanowej dolomitu głównego, a środek zbiornika zajmuje sól kamienna i potasowa (Czapowski i in., 1990). Osady TST to utwory anhydrytu kryjącego, jak również szarego iłu solnego. Utwory dolnej części dolomitu płytowego to osady HST. Niejasna jest pozycja górnej części dolomitu płytowego, która może reprezentować utwory LST następnej sekwencji depozycyjnej, ale możliwe, że występują one dopiero w najniższej części anhydrytu głównego.

Piąta sekwencja depozycyjna rozpoczyna się utworami ewaporatowymi LST, ale po nich następuje ogólna zmiana charakteru sedymentacji i w rezultacie cechsztyn górny jest zdominowany przez litofację terygeniczno-ewaporatową. Zmiany litologiczne były wynikiem oscylacyjnych zmian klimatycznych. Przy założeniu, że w okresach wilgotnego klimatu tworzyły się utwory silikoklastyczne lub silikoklastyczno-chlorkowe, a w okresach suchych – ewaporaty, w cyklotemie PZ4 wyróżniono trzy sekwencje klimatyczne (PZS5-C1, PZS5-C2 i PZS5-C3), dokładnie scharakteryzowane przez Wagnera i Peryta (1997; tab. 2). W trzeciej sekwencji PZS5-C3 wyróżniono trzy parasekwencje (PZS5-C3.1, PZS5-C3.2 i PZS5-C3.3), odpowiadające trzem oscylacjom klimatycznym niższego rzędu (Wagner, Peryt, 1997).

4 Chemostratygrafia

4.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

Analizy chemostratygraficzne utworów czerwonego spągowca były prowadzone przez firmy naftowe w celu wykonania korelacji chemostratygraficznych oraz rekonstrukcji tektonostratygraficznych. Wyniki tych analiz nie zostały opublikowane.

Wulkanizm permski i permo-karboński jest datowany na podstawie wieku izotopowego metodą U-Pb SHRIMP na cyrkonach (Breitkreutz i in., 2007; Słodczyk i in., 2018, 2023; Krzemińska, Poprawa, 2024; Mikulski, Waksmundzka, ten tom: str. 320–321).

Zachodnia Polska (z wyłączeniem rejonu Sudetów). Wiek uformowania się fragmentów pokryw skał wulkanicznych (riolitów i dacytów) w kilku otworach z Pomorza Zachodniego (Daszewo 12, Wysoka Kamieńska 1, Moracz IG 1) oraz z obszaru monokliny przedsudeckiej (Pniewy 3, Zdrój 1 i Strzelce Krajeńskie IG 1) mieści się w interwale 293,0 ±2,3–308,5 ±4,6 mln lat (tab. 19) Odpowiada to późnemu karbonowi i wczesnemu permowi. Rewizja wieku skał wulkanicznych (Słodczyk i in., 2018) oparta na próbkach z dwóch wcześniej przebadanych wierceń (Daszewo 12 i Wysoka Kamieńska 2) wyznacza ten zakres na 297 ±1,1–302 ±1,5 mln lat.

Rejon sudecki. Wulkanizm w dwóch synklinoriach: śródsudeckim i północnosudeckim, które rozwijały się jako powaryscyjskie baseny śródgórskie, został zapoczątkowany w późnym karbonie (ok. 313 mln lat temu), osiągnął kulminację na przełomie karbonu i permu (299 mln lat temu) i wygasł we wczesnym permie (287 mln lat temu; Awdankiewicz, 2025). Awdankiewicz (2022, 2025; Awdankiewicz i in., 2025) wyróżnił dwa zasadnicze kompleksy wulkaniczne: późnokarboński (wiek: 313 ±5–305 ±3 mln lat), rozpoznany tylko w basenie śródsudeckim, i wczesnopermski (wiek: ok. 299–288 ±4 mln lat), stwierdzony w obu basenach.

Rejon krakowski. Badania wieku permskich skał wulkanicznych na podstawie datowań pojedynczych ziaren cyrkonów wyseparowanych z riodacytów metodą U-Pb wykazały uśredniony wiek aktywnego magmatyzmu wynoszący 294,2 ±2,1 mln lat (Nawrocki i in., 2005, 2008).

4.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

Metoda chemostratygraficzna wykorzystująca zawartość bromu jest szczególnie użyteczna w rozpoziomowaniu formacji soli kamiennych. Stwierdzono wyraźne różnice w zawartości tego pierwiastka w ogniwach solnych różnego wieku i z różnych obszarów depozycji (tab. 16). Zmiany zawartości bromu w profilach poszczególnych ogniw solnych umożliwiły wyróżnienie odcinków profili cechujących się podobnymi tendencjami zmian zawartości bromu zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej (Tomassi-Morawiec, 1990, 2003, 2006; Tomassi-Morawiec i in., 2009).

Z wyjątkiem izotopów strontu, izotopowe metody chemostratygraficzne mają niewielkie znaczenie dla korelacji cechsztynu z globalną skalą czasową. Zmiany wartości $\delta^{34}S$ są istotne w przypadku pogranicza permu i triasu, natomiast przez większą część permu, w tym także obejmującym sedymentację ewaporatów cechsztynu, zapis $\delta^{34}S$ cechuje plateau (Paytan i in., 2020). Wartości $\delta^{34}S$ w anhydrytach cykli PZ1-PZ2 (n=52) mieszczą się w wąskim zakresie (9,6–12,6‰; Peryt i in., 2010b; por. Peryt i in., 1998, 2005), którego średnia wartość (11,4 ±0,6‰ – Peryt i in., 2010b) jest bliska wartości charakterystycznej dla późnego permu (10,9 ±1,3‰ wg Kampschulte, Strauss, 2004). Garcia-Veigas i in. (2011) stwierdzili nieco niższą wartość $\delta^{34}S$ w anhydrycie cyklu PZ3 (śr. 10,5 ±0,7‰, n=6) oraz w laminach anhydrytowych w obrębie Na2, Na3 i Na4 (8,8–11,7‰, śr. 10,0 ±0,7‰) w otworze Gorzów Wlkp. IG 1.

W przypadku zapisu $\delta^{13}C$, perm należy do interwałów fanerozoiku cechujących się najmniejszą rozdzielczością (Cramer, Jarvis, 2020), a sam zapis ma ograniczone znaczenie dla korelacji stratygraficznej (Buggisch i in., 2015; Lucas, Shen, 2018). Większość wartości $\delta^{13}C$ wahała się wokół ±4‰ aż po wczesny czangsing, kiedy to rozpoczął się stały, stopniowy spadek wartości $\delta^{13}C$ (Buggisch i in., 2015; Saitoh, Isozaki, 2021). W cechsztynie średnia wartość $\delta^{13}C$ wzrasta od ok. 1,3‰ w łupku miedzionośnym do 3,8‰ w wapieniu cechsztyńskim i następnie do 4,9‰ w anhydrycie dolnym. Najwyższą średnią wartość $\delta^{13}C$ stwierdzono w dolomicie głównym (6,5‰); w dolomicie płytowym obniża się ona do 5,2% – tym samym cały czas wykazuje wartość typową dla wucziapingu (tab. 20).

Wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ ramienionogów występujących w dolnej części wapienia cechsztyńskiego niecki północnosudeckiej i niewykazujących w badaniach mikroskopowych (w tym katodoluminescencyjnych) zmian diagenetycznych to 0,706999–0,707017 (Korte i in., 2006), co wskazuje na wiek numeryczny (wg McArthura i in., 2001) wynoszący 257,5–257,8 mln lat. Niepublikowane wyniki badań, przeprowadzonych przez P. Raczyńskiego i autora, dwóch wyselekcjonowanych dobrze zachowanych muszli brachiopodów z wapienia cechsztyńskiego z kopalni Konrad (ponad strefą miedzionośną) oraz kopalni Rudna (pochylnia A-0) wskazują na wiek nieco młodszy (wartości, odpowiednio: 0,707026 i 0,707090, odpowiadające wiekowi 257,25 i 256,2 mln lat), przypadający na przełom środkowej i górnej części wucziapingu. Z kolei wiek poszczególnym poziomów anhydrytowych określony na podstawie wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ w anhydrytach cechsztyńskich Polski (tab. 21) mieści się w następującym przedziale wiekowym (wg McArthura i in., 2001, w mln lat): dla anhydrytu dolnego: 258–261; dla anhydrytu górnego: 256,4–260; dla anhydrytu podstawowego: 256,5–258; dla anhydrytu głównego: 255–256,6. Podobne wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,707031–0,707042 w anhydrycie i 0,707005–0,707020 w kalistrontycie) odpowiadające odpowiednio 256,25–258,1 mln lat i 256,6–258,8 mln lat stwierdzono w formacji z Fordon w Yorkshire (Anglia; Kemp i in., 2018).

TAB. 19. Datowania skał wulkanicznych dolnego czerwonego spągowca w zachodniej Polsce poza rejonem sudeckim (w mln lat)

Otwór wiertniczy [głębokość pobrania próbki w metrach]	Breitkreuz i in. (2007)	Breitkreuz, Maliszewska, Krzemińska (dane niepubl.)	Słodczyk i in. (2018)	Słodczyk i in. (2023)
Daszewo 12 [ok. 3455]	293,0 ±2,3 (n = 21)	–	297 ±1,1	–
Wysoka Kamieńska 2 [ok. 3500]	294,6 ±2,9 (n = 18)	–	302 ±1,5 (n = 16)	293,9 ±3,4 (n = 11)
Moracz IG 1 [4108–4109,7]		304 ±4 299 ±3,6	–	–
Pniewy 3 [ok. 3880]	298,5 ±3,3 (n = 5)	–	318–323 (wiek koncordia)	–
Zdrój 1 [ok. 3080]	296 ±3 (n = 12)	–	–	–
Strzelce Krajeńskie IG 1 [4269–4290,7]	–	303±2	–	–
Strzelce Krajeńskie IG 1 [4662–4664,64]	–	307,9 ±4,5 308,5 ±4,6	–	–

TAB. 20. Wartości $\delta^{13}C$ w próbkach skał węglanowych cechsztynu oraz łupku miedzionośnego

	Lokalizacja	n	Zakres wartości $\delta^{13}C$ ‰			Źródło	Średnia wartość $\delta^{13}C$ ‰
			min.	max.	śr.		
Dolomit płytowy	Rejon Wrocławia (Wojnów W8)	3	4,2	4,9	4,5	Peryt, Taviani (1986)	5,2 (n = 64)
	Rejon Zatoki Puckiej (3 profile) i Jamno IG 1	61	2,4	6,4	5,2	Peryt, Scholle (1996)	
Dolomit główny	Zakrzyn IG 1	3	6,1	6,3	6,2	Peryt, Taviani (1986)	6,5 (n = 501)
	Rejon Zatoki Puckiej (22 profile)	204	1,3	8,2	6,1	Peryt, Magaritz (1990)	
	Monoklina przedsudecka (8 profili)	140	4,5	8,2	7,0	Peryt, Scholle (1996)	
	Platforma Kamienia Pomorskiego (9 otworów)	127	3,6	8,2	6,9	Gąsiewicz (2013)	
	Polska NW (3 profile)	21	3,4	6,9	5,8	Słowakiewicz i in. (2015)	
	Gomunice 10 (wschodnia monoklina przedsudecka)	6	5,9	6,8	6,4	Słowakiewicz i in. (2016)	
Anhydryt dolny*	Jabłonna 1-3, Wielichowo 3	8	3,0	6,5	4,9	Peryt i in. (2010b)	–
Wapień cechsztyński	Jabłonna 1,3	55	–0,1	5,7	3,0	T.M. Peryt, niepubl.	3,8 (n = 839)
	Jabłonna 2,4	98	–0,3	6,4	2,7	Peryt i in. (2016)	
	Kościan 19, 20	115	2,0	6,3	4,0	T.M. Peryt, nie publ.	
	Brońsko 1, Kokorzyn 1, Kościan 9, Kościan 10, Paproć 21, Paproć 29	126	–2,2	8,3	4,4	Peryt i in. (2015)	
	Rejon Wrocławia (6 profili)	153	2,9	6,4	5,3	Magaritz, Peryt (1994)	
	Gołdap IG 1	17	4,6	6,4	5,6		
	Wyszków IG 1	7	1,3	5,5	3,7		
	Zdrada IG 8	20	3,6	6,4	5,1	Peryt, Peryt (2012)	
	Bonikowo 2	23	–2,7	4,8	1,9	D.Peryt i in. (2016)	
	Bonikowo 1	51	2	5,4	3,7	Raczyński i in. (2017)	
	Elżbieciny 1, Racot 1	36	0,5	4,1	2,1	Raczyński i in. (2016)	
	Czarna Wieś 4, Kościan 21, Paproć 28	49	–2,2	7,2	2,8	Peryt i in. (2015)	
	Boruja 4k, Kościan 22, Ruchocice 5, Wielichowo 3	47	–1,6	5,3	2,7	Peryt (2021)	
	Horridonia horrida z Kajetanowa	42	2,6	4,9	4,1	Nielsen i in. (2013)	
Łupek miedzionośny	Kopalnie KGHM	9	–0,8	4,3	0,9	Sawłowicz (1989)	1,3 (n = 134)
	Próbki z 43 otworów na obszarze Polski (po jednej z każdego otworu; kalcyt)	43	–4,1	5,4	0,9	Bechtel i in. (2000)	
	Próbki z 43 otworów na obszarze Polski (po jednej z każdego otworu; dolomit)	43	–1,9	4,7	2,2		
	3 profile z rejonu Lubin–Sieroszowice (S-2, PZ-17, PZ-19)	15	–2,1	3,5	0,8	Oszczepalski i in. (2002)	
	Kościan 21, Paproć 28	11	–4,5	2,8	–1,5	Peryt i in. (2015)	
	Zdrada IG 8	13	0,7	5,4	3,3	Peryt, Peryt (2012)	

* przewarstwienia dolomitu

TAB. 21. Wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ w próbkach anhydrytów cechsztyńskich oraz skał węglanowych wapienia cechsztyńskiego (tabela nie zawiera wyników badań ramienionogów cechsztyńskich, omówionych w tekście). Zieloną barwą oznaczono wartości wskazujące na późny perm

	Lokalizacja	Liczba oznaczeń	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Źródło	Uwagi
A3	Gorzów Wlkp. IG 1	11	0,707069–0,707175	Denison, Peryt (2009)	–
	Olsztyn IG 1	7	0,707104–0,707366		położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z lądu, podwyższających wartość $^{87}Sr/^{86}Sr$ w większości próbek
A2	Gorzów Wlkp. IG 1	2	0,707007–0,707025		–
	Barnówko 11	5	0,706980–0,707051		–
	Zawisze 1	1	0,706980		–
	Olsztyn IG 1	3	0,707119–0,707146		położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z lądu, podwyższających wartość $^{87}Sr/^{86}Sr$
A1g	Gorzów Wlkp. IG 1	2	0,707015–0,707027		–
	Kamień Pomorski IG 1	8	0,707019–0,707043		–
	Barnówko 11	3	0,707002–0,707073		–
	Zawisze 1	3	0,706930–0,706997		–
	Olsztyn IG 1	3	0,707105–0,707116		położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z lądu, podwyższających wartość $^{87}Sr/^{86}Sr$
	Bonikowo 2	3	0,706974–0,707273		wartości na ogół bardziej radiogeniczne – otwór położony blisko strefy uskokowej
A1d	Kościan 22	5	0,706924–0,707044		–
	Olsztyn IG 1	9	0,707070–0,707710		położenie w brzeżnej części zbiornika skutkowało dopływem wód z lądu, podwyższających wartość $^{87}Sr/^{86}Sr$ w większości próbek
	Bonikowo 2	9	0,707107–0,708715		wartości bardziej radiogeniczne – otwór położony blisko strefy uskokowej
Ca1	Jabłonna 2, 4	8	0,707358–0,708537	Peryt i in. (2016)	zmienne wartości radiogeniczne to wynik cyrkulacji solanek ascenzyjnych i ich interakcji ze skałami stojącymi na ich drodze (Peryt i in., 2016; Peryt, 2021)
	Kościan 22, Ruchocice 5, Wielichowo 3	12	0,707924–0,711164	Peryt (2021)	

Wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ stwierdzone w wapieniu cechsztyńskim (tab. 21) są na ogół znacznie wyższe niż wartości cechujące permską wodę morską (McArthur i in., 2001; Denison, Peryt, 2009), co jest związane ze zmianami diagenetycznymi pod wpływem solanek ascenzyjnych (por. Peryt, 2021). Tylko dwie wartości w próbce pochodzącej z żyły neptunicznej w wapieniu cechsztyńskim w otworze Jabłonna 4 odpowiadają wiekowo permowi (251,2–251,8 i 252,1–253 mln lat według McArthura i in., 2001), choć wydają się one znacznie młodsze niż wartości, jakich można byłoby oczekiwać.

W podsumowaniu – stratygrafia izotopowa zdaje się wskazywać na środkowowuczciapiński wiek początku cechsztynu w basenie polskim.

5 Biostratygrafia

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Biostratygrafia osadów czerwonego spągowca, z definicji lądowych, dotyczy tylko najniższej części dolnego czerwonego spągowca, powstałych we wczesnym permie, w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego (subtropikalnego) z przejściem do klimatu półsuchego. Dotyczy to zachowanych szczątków roślin (makroflora), ryb, płazów i bezkręgowców, głównie mięczaków. Występują również skamieniałości śladowe (tropy kręgowców) i ślady aktywności bezkręgowców, owadów i meduz. Znaczenie stratygraficzne niektórych z tych skamieniałości jest dwojakiego rodzaju: generalnie reprezentują najniższy perm (autun) lub formy permo-karbońskie, albo można na ich podstawie wykonać zonację stratygraficzną (np. skrzydła owadów i muszli muszloraczków – Schneider i in., 2024), ale tylko w pojedynczych basenach sedymentacyjnych. Kluczowe znaczenie dla stratygrafii ma zonacja palinologiczna (mikroflora – spory i ziarna pyłków; Górecka, 1969; Jerzykiewicz, 1973, 1975, 1981, 1987; Górecka i in., 1979 *fide* Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Dybova-Jachowicz, 1981; Dybowa-Jachowicz, Filipiak, 2001; Górecka-Nowak, 2023) pozwalająca powiązać osady z florą reprezentatywną dla pogranicza permu i karbonu i pojawienia się we wczesnym permie roślin szpilkowych znamionujących przejście do klimatu suchego. Wyróżnione podstawowe poziomy miosporowe dla czerwonego spągowca to: *Vittatina costabilis* (VC) dla dolnej części autunu i *Disaccites stratiti* (DS) dla górnej części autunu i dolnej części saksonu. W górnej części saksonu występuje poziom miosporowy: *Lueckisporites virkkiae* (LV-Aa) (Dybova-Jachowicz, Chłopek, 2003).

Jednostki biostratygraficzne czerwonego spągowca znajdują zastosowanie w izolowanych subbasenach jeziornych i fluwialnych. Wydzielenia oparte na oznaczeniach biostratygraficznych (palinologicznych, makroflory, stawonogów; rzadko kręgowców) dotyczą basenów sudeckich (łupki walchiowe i antrakozjowe; Jerzykiewicz, 1987; Raczyński, Mastalerz, 1996; Werneburg, Kiersnowski, 1996; Šimůnek, Ploch, 2022), wschodniego basenu przedsudeckiego (Gąsiewicz, Kiersnowski, 1986), bloku przedsudeckiego, basenu dolnośląskiego i rejonu śląsko-krakowskiego (martwica karniowicka, np. Lipiarski, 1971; Ćwiżewicz, Szulc, 1989). Z basenu śródsudeckiego opisano ryby (Štamberg, 2021; Pawlak i in., 2024) i tropy gadów (Voigt i in., 2012; Ploch, Kiersnowski, 2018) mające znaczenie stratygraficzne w odniesieniu do innych basenów waryscydów wewnętrznych.

W osadach górnego czerwonego spągowca występują też rzadkie ślady roślin (odciski, artefakty łodyg i korzeni, zsylifikowane drewno), poziomy pedogeniczne (paleogleby) oraz skamieniałości śladowe (Kiersnowski, 2008, 2015, 2023b; Kiersnowski, Waśkiewicz, 2023; Waśkiewicz, Kiersnowski, 2023).

Głównym narzędziem biostratygraficznym stosowanym w przypadku cechsztynu jest palinologia, wspomagana – w najniższej części cechsztynu – przez konodonty, chociaż brak jest globalnych form wskaźnikowych, i muszloraczki w jego najwyższej części. Palinomorfy występują zarówno w osadach morskich, jak i lądowych, co z jednej strony czyni je bardzo użytecznymi dla korelacji warstw powstałych w różnych środowiskach, a z drugiej – z uwagi na to, że palinomorfy rozpraszają się na odległość kilkudziesięciu kilometrów od wytwarzających je roślin – ich zastosowanie w korelacjach wielkoskalowych jest ograniczone (Traverse, 2007). Palinologiczna zonacja cechsztynu w ciągu półwiecza była oparta na założeniu ewolucyjnej zmienności palinodemów (wariantów) *Lueckisporites virkkiae* (Visscher, 1971). Obecnie zdecydowanie się odchodzi od zonacji biostratigraficznej wywodzącej się z palinodemów czy wariantów *L. virkkiae* (Gibson, 2020; por. Hartkopf-Fröder, Heunisch, 2020; Gibson, Bodman, 2021), ponieważ odmiany *L. virkkiae* to formy harmomegartyczne, które nie są naturalnie odrębne. Co prawda nie wyklucza to lokalnego zastosowania koncepcji Visschera (1971), ale inaczej się ma sprawa w przypadku porównywania różnych obszarów, o czym świadczy fakt, że w Górach Świętokrzyskich poziom szarego iłu solnego to poziom Ac (Fijałkowska, 1995b), a na Pomorzu Zachodnim – poziom Bc (Dybova-Jachowicz, 1981).

W najniższym cechsztynie Niemiec (Bender, Stoppel, 1965; Jordan, 1969; Kozur, 1994, 2007; Legler i in., 2005; Menning i in., 2006), Anglii (Swift, Aldridge, 1985; Swift, 1986, 1995), a także w wapieniu cechsztyńskim otworu Wejherowo IG 1 (Szaniawski, 1969, 2001), występuje zespół z konodontami *Mesogondolella britannica* i *Merrillina divergens*. Jest on korelowany z niewątpliwie późnopermskim zespołem z *Mesogondolella rosenkrantzi* i *Merrillina divergens* ze wschodniej Grenlandii, uznanym przez Mei i Hendersona (2001) za nieco młodszy niż wczesnowuczciapiński (ich zdaniem) zespół konodontów występujący w cechsztynie. Hounslow i Balabanov (2018) zauważyli, że zasięg stratygraficzny *Merrillina divergens* jest szeroki i obejmuje także warstwy datowane na czangsing, dlatego też, z uwagi na różnice między fauną zimno- i ciepłowodną, fauna konodontowa cechsztynu wskazuje na loping (por. Henderson, Mei, 2000).

6 Magnetostratygrafia

Hubert Kiersnowski, Tadeusz M. Peryt

Wczesne badania magnetostratygraficzne obejmujące permskie skały magmowe obszaru krakowskiego wykonali Birkenmajer i Nairn (1964).

W południowym basenie permskim kluczowe znaczenie dla korelacji osadów czerwonego spągowca ma zmiana polarności określana jako odwrócenie ilawarskie (*Illawarra Reversal*, IR), kończąca najdłuższy okres stabilnej polarności geomagnetycznej w trakcie fanerozoiku – od pensylwanu do gwadalupu (Steiner, 2006; Ogg i in., 2016) Jest to jedyny reper czasowy w europejskim basenie czerwonego spągowca (Menning, 1995a, b, 2001; Menning i in., 2022). Granica IR wyznaczona przez Menninga i in. (1988) w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (otwór Mirow 1 w formacji z Parchim) i potwierdzona (z dużym prawdopodobieństwem) analizą magnetostratygraficzną w polskim basenie czerwonego spągowca (podgrupa Drawy) w profilu wiercenia Piła IG 1 (Nawrocki, 1997; fig. 39) jest wyznaczona na ok. 265–266 mln lat (Menning, 1995a, b, 2001). Przyjęcia granicy IR w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca w spągowej części profilu górnego czerwonego spągowca (formacja z Parchim) oznaczałaby, że osady zachowane poniżej tej granicy powstały podczas 1 mln lat lub mieszczą się w interwale czasu sięgającym 20 lub więcej mln lat (postulowany czas trwania luki stratygraficznej; fig. 9). Kluczowym problemem jest zasadność wyznaczenia granicy IR w czerwonym spągowcu w basenie niemieckim i polskim. Wg Menninga (1995a) poniżej granicy IR istnieje hiatus i nie jest pewne, czy wyznaczona granica IR nie odpowiada jednemu z wielu przemagnesowań zarejestrowanych w górnym permie, a właściwa granica IR jest ukryta w interwale czasu pozbawionym zapisu osadowego. Nawrocki (1997) uznał, że stwierdzona w czerwonym spągowcu w basenie północnoniemieckim granica IR może nie być nią w rzeczywistości, a faktyczna granica megazon magnetycznych znajduje się w luce stratygraficznej między osadami dolnego i górnego czerwonego spągowca, natomiast granica wyznaczona przez Menninga i in. (1988) odpowiadałaby kolejnemu epizodowi przemagnesowań. Wskazywałby na to fakt, że poza niemieckim basenem czerwonego spągowca nie ma ciągłego profilu karbońsko-permskiej megazony odwrotnej, a osady czerwonego spągowca znajdujące się poniżej postulowanej granicy IR, czyli w zonie odwrotnej, mają niewielką miąższość w stosunku do całego profilu górnego czerwonego spągowca oraz potencjalnie reprezentują niewielki interwał czasu.

W wapieniu cechsztyńskim w otworze wiertniczym Jaworzno IG 1 i w dwóch odsłonięciach w niecce północnosudeckiej (Niwnice i Nowy Kościół) stwierdzono magnetozonę normalną (Nawrocki, 1997). Na granicy cechsztyn–pstry piaskowiec występuje magne-

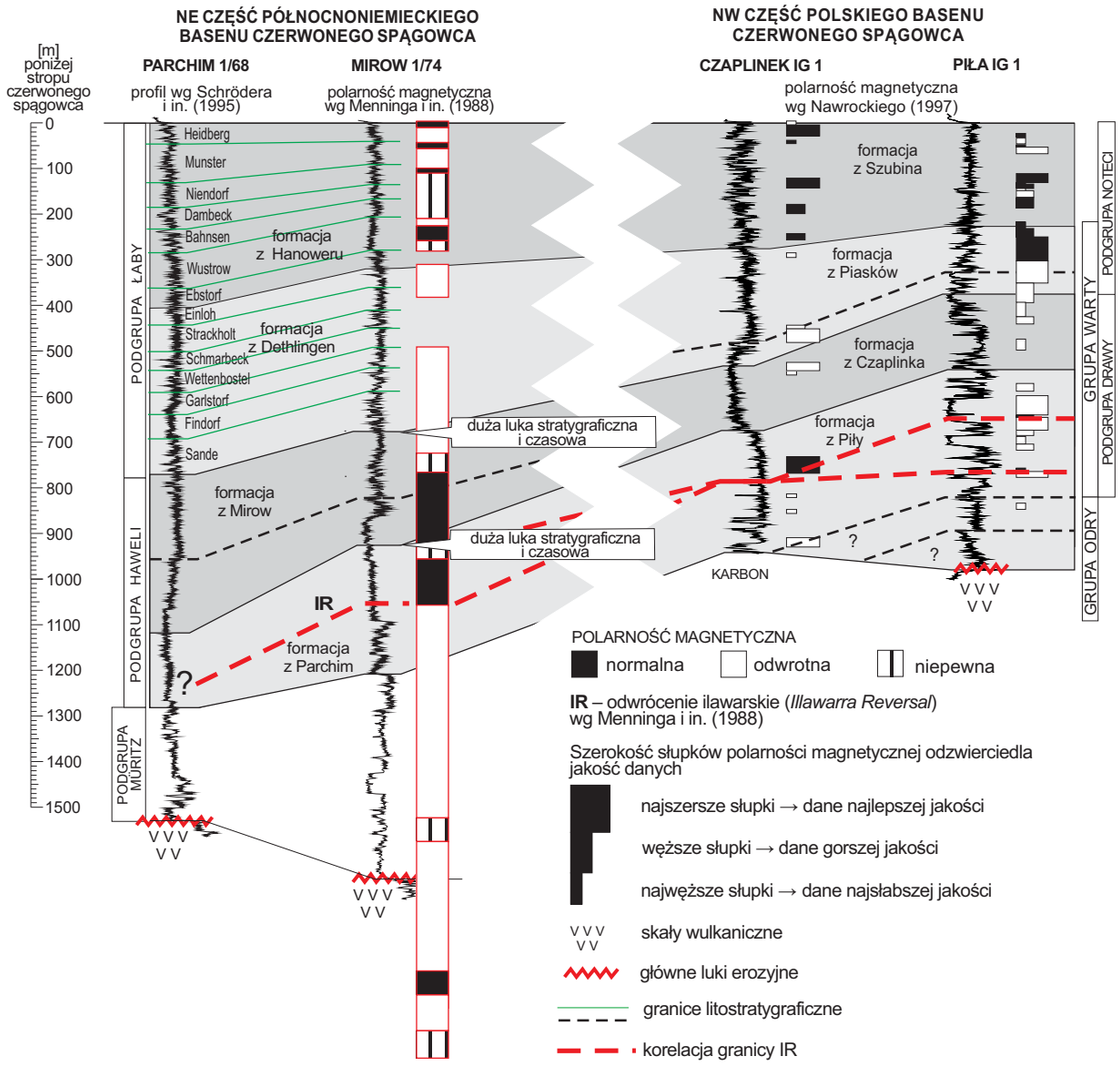


FIG. 39. Korelacja kluczowych profili czerwonego spągowca w basenie polskim (Piła IG 1 i Czaplinek IG 1) i w basenie północnoniemieckim (Parchim 1/68 i Mirow 1/74) w powiązaniu z interpretacją dowiązania w basenie polskim kluczowej granicy paleomagnetycznej IR (odwrócenie ilawarskie) wyznaczonej w basenie północnoniemieckim (za Słowakiewiczem i in., 2009: fig. 5, zmieniono)

tozona normalna Tbn1 (Nawrocki, 1997), a w górnej części formacji rewalskiej, gdzie stawiana była granica perm/trias – magnetozona odwrotna PZr1 (Nawrocki, 2004).

Interwał cechsztyński cechuje się głównie normalną polarnością z kilkoma magnetozonami odwrotnymi ułatwiającymi korelację, jaka została opracowana dla południowego basenu permskiego (Szurlies, 2020). Zgodnie z tą korelacją dolna granica cechsztynu odpowiada środkowi wucziapingu, a granica wucziaping–czangsing (tj. 254,1 mln lat temu) w cechsztynie występuje w obrębie górnej części cyklu trzeciego. Tym samym długość cechsztynu wg Szurliesa (2020) to ok. 2,8–3,5 mln lat. Inną korelację przedstawili Hounslow i Balabanov (2018: fig. 7): zgodnie z nią w najniższej części cechsztynu występują najstarsze części magnetochrony LP2n.3n, zatem wiek łupku miedzionośnego odpowiadałby środkowi czangsingu.

Historia sedymentacji i ewolucja basenów sedymentacyjnych

7

7.1. CZERWONY SPĄGOWIEC

Hubert Kiersnowski

W końcowej fazie ruchów waryscyjskich, przypadających na schyłek karbonu, powstawały lokalne baseny sedymentacyjne, definiowane jako podwulkaniczne, z klastycznymi osadami formacji Świńca (Pokorski, 1981a, b, 1988a) i formacji z Dolska (Karnkowski, 1987b). Stwierdzono również skały osadowe międzywulkaniczne w lokalnych depocentrach (formacja z Kargowej), w obniżeniach pomiędzy stratowulkanami (Geissler i in., 2008), lub na skłonach wyniesień (bloków tektonicznych) zbudowanych ze skał karbońskich (formacja ze Strzelec Krajeńskich).

Pierwsze, bardziej rozległe baseny sedymentacyjne (osady epiklastyczne i piroklastyczne) powstały w trakcie zaniku ostatniej fazy wulkanizmu waryscyjskiego w obrębie rowów tektonicznych związanych z schyłkowymi ruchami powaryscyjskimi. W obrębie internidów waryscyjskich istniały późnokarbońskie baseny sedymentacyjne (basen śródsudecki i basen północnosudecki), których rozwój kontynuował się we wczesnym permie.

W obrębie północnych internidów waryscyjskich powstał basen Zielonej Góry z rowem tektonicznym Koziczyn–Chyże i blokiem Ługowa oraz baseny Górnej Odry z rowami: Bielawy–Gawrony, Kargowa–Wschowa, Jezierzyc, Żakowo–Jutrosin, Rawicz–Baranowice i Jemielno–Borzęcin. W południowej strefie eksternidów waryscyjskich powstał basen Poznania z rowami: Grodziska Wielkopolskiego, Lubiatów–Pniewy, Kórnika i Książa Wielkopolskiego. We wschodniej części południowych eksternidów waryscyjskich znajduje się rów tektoniczny Raduchowa. W północnej strefie eksternidów waryscyjskich powstał rów (basen) Stargardu oraz rów (basen) Obrzycko–Objezierze–Grundy (fig. 10). Na SE przedpolu eksternidów waryscyjskich, w rejonie śląsko-krakowskim powstał rów tektoniczny (fig. 11) wypełniony dolnopermskimi osadami epiklastyczno-piroklastycznymi.

Baseny sedymentacyjne górnego czerwonego spągowca powstawały w domenie eksternidów waryscyjskich i na ich przedpolu. Ufor-

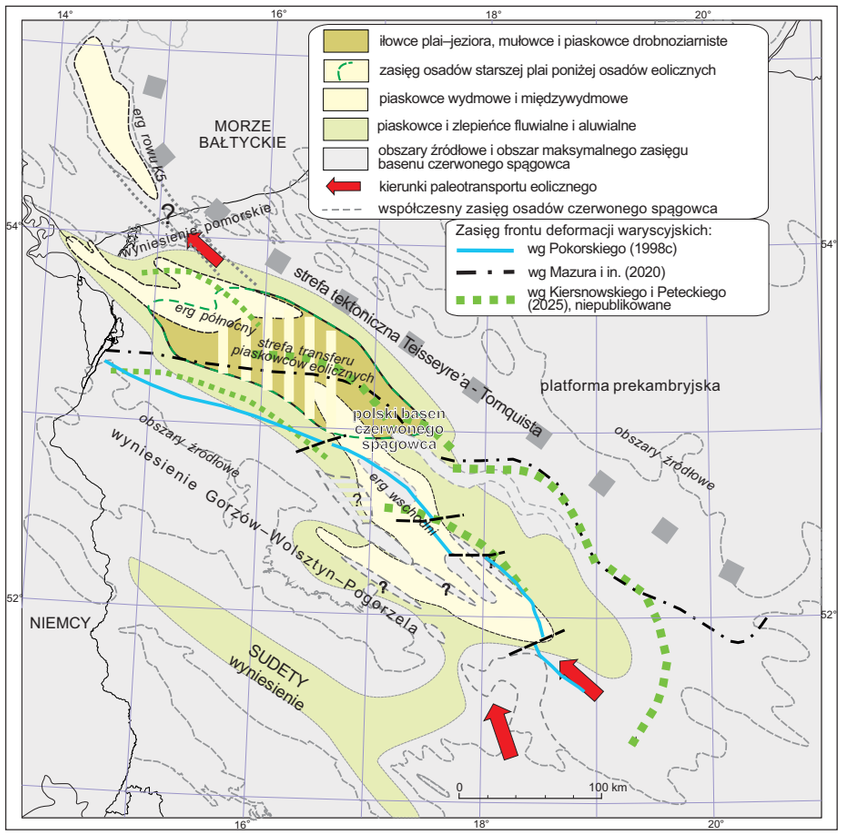


FIG. 40. Baseny inicjalne górnego czerwonego spągowca – formacja z Piły. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

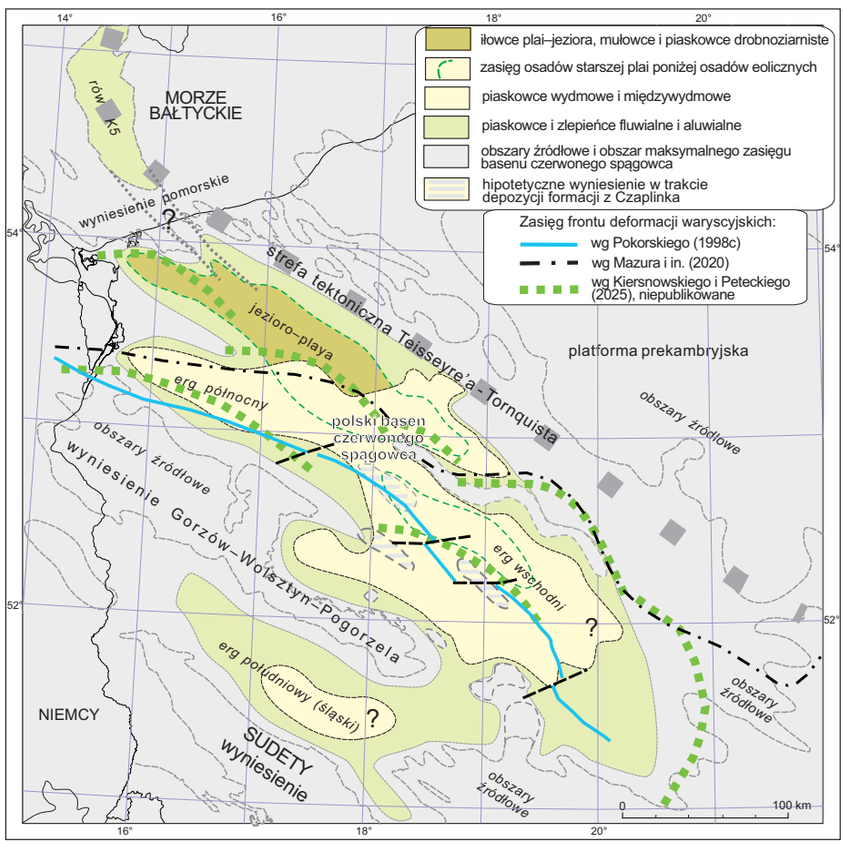


FIG. 41. Baseny górnego czerwonego spągowca – formacja z Czaplinka. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

mowały się po znaczącej luce erozyjnej w dalszym etapie subsydencji termicznej i tektonicznej, szczególnie silnej w strefie krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. W rezultacie osady górnego czerwonego spągowca leżą przekraczająco na osadach dolnego czerwonego spągowca.

Zróżnicowanie subsydencji począwszy od wczesnego permu spowodowało, że część obszarów pozostała wyniesiona. Dotyczy to szczególnie obszaru wyniesienia GWP zlokalizowanego na SW od obszaru głównego basenu czerwonego spągowca.

Skutkowało to na części obszaru brakiem osadów górnego czerwonego spągowca lub ich stosunkowo małą miąższością. Część tego obszaru była permanentnie wynoszona i erodowana. Miejscami dotyczyło to również obszarów, na których pierwotnie osadziły się utwory dolnego czerwonego spągowca. Wzdłuż tektonicznych krawędzi wyniesień powstawały w górnym czerwonym spągowcu osady w większości gruboklastyczne. Osiągają one znaczną miąższość, szczególnie w rowach tektonicznych, gdzie można wydzielić osady należące do dolnego i górnego czerwonego spągowca, powstałe w częściowo odmiennych środowiskach sedymentacji. Osady dolnego czerwonego spągowca tworzyły się generalnie w warunkach klimatu wilgotnego, a osady górnego czerwonego spągowca w warunkach klimatu suchego. Stąd sedymentacja w dolnym czerwonym spągowcu była zdominowana przez osady fluwialne, aluwialne i jeziorne, a w górnym czerwonym spągowcu przez osady eoliczne, plai i aluwialne oraz fluwialne (podgrupy Drawy i Noteci) (fig. 40–43).

Baseny poboczne górnego czerwonego spągowca, w stosunku do basenu centralnego, są rozwinięte na obszarze platformy prekambryjskiej. Ich geneza jest wiązana głównie z erozją obszaru położonego wyżej względem centralnego basenu czerwonego spągowca, a w mniejszym stopniu z subsydencją starszego podłoża: sylurskiego dla basenu warmińskiego i basenu słupskiego (Wagner, 1997) oraz karbońskiego dla basenu podlaskiego (fig. 43). Baseny poboczne są wypełnione osadami o niewielkiej miąższości: w basenie warmińskim są to zlepieńce pochodzące z erozji wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz osady ilaste (w tym brekcje ilaste) pochodzące z erozji niżej leżących osadów syluru, w basenie słupskim – zlepieńce pochodzące z erozji wyniesienia strefy Koszalin–Chojnice oraz piaskowce eoliczne, a w basenie podlaskim – zlepieńce pochodzące z erozji południowej części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz piaskowce fluwialne i eoliczne (fig. 43).

Rozwój pokrywy osadowej w górnym czerwonym spągowcu był związany z subsekwentną aktywnością tektoniczną, szczególnie aktywną w trakcie rozwoju osadów podgrupy Drawy. Zasadnicza przebudowa tektoniczna w obrębie centralnego basenu czerwonego spągowca oraz wzdłuż jego NE krawędzi nastąpiła na granicy podgrupy Drawy i Noteci. Było to związane z erozją osadów podgrupy Drawy i wkroczeniem do centrum basenu sedymentacyjnego osadów gruboklastycznych (zlepieńców). Przykładem tektonicznego zróżnicowania (segmentacji) podłoża centralnego basenu górnego czerwonego spągowca jest zamieszczony schematyczny przekrój geologiczny od wiercenia Stargard 1 na zachodzie do wiercenia Budziszewice IG 1 na SE (fig. 4).

W czasie depozycji formacji z Piły (fig. 40) powstały pierwsze pokrywy piaskowców eolicznych określone jako erg wschodni, erg północny i erg rowu K5. Interpretacja rdzeni i krzywych geofizyki otworowej sugerują eoliczny transport piasku z południa i SE na NW. W basenach oprócz osadów eolicznych powstały osady fluwialne, aluwialne i plai–jeziora.

W trakcie depozycji formacji z Czaplinka nastąpiło zwiększenie zasięgu osadów, szczególnie eolicznych (fig. 41). Powiększenie się pokrywy piaskowców eolicznych (rozwój ergów) nie było determinowane wyłącznie czynnikami tektonicznymi, a raczej klimatem i dostępnością źródeł piasku. Obfitość źródeł piasku spowodowała powstanie i zachowanie się w zapisie osadowym dużych wydm poprzecznych. Jednocześnie zaczął dominować transport eoliczny z NE. W basenach oprócz osadów eolicznych powstały osady fluwialne, aluwialne i plai–jeziora.

Na początku rozwoju osadów podgrupy Noteci – w trakcie depozycji formacji z Piasków – pojawiły się osady fluwialne, czasem stosunkowo gruboklastyczne (fig. 42). Przechodziły one stopniowo w osady plai–jeziora, którego obszar występowania zmieniał się w czasie. Występujące okresowo osuszenie spowodowało powstanie poziomów ewaporacji soli, co jest dokumentowane śladami po krystalizacji kryształów soli i obecnością anhydrytów syngenetycznych w postaci gruzłowych skupień (Krzywiec i in., 2017). Dominujący transport eoliczny z kierunku NE spowodował rozbudowę ergu wschodniego w rejonie basenu Poznania oraz powstanie ergu południowego (śląskiego) na przedpolu paleo-Sudetów.

W trakcie sedymentacji formacji z Szubina centralną część basenu czerwonego spągowca wypełniały osady plai (fig. 43). Na obrzeżach plai występowały osady fluwialne, a w strefach marginalnych – osady aluwialne. SW część basenu była zdominowana przez osady

eoliczne ergu wschodniego, które w tym czasie osiągnęły największe rozprzestrzenienie w basenie śląskim. Paleogeografia stropowych osadów górnego czerwonego spągowca jest bardzo dobrze rozpoznana, co wynika z faktu jej „zakonserwowania" pod przykryciem osadów cechsztynu.

7.2. CECHSZTYN

Tadeusz M. Peryt

Wkrótce po transgresji cechsztyńskiej w zbiorniku – w którym wody bogate w substancje odżywcze sprzyjały wysokiej produktywności organicznej wód powierzchniowych (Brongersma-Sanders, 1971; McCann i in., 2008) – zapanowały warunki anoksyczne-euksyniczne, co skądinąd było charakterystyczne dla lopingu (Şengör, Atayman, 2009). Osady głębokowodnej facji łupku miedzionośnego powstawały w strefie anaerobowej lub na jej przejściu do facji dysaerobowej, osady facji płytkowodnej – w facji dysaerobowej (Oszczepalski, Rydzewski, 1987), a w dobrze napowietrzonych wodach powyżej chemokliny – osady węglanowe.

Ustanie warunków anoksycznych, będące następstwem zwiększonego pionowego mieszania wody morskiej, spowodowało początek sedymentacji wapienia cechsztyńskiego. W środkowej części zbiornika utrzymywały się warunki dysoksyczne (Peryt, Peryt, 2012). Wyjątkiem były obrzeża niezalanych przez inicjalną transgresję elewacji podłoża, które na początku depozycji wapienia cechsztyńskiego tworzyły wyspy, w niektórych przypadkach zalane bądź podczas późniejszego etapu sedymentacji wapienia cechsztyńskiego (Czajor, Wagner, 1973; Wagner, 1976; Dyjaczynski i in., 2001; D. Peryt i in., 2012), bądź też znacznie później (nawet w trakcie sedymentacji utworów PZ3 – Kwolek, Mikołajewski, 2007). W tym pierwszym przypadku, na elewacjach podłoża w NW Polsce oraz w części wyniesienia GWP powstały rafy, chociaż nie można wykluczyć, że rafy związane z tym wyniesieniem, o charakterystycznym następstwie biofacji (Peryt i in., 2012b, 2016; Raczyński i in., 2016, 2017; Fheed i in., 2022), reprezentują górną część wapienia cechsztyńskiego.

Wzdłuż wybrzeża tworzyły się utwory barierowe, ooidowe i (rzadziej) onkoidowe, niszczone i przemieszczane podczas sztormów (Raczyński, 1997). Przede wszystkim był z nich odpłukiwany w głąb zbiornika drobniejszy, lżejszy materiał, w rezultacie czego znaczna część profilu wapienia cechsztyńskiego na obszarze szelfu to madstony i wakstony.

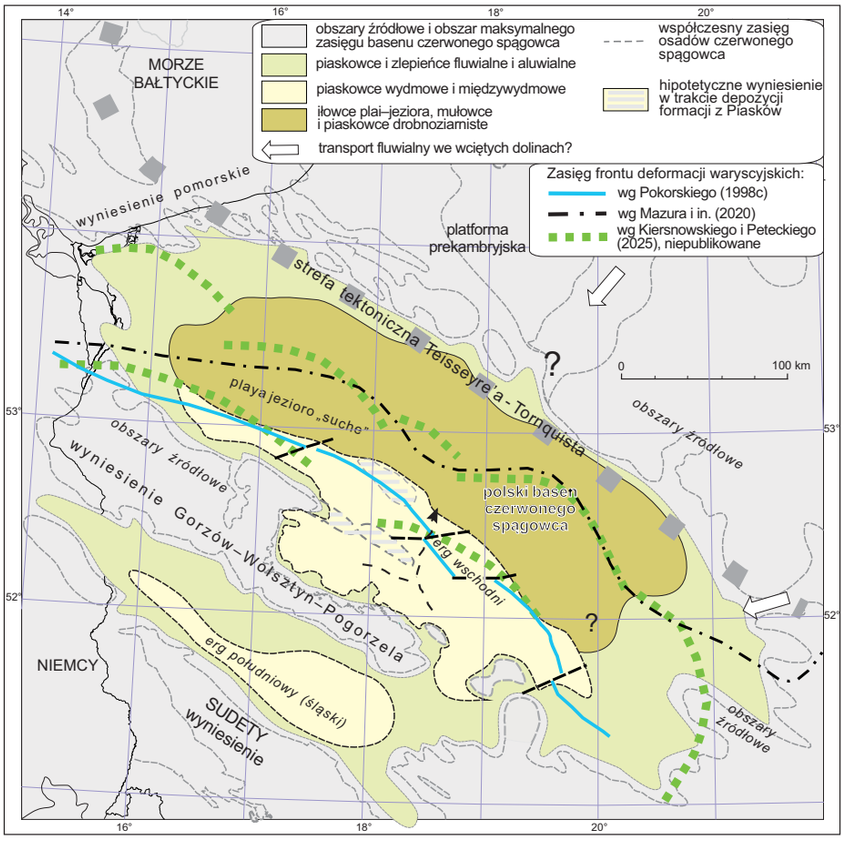


FIG. 42. Baseny górnego czerwonego spągowca – formacja z Piasków. Rekonstrukcja paleogeografii wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono

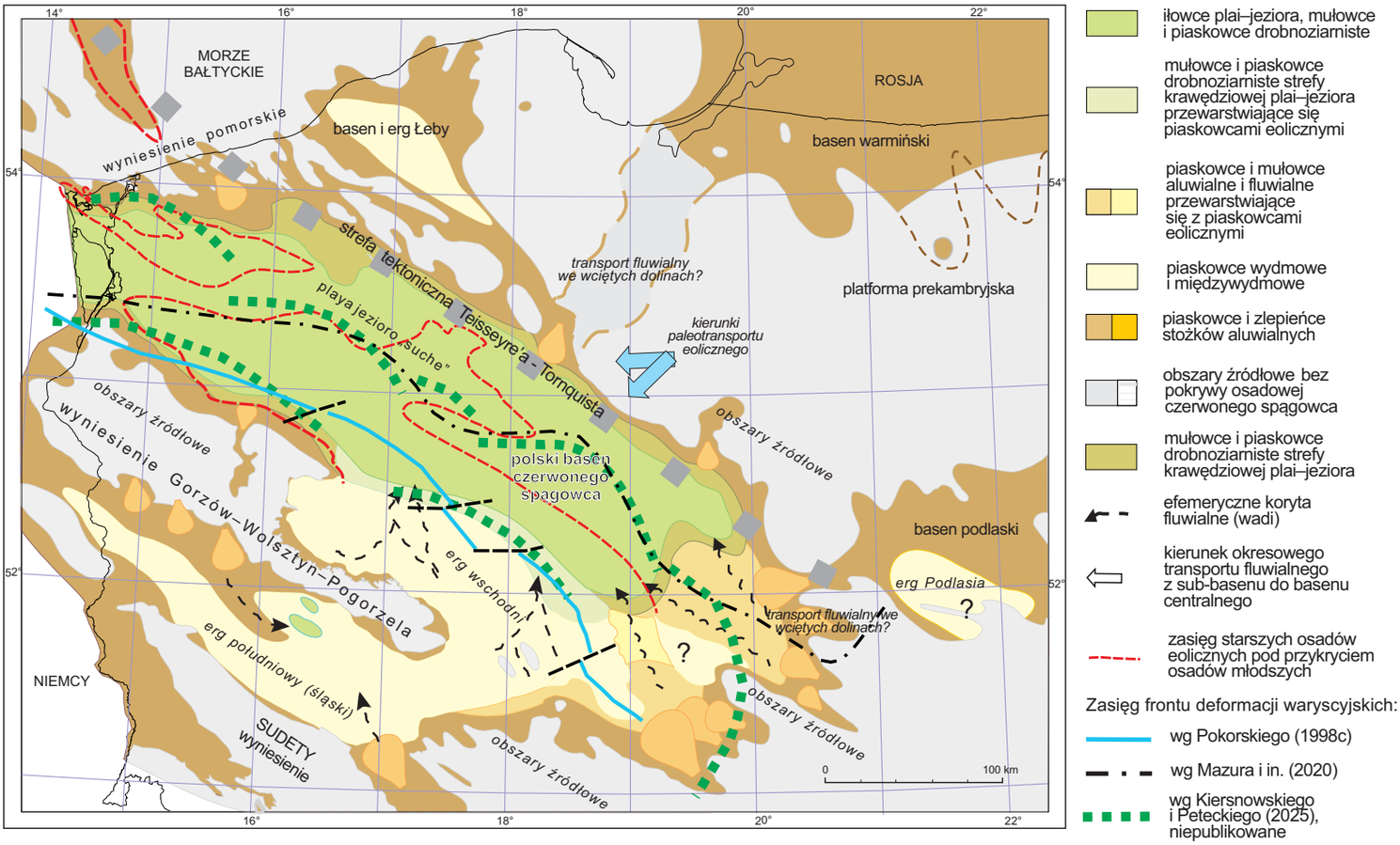
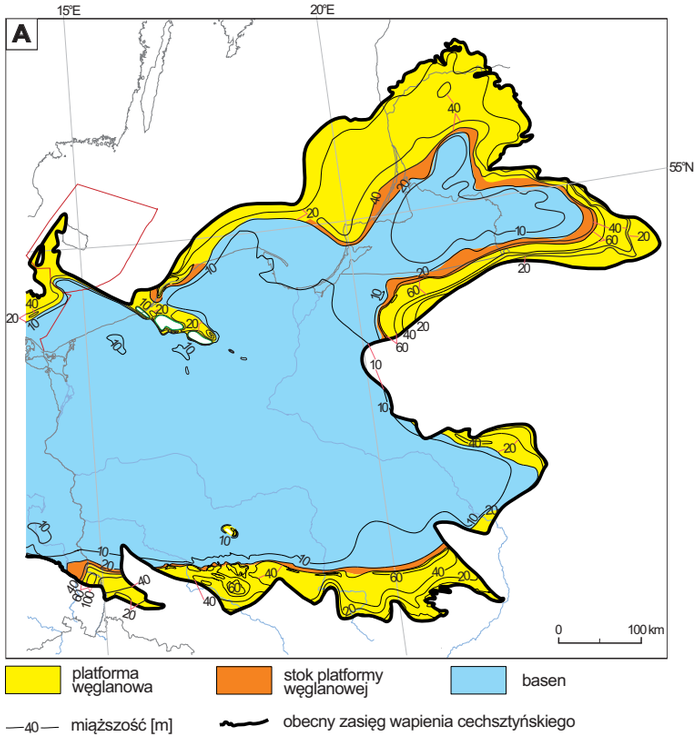
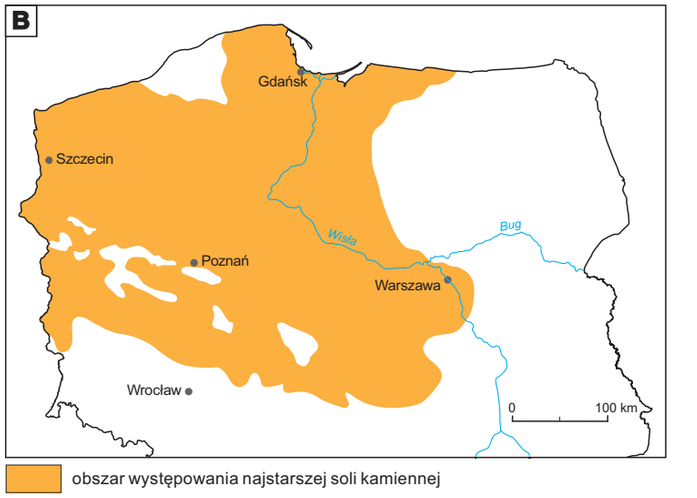


FIG. 43. Baseny górnego czerwonego spągowca – formacja z Szubina. Rekonstrukcja paleogeografii stropu osadów wg Kiersnowskiego (2013), zmieniono





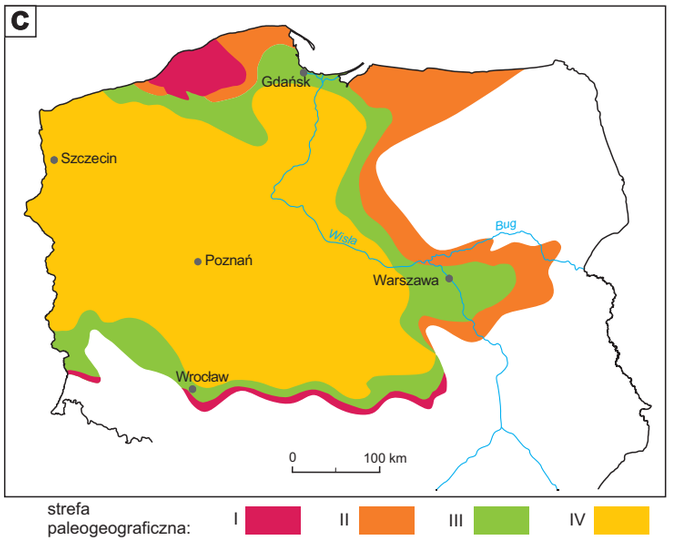


FIG. 44. A – miąższość i strefy paleogeograficzne wapienia cechsztyńskiego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); **B** – występowanie najstarszej soli kamiennej w Polsce; jej brak w Polsce SW jest związany z wyniesieniem GWP (wg Czapowskiego i in., 1993); **C** – występowanie i strefy paleogeograficzne (objaśnienie w tekście) anhydrytu głównego (wg Peryta i in., 1996a)

Wynikiem wysokiej produkcji węglanowej w przybrzeżnej strefie zbiornika i stwierdzoną przez Raczyńskiego (1997) dużą rolą sztormów w redystrybucji osadów węglanowych była progradacja platformy węglanowej w kierunku środkowej części zbiornika (fig. 44A), podczas której nastąpiło zniwelowanie lokalnych depresji. Następnie, w nieco płytszym środowisku, powstawały ooidowe pakstony i greinstony, a tempo progradacji platformy znacznie się zmniejszyło. Późniejszy wzrost głębokości wody o kilka metrów na obszarze platform nie spowodował istotnych zmian w reżimie sedymentacji na platformie węglanowej, ale prawdopodobnie był mechanizmem spustowym rozwoju raf na stokach platform. Wzrost tych raf, tworzonych głównie przez mszywioły i otwornice płożące oraz intensywnie lityfikowanych w wyniku cementacji podwodnej (Peryt, 1978b; Peryt i in., 2012b), doprowadził do ograniczenia wewnętrznych części platformy.

Pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego nastąpił spadek poziomu morza, w rezultacie czego znaczna część zbiornika wapienia cechsztyńskiego uległa wynurzeniu, a osady platformy wapienia cechsztyńskiego były erodowane (Czajor, Wagner, 1974; Peryt i in., 2020). Spadkowi poziomu morza towarzyszyła depozycja cienkiej sekwencji sebhy (np. Peryt, 1984). W profilach basenowych granica wapień cechsztyński-anhydryt dolny jest często raptowna (np. Dyjaczyński, Peryt, 2014; D. Peryt i in., 2016), gdyż ewaporaty zaczynają się wytrącać z chwilą osiągnięcia nasycenia przez solankę.

Sekwencja anhydrytu dolnego, zaczynająca się powszechnie anhydrytami gruzłowymi powstałymi w środowisku subaeralnym do skrajnie płytkowodnego, po których następują anhydryty warstwowane i następnie laminowane powstałe w środowisku podwodnym, ma charakter transgresywny. Jednocześnie z transgresją następowała, na peryferycznym obszarze zbiornika, progradacja osadów siarczanowych, co prowadziło do powstania platform siarczanowych opartych o platformy węglanowe. Ze szczegółowych korelacji (np. Pizon i in., 1985; Dyjaczyński, Peryt, 2014) wiadomo, że w trakcie depozycji siarczanów na lokalnych platformach w obrębie peryferycznej części zbiornika trwała, w przyległych obniżeniach, depozycja chlorków, być może w wyniku powstania stratyfikacji gęstościowej w basenie o znacznym zróżnicowaniu batymetrycznym.

W przypadku anhydrytu dolnego następstwo litofacji jest interpretowane jako wskazujące na pogłębianie ku górze (Peryt, 1994), przy czym najprawdopodobniej głębokość wody wynosiła przeważnie mniej niż kilkadziesiąt metrów (Warren, 2016). W strefie basenowej trwała głównie depozycja osadów laminowanych w warunkach trwale subakwalnych i prawdopodobnie dość głębokich.

Płyciny utworzone przez anhydryt dolny oddzielały otwarty basen solny od lagun stwierdzonych wzdłuż brzegów zbiornika i miały one na ogół niewielką szerokość (np. Głuszyński i in., 2025) z wyjątkiem obszaru przedsudeckiego, gdzie środowisko lagunowe dominowało; ponadto w północnej części obszaru przedsudeckiego występowały płytkie saliny (Czapowski i in., 1993; fig. 44B). Pod koniec sedymentacji najstarszej soli kamiennej nastąpiło wyrównanie wcześniej istniejącego reliefu i otwarty basen solny uległ przekształceniu w system lagun solnych (Czapowski, Tomassi-Morawiec, 1985; Czapowski, 1987). Niektóre izolowane laguny z powodu ograniczonego dopływu nowych solanek stały się salinami, w których powstały chlorkowe sole potasowo-magnezowe.

Utwory anhydrytu górnego wykazują wyraźną zonację paleogeograficzną (fig. 44C). Wyróżnia się cztery strefy sedymentacji: I – strefę sebhy, II – strefę zazębiania się warunków lądowych i bardzo płytkiej laguny, III – strefę dominujących warunków lagunowych i IV – strefę trwale subakwalnych warunków (Peryt, 1990b). Ta ostatnia strefa jest związana ze środkową częścią zbiornika (Peryt i in., 1996a). Brekcja anhydrytowa występująca w najniższej części profilu anhydrytu górnego w brzeżnej części zbiornika powstała w wyniku subaeralnej ekspozycji obszaru brzeżnego w następstwie obniżenia poziomu solanki o kilkadziesiąt metrów.

Peryt i in. (1996a) uznali, że brekcja anhydrytowa to osad TST, natomiast anhydryty masywne z pseudomorfozami po kryształach gipsu, które dominują w środkowej i górnej części anhydrytu górnego, to utwory HST. Występowanie anhydrytów gruzłowych w niektórych profilach z peryferycznej części zbiornika (Peryt, 1990b; Kasprzyk, 1992, 1995), zostało uznane za fację diagenetyczną związaną ze spadkiem poziomu solanki w basenie i nałożoną na wcześniejszą, głównie subakwalną, fację sedymentacyjną (Peryt i in., 1996a). Skutkiem owego spadku, ocenionego na kilkadziesiąt metrów (Peryt, 1992), było z jednej strony krasowienie osadów anhydrytu górnego (Peryt i in., 1992), z drugiej zaś – rehydratacja osadów anhydrytu górnego. Efektem krasowienia anhydrytu górnego, a prawdopodobnie także najwyższej części anhydrytu dolnego, na obszarze platform siarczanowych było powstanie kawern, które zostały później wypełnione osadami węglanowymi dolomitu głównego (owe wypełnienia były początkowo interpretowane jako przejścia sedymentacyjne między osadami siarczanowymi i węglanowymi – Peryt, 1986c).

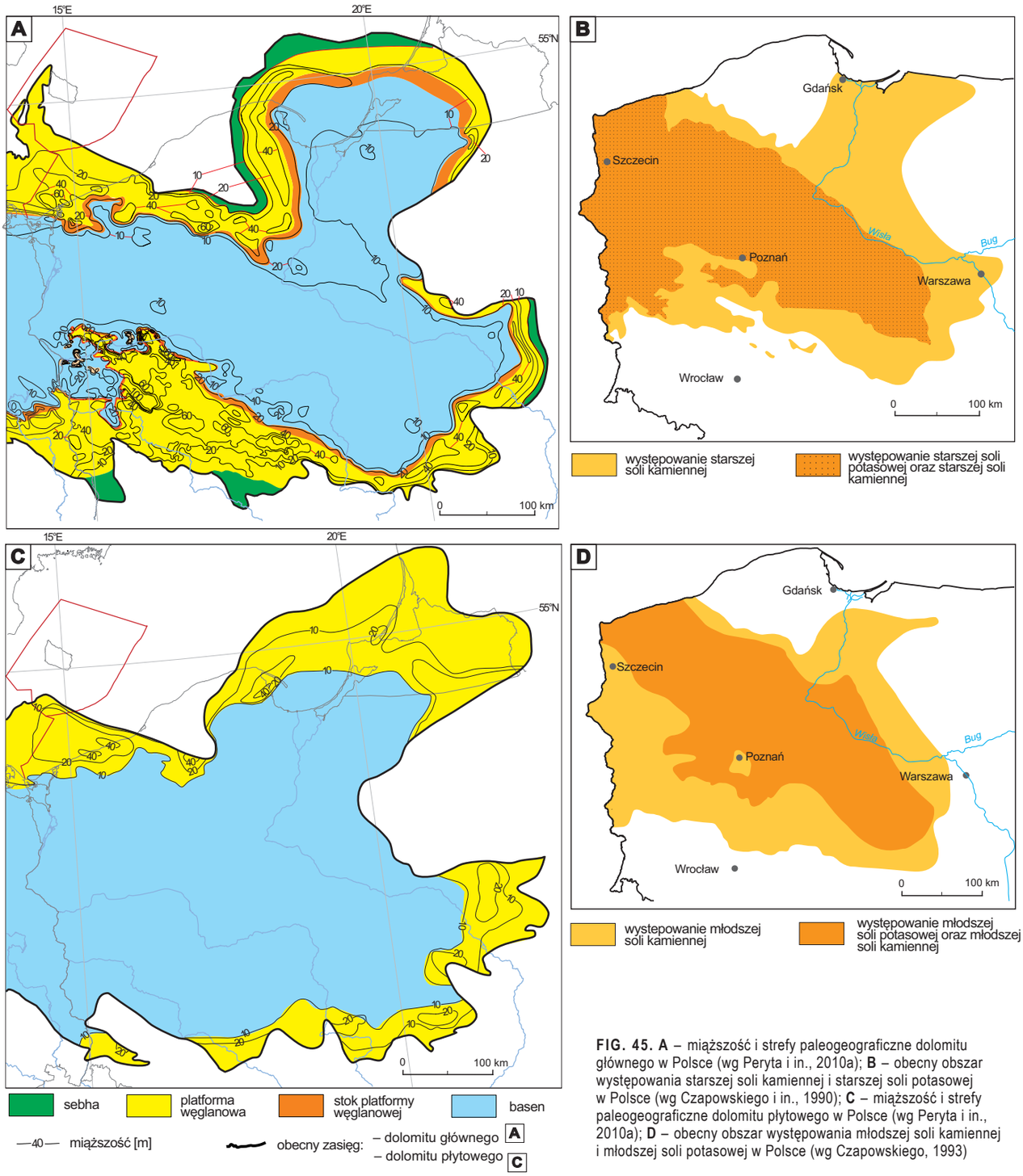


FIG. 45. A – miąższość i strefy paleogeograficzne dolomitu głównego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); **B** – obecny obszar występowania starszej soli kamiennej i starszej soli potasowej w Polsce (wg Czapowskiego i in., 1990); **C** – miąższość i strefy paleogeograficzne dolomitu płytowego w Polsce (wg Peryta i in., 2010a); **D** – obecny obszar występowania młodszej soli kamiennej i młodszej soli potasowej w Polsce (wg Czapowskiego, 1993)

Morze dolomitu głównego transgredowało w kilku etapach. Osady inicjalnej transgresji stwierdzono na stoku platformy ewaporatowej PZ1 (Peryt, 1983, 1992; Peryt, Kasprzyk, 1992). Po końcowej transgresji, której zasięg był znacznie mniejszy niż anhydrytu górnego (por. fig. 44C i 45A), na znacznej części peryferycznej części zbiornika dolomitu głównego rozwinęła się facja lagunowa, reprezentowana przez madstony z podrzędnie występującymi wakstonami i greinstonami (np. Głowacki, 1986; Wagner, 1987a, b). Utwory lagunowe w kierunku lądu przechodziły w fację sebhy węglanowo-siarczanowej, a – następnie – w sebhę klastyczno-siarczanową (Peryt, Kasprzyk, 1992). W rejonie Zatoki Puckiej – a prawdopodobnie także na całym obszarze kratonu – do strefy sebhy węglanowo-siarczanowej przylega kompleks brzeżnej bariery ooidowej (Peryt, 1986a). Na granicy peryferycznej i środkowej części zbiornika powszechnie występują bariery zbudowane często z greinstonów zbudowanych z różnych ziarn obleczonych, na ogół ooidów (np. Peryt, 1985; Jaworowski, Mikołajewski, 2007; Kotarba, Wagner, 2007; Kosakowski, Krajewski, 2014, 2015).

Pod koniec sedymentacji dolomitu głównego nastąpił spadek poziomu morza, w wyniku czego brzeżna część zbiornika została wynurzona (np. Peryt, 1986a: fig. 9D); powstały wtedy utwory sebhy ciągu LST. Wyżej leżąca facja saliny anhydrytu podstawowego to utwory TST oraz HST (Peryt i in., 1996b; por. Strohmenger, Strauss, 1996).

Na początku sedymentacji starszej soli kamiennej facja otwartego basenu solnego przeważająca na większej części basenu cechsztyńskiego przechodziła ku wschodowi w osady brzeżnych panwi solnych, a ku SW – w litofację laguny solnej i miejscami saliny (Czapowski i in., 1990). Osady starszej soli kamiennej reprezentują HST, kiedy większa część zbiornika była w facji otwartego basenu solnego, i LST, kiedy miejsce otwartego basenu solnego zajęła facja saliny. Podobnie jak górna część starszej soli kamiennej, starsza sól potasowa to LST (Peryt i in., 1996b; fig. 45B). Obecność regularnej laminacji w części profilu soli potasowej sugeruje jej powstanie w warunkach względnie głębokich salin.

Efektem depozycji soli cyklotemu PZ2 było wyrównanie batymetrii istniejącej w zbiorniku cechsztyńskim (Wagner, 1994).

Anhydryt kryjący to osad TST nowej sekwencji (Peryt i in., 1996b). Transgresji, która zapoczątkowała cyklotem PZ3, towarzyszyło

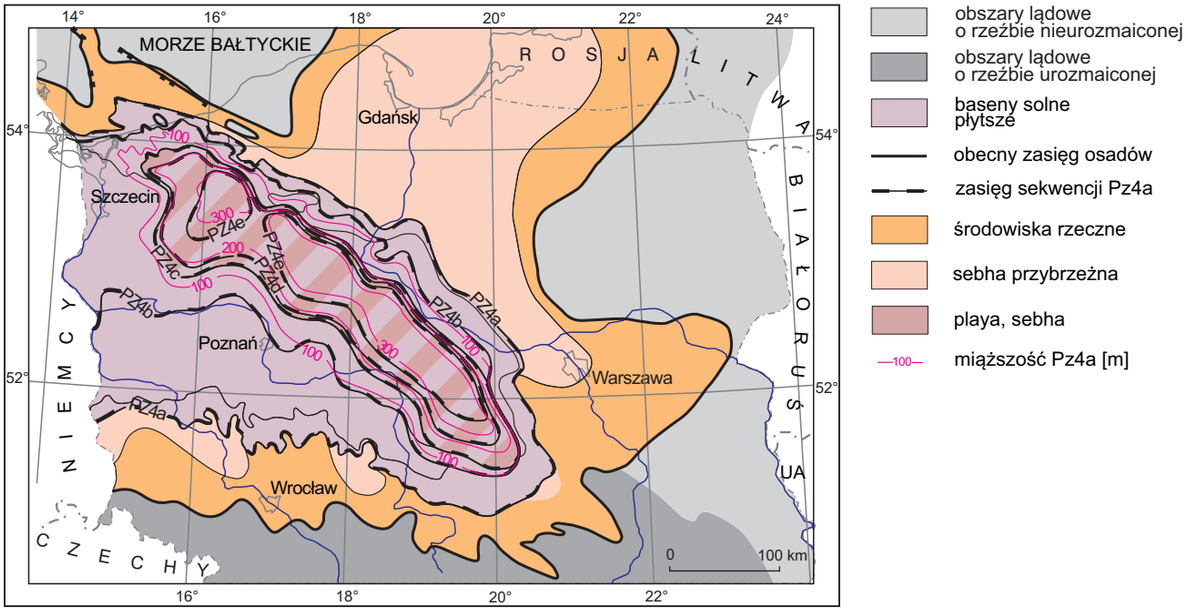


FIG. 46. Mapa paleogeograficzna cyklotemu PZ4 w Polsce (wg Wagnera, 1998)

znaczne zwilgotnienie klimatu, co spowodowało rozwój sieci rzecznej na otaczających lądach (Wagner, 1994). W efekcie u podstawy cyklotemu PZ3 występują szare i ciemnoszare mułowce i iłowce szarego iłu solnego, który powstał w płytkim zbiorniku morskim, podobnie jak osady basenu dolomitu płytowego, którego zasięg był znacznie większy niż zasięg osadów PZ2 (por. fig. 45A i C). W marginalnej części zbiornika sedymentacja była wynikiem aktywności mikrobialnej prowadzącej do rozwoju rozległych mat mikrobialnych, a powstanie węglanów było spowodowane przez chemoorganotroficzny rozkład bakteryjny mat cyjanobakteryjnych (Brehm i in., 2002). Utwory dolomitu płytowego dużej części wyniesienia Łeby powstały w środowisku sebhy zabarierowej, której współczesnym odpowiednikiem środowiskowym jest sebha Gavisha na Synaju (Gąsiewicz i in., 1987). Sebha ta była częściowo lub całkowicie oddzielonej od otwartego morza przez barierę ooidową. Utwory oolitowe krawędzi platformy tworzyły system płycizn z mobilnymi piaskami, równiami i kanałami pływowymi rozwiniętymi w warunkach wysokoenergetycznych (Gąsiewicz, 1985).

W przeciwieństwie do dwóch poprzednich poziomów węglanowych – wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego – nie ma dowodów na obniżenie poziomu morza pod koniec dolomitu płytowego. Jak zauważyli Gąsiewicz i Peryt (1994), występowanie struktur mikrobialnych typowych dla bardzo płytkowodnych środowisk, cechujących się nagłymi zmianami zasolenia, na granicy dolomitu płytowego i anhydrytu głównego, wskazuje na bardzo podobne środowiska powstawania. Utwory anhydrytu głównego powstawały – w brzeżnej części zbiornika, w domorskich częściach platform dolomitu płytowego (np. Gąsiewicz, Peryt, 1989a; Peryt, Kasprzyk, 1992) – w środowiskach płytkich subakwalnych i subaeralnych typu lagun, natomiast w środkowej części zbiornika – w basenie solnym.

Podobny generalny układ facji jest typowy dla młodszej soli kamiennej. Na początku jej sedymentacji, w osiowej części basenu występowała facja basenu solnego (płytkiego bądź głębokiego), o rytmicznie odnawialnych solankach, natomiast w brzeżnych częściach basenu – facja lagunowa (Czapowski, 1993; Tomassi-Morawiec i in., 2009). Niekiedy bardziej izolowane laguny szybko przekształcały się w panwie solne. Później na większej części basenu zapanowała facja saliny, podczas gdy zanikający otwarty basen solny obramowany systemem lagun solnych powstał w NW części basenu (Czapowski, 1993; fig. 45D). Obszar salin był otoczony systemem panwi solnych powstałych na wybrzeżach sebhy.

Pierwotny zasięg soli K-Mg pokrywa się z obszarem, na którym przeważała facja saliny, co pozwala sądzić, że sole te powstały w dość głębokiej salinie, o regularnie odnawianych, wysoko stężonych solankach, umożliwiających precypitację chlorków K-Mg (Czapowski, 1993). Występowanie systemów szczelin z wysychania w młodszej soli potasowej (Garlicki, 1991) wskazuje na sporadyczne warunki subaeralne (Tomassi-Morawiec i in., 2009).

W trakcie depozycji najwyższej części soli młodszych Na3t panujący wcześniej – w cyklotemach węglanowo-ewaporatowych – klimat suchy ustąpił miejsca oscylacjom klimatu wilgotnego i suchego, przy czym zaznaczyła się ogólna tendencja do klimatu coraz bardziej wilgotnego (Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998; Jewuła i in., 2021). Powstały wtedy osady terygeniczno-ewaporatowe w kurczących się – w coraz młodszych ogniwach stratygraficznych – płytkich basenach ewaporatowych typu playa. Towarzyszyła temu progradacja osadów terygenicznych w kierunku centrum basenu (Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998).

Osady subcyklotemów PZ4a i PZ4b utworzyły się w środowisku morskim, na co wskazuje duża zawartość bromu w halitach. W trakcie depozycji subcyklotemu PZ4c, w czasie sedymentacji ilastej soli kamiennej ogniwa z Piły, nastąpiła – rejestrowana w profilach bromowych – zmiana środowiska morskiego na kontynentalne jezioro solne (Czapowski, 1990; Wagner, 1994; Wagner, Peryt, 1997; Peryt, Wagner, 1998). W środowisku kontynentalnego jeziora solnego powstały także osady subcyklotemów PZ4d i PZ4e (fig. 46). Osady tego jeziora solnego przechodzą stopniowo ku górze profilu w terygeniczne utwory formacji rewalskiej utworzonej w środowisku plai (Wagner, Peryt, 1997).

Kolejna zasadnicza zmiana środowiskowa w zbiorniku cechsztyńskim jest zaznaczona pojawieniem się heterolitów falowych związanych z wydarzeniem transgresywnym formacji bałtyckiej (Pieńkowski, 1989, 1991), stanowiącej najstarsze osady pstrego piaskowca dolnego. W miejscu pojawienia się tych transgresywnych osadów terygenicznych postawiono górna granicę parasekwencji PZS5-C3.3 (będącą jednocześnie górną granicą sekwencji PZS5-C3), która – jak wcześniej wspomniano – odpowiada subcyklotemowi PZ4e oraz najwyższej części formacji rewalskiej i stropowej serii terygenicznej (Wagner, Peryt, 1997).

8 Magmatyzm

Hubert Kiersnowski

Na przełomie karbonu i permu zachodnia część obszaru Polski została objęta wczesnopermskim wulkanizmem, związanym z końcowym etapem orogenezy waryscyjskiej (Kozłowski, 1968).

Dolnopermskie skały magmowe występują głównie w SW Polsce (fig. 47). Stwierdzono je także w Polsce południowej, w strefie rowu Sławkowa, strefie tektonicznej Kraków–Lubliniec, na obszarze Gór Świętokrzyskich, oraz w Polsce wschodniej, w basenie podlasko-lubelskim (Krzemińska i in., 2021).

Główne wystąpienia skał magmowych stanowią wschodnią część rozległego kompleksu skał wulkanicznych występujących w obrębie południowego basenu permskiego Europy (Gast i in., 2010), szczególnie w rejonie północnoniemieckiego basenu czerwonego spą-

gowca, gdzie osiągają największą miąższość. W części polskiej największą miąższość skał wulkanicznych stwierdzono w otworze Ośno IG 2, ponad 1670 m (nieprzewiercone).

Mniejsze centra aktywności wulkanicznej rozpoznano w basenie północnosudeckim, gdzie wydzielono ogniwo wulkanitów z Wielisławia formacji z Wielisławki (Śliwiński i in., 2003), śródsudeckim (Nowakowski, 1968) oraz w rowie Sławkowa i Krzeszowic (Siedlecki, Żabiński, 1953; Markowiak, 2015). W basenie śródsudeckim wydzielono ogniwo z Nowej Rudy w obrębie formacji ze Słupca (formacja wulkanitów z Gór Suchych; Wojewoda, 2019, 2022). W basenie północnosudeckim skały wulkaniczne osiągają miąższość 350 m, w basenie śródsudeckim skały wulkaniczne przedzielane skałami epiklastycznymi osiągają sumaryczną miąższość kilkuset metrów. Utwory te powstawały wieloetapowo w okresie od późnego karbonu do wczesnego permu. Według Awdankiewicza (2025 i literatura tam cytowana) permskie wulkanity basenu północnosudeckiego to bimodalna, wysokopotasowa seria wapniowo-alkaliczna z ogniwem maficznym (bazaltowe andezyty, podrzędnie bazaltowe trachyandezyty) i felzytowym (riolity, podrzędnie tufy riolitowe). Na obszarze basenu śródsudeckiego w serii słabo alkalicznej wieku permskiego dominują tufy riolitowe i riolity, a mniej licznie występują trachyandezyty, bazaltowe trachyandezyty i andezyty.

W rejonie rowu Sławkowa i Krzeszowic opisano sekwencję: porfiry z Miękini i tufy z Filipowic, zlepieniec myślachowicki, melafiry z Miękini i Filipowic (Kozłowski, 1963), permskie ogniwo tufów filipowickich (Siedlecki, 1958; Gradziński, 1982), diabazy, porfiry i melafiry (Birkenmajer, Nairn, 1964) oraz karbońsko-permskie bazaltowe trachyandezyty (Lewandowska i in., 2010). Według Oberca i Parachoniaka (1962) melafiry z Miękini i Alwerni oraz diabazy z Niedźwiedziej Góry k. Krzeszowic są pochodnymi magm gabrodiorytowych, a melafir z Filipowic odpowiada nieco kwaśniejszym ich odmianom, uboższym w minerały femiczne.

Wg Maliszewskiej i in. (2016) wiek uformowania się pokryw skał wulkanicznych w zachodniej Polsce, datowanych metodą U–Pb (SHRIMP) na cyrkonach (Breitkreuz i in., 2007; Krzemińska, 2008) dotyczyły riolitów i dacytów nawierconych tylko w kilku otworach z Pomorza Zachodniego (Daszewo 12, Wysoka Kamieńska 1, Moracz IG 1) oraz z obszaru monokliny przedsudeckiej (Pniewy 3, Zdrój 1 i Strzelce Krajeńskie IG 1) mieści się w interwale 293,0 ±2,0–307,9 ±4,6 mln lat temu. Odpowiada to wczesnemu permowi i późnemu karbonowi.

Występowanie skał wulkanicznych w zachodniej Polsce, w rejonie wyniesienia GWP, jest związane z rozwojem wulkanizmu w środkowoeuropejskim systemie basenowym (Geissler i in., 2004, 2008; Kiersnowski i in., 2004; Gast i in., 2010). Skały wulkaniczne uległy znacznym przemianom metasomatycznym (Jackowicz, 1994; Maliszewska i in., 2003, 2016). Ostatni epizod wulkanizmu poważyscyjskiego miał miejsce w późnym permie, przed pojawieniem się osadów cechsztynu (Mikołajewski i in., 2019). Słodczyk i in. (2018) wykazali istnienie dwóch prowincji permsko-karbońskiego wulkani-

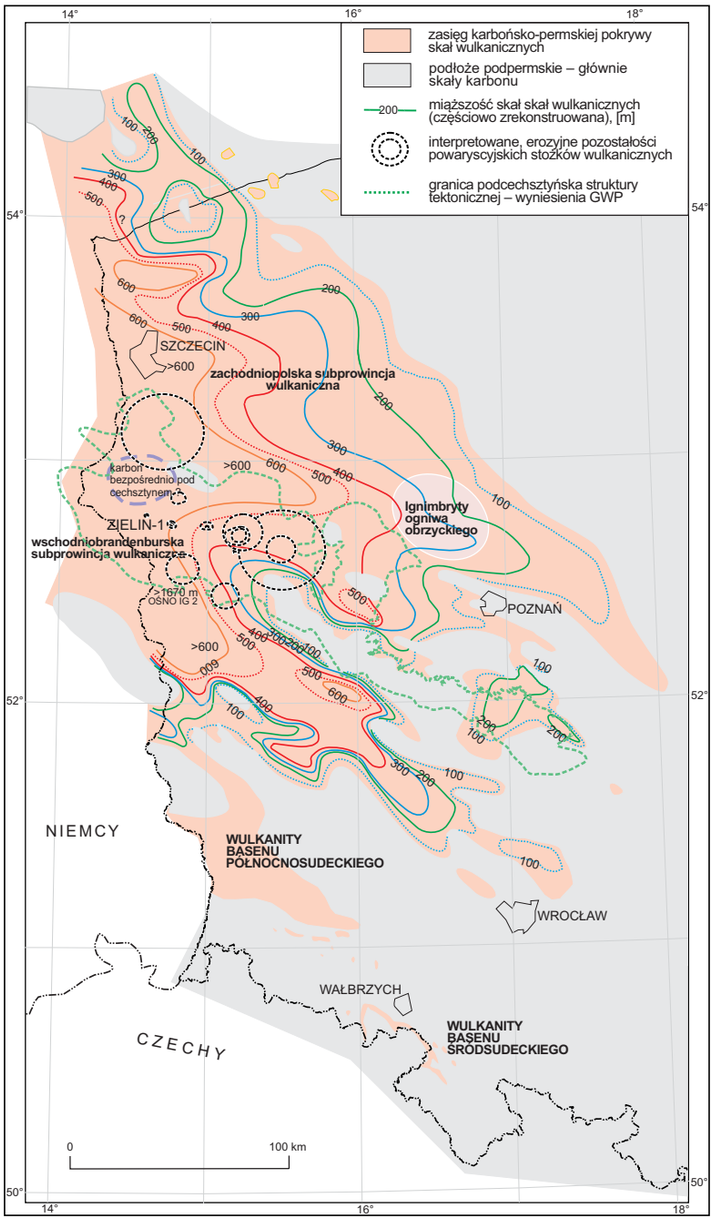


FIG. 47. Zasięg i miąższość skał wulkanicznych (interpretacja H. Kiersnowskiego *w*: Maliszewska i in., 2003, 2016), zmieniono i uzupełniono wg niepublikowanych materiałów J. Pokorskiego.Podział na subprowincje wulkaniczne wg Gasta i in. (2010)

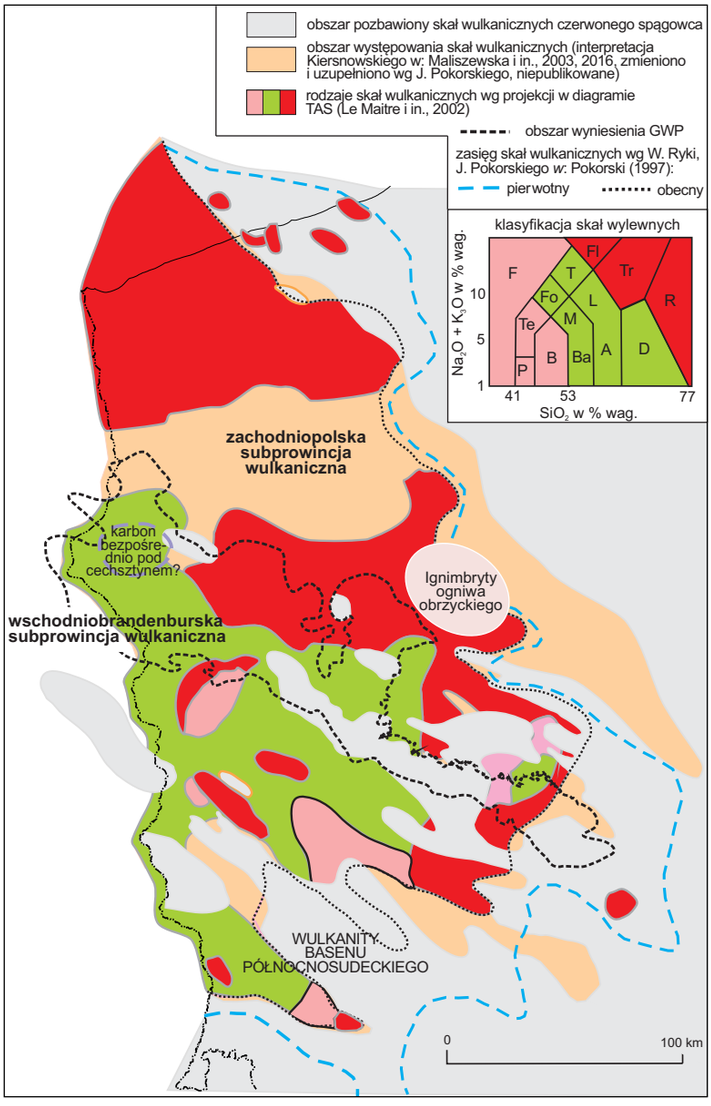


FIG. 48. Litofacja skał wylewnych czerwonego spągowca dolnego, grupy Odry (wg W. Ryki, J. Pokorskiego *w*: Pokorski, 1997, zmieniono).
Projekcja klasyfikacyjna skał wulkanicznych w diagramie TAS (Le Maitre i in., 2002):
R – riolit, riolit alkaliczny, Tr – trachit, trachit alkaliczny, Fl – fonolit, D – dacyt, L – latyt, T – tefryfonolit, A – andezyt, BA – bazaltowy andezyt , M – mugearyt, shoshonit, Fo – fonotefryt, B – bazalt, P – pikrobazalt, Te – bazanit, tefryt, trachybazalt, F – foidyt

zmu riolitowego w zachodniej Polsce: północnego (profile wulkaniczne z wierceń: Daszewo i Wysoka Kamieńska) i południowego (profile wulkaniczne z wierceń: Pniewy i Tuchen – Niemcy) związanego z odmiennymi źródłami magmy (fig. 48). Długotrwałość procesów wulkanicznych, w czasie ok. 15 mln lat, rozmaitość typów skał wulkanicznych (lawy i skały piroklastyczne) i ich wzajemnych relacji przestrzennych, umożliwiła wydzielenie formacji i ogniw stratygraficznych (Maliszewska, Pokorski, 1978; Karnkowski, 1981; Pokorski, 1981b; Maliszewska i in., 1989, 2016; zob. tab. 7).

Na obszarze monokliny przedsudeckiej i jej północnego obrzeżenia kompleksy wulkaniczne składają się głównie z andezytów i trachyandezytów, w mniejszej zaś ilości z riolitów, dacytów, trachitów, a tylko lokalnie z bazaltów. Miejscami występują kwaśne skały piroklastyczne, lecz objętościowo ustępują one miejsca skałom subwulkanicznym (mikrodiorytom, gabrom, mikromonzonitom, mikrogranitom, granitom i sjenitom). Utwory piroklastyczne o charakterze obojętnym są rzadkie. Na obszarze Pomorza seria wulkaniczna to przede wszystkim riolity i dacyty, a podrzędnie – trachyandezyty, andezyty i trachity. Dość często występują kwaśne skały piroklastyczne, choć z uwagi na niewielką miąższość ich sumaryczny udział objętościowy jest niewielki. Skały subwulkaniczne mają zazwyczaj skład mikrodiorytu i mikromonzonitu (Maliszewska i in., 2016).

Zakończenie głównego etapu wulkanizmu wiązało się w NW Polsce ze stopniowym rozwojem i zasięgiem oddziaływania subsydencji termicznej związanej z jej centrum w permskim basenie północnoniemieckim. Dodatkowo późnowaryscyjskie ruchy tektoniczne w obrębie waryscyjskich eksternidów wewnętrznych i zewnętrznych spowodowały powstanie szeregu basenów sedymentacyjnych. Wczesnopermskie baseny sedymentacyjne są wypełnione osadami dolnego czerwonego spągowca, czasami z udziałem skał wylewnych i piroklastycznych.

Literatura

Aksamitowska A., 2003. Środowiska sedymentacji i rozwój depozycji osadów górnego czerwonego spągowca w rejonie Poznania. Przegląd Geologiczny, 51: 168–174.

Alderton D., Selby D., Kucha H., Blundell D., 2016. A multistage origin for Kupferschiefer mineralization. Ore Geology Reviews, 79: 535–543.

Aleksandrowski P., Śliwiński W., Wojewoda J., 1986. Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. *W:* IAS 8th European Regional Meeting Excursion Guidebook: 7–29.

Alexandrowicz S.W., 1971a. Profil litostratygraficzny wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w okolicy Ostrzeszowa. Geofizyka i Geologia Naftowa, (163–164): 201–205.

Alexandrowicz S.W., 1971b. Zróżnicowanie litologiczne wapieni cechsztyńskich w okolicy Gubina. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 14: 227–229.

Alexandrowicz S.W., 1974. Poziomy litostratygraficzne wapienia cechsztyńskiego w zachodniej Polsce. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 275–292.

Alexandrowicz S.W., Jarosz J., 1971. Palaeoecology of the Zechstein Lingula Sandstones from Lubin (west Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 19: 183–191.

Alexandrowicz S.W., Preidl M., 1971. Korelacja litostratygraficzna wapienia cechsztyńskiego w południowej części monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 19: 250–251.

Alexandrowicz S.W., Preidl M., 1972. Pozycja stratygraficzna wapieni cechsztyńskich w okolicy Bolesławca. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 15: 485–486.

Alexandrowicz S.W., Słupczyński K., 1970. O występowaniu *Lingula credneri* Geinitz w osadach dolnego cechsztynu okolic Ostrowa Wielkopolskiego. Acta Geologica Polonica, 20: 693–707.

Alexandrowicz S.W., Barwicz-Piskorz W., Bilan W., 1983. Fauna i warunki depozycji osadów dolnego cechsztynu w rejonie Lubin-Polkowice. Geologia, 8 (4): 5–57.

Antonowicz L., Iwanowska E., Jamrozik J., Nowicka A., 1993. Pochylone bloki/półrowy podłoża permu na obszarze antyklinorium i synklinorium pomorskiego – implikacje dla poszukiwań naftowych. Przegląd Geologiczny, 41: 71–74.

August C., Wojewoda J., 2005. Late Carboniferous weathering and regolith of the Kudowa Trough: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. Geologia Sudetica, 36: 53–66.

Awdankiewicz M., 1999a. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 1999b. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 83–111.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 111: 2199–2224.

Awdankiewicz M., 2025. Permsko-karboński wulkanizm w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 73: 795–803.

Awdankiewicz M., Kurowski L., Mastalerz K., Raczyński P., 2003. The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. GeoLines, 16: 165–183.

Awdankiewicz M., Kryza R., Szczepara N., 2014. Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Magazine, 151: 611–628.

Awdankiewicz M., Pańczyk M., Ploch I., Raczyński P., Górecka-Nowak A., Pawlak W., Peryt T., 2025. Timing of post-orogenic silicic volcanism in the eastern part of the European Variscides: constraints from SHRIMP U-Pb zircon study of the Permo-Carboniferous Góry Suche Rhyolitic Tuffs (the Intra-Sudetic Basin). International Journal of Earth Sciences, 114: 75–98.

Bechtel A., Gratzer R., Püttmann W., Oszczepalski S., 2000. Geochemical and isotopic composition of organic matter in the Kupferschiefer of the Polish Zechstein basin: relation to maturity and base metal mineralization. International Journal of Earth Sciences, 89: 72–89.

Becker F., Bechstädt T., 2006. Sequence stratigraphy of a carbonate-evaporite succession (Zechstein 1, Hessian Basin, Germany). Sedimentology, 53: 1083–1120.

Bender H., Stoppel D., 1965. Perm-Conodonten. Geologisches Jahrbuch, 82: 331–363.

Bereś B., Kienig E., Kijewski P., Tomaszewski J.B., 1973. Rozpoziomowanie litostratygraficzne skał węglanowych cyklotemu P_2^1 w cechsztynie monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 21: 17–20.

Best G., 1989. Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Nordwest Deutschland nach Bohrlochmessungen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 140: 73–85.

Beyrich E., Rose G., Roth J., Runge W., 1867. Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und Erläuterungen. Berlin.

Beyschlag F., 1913. Das Salzvorkommen von Hohensalza. Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, 34, Teil II: 225–241.

Birkenmajer K., Nairn A.E.M., 1964. Palaeomagnetic studies of Polish rocks – I. The Permian igneous rocks of the Krakow district and some results from the Holy Cross Mountains. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 34: 225–244.

Błaszczyk J.K., 1981. Wpływ paleoreliefu stropu białego spągowca na zmienność facjalną serii złożowej w zagłębiu lubińskim. Geologia Sudetica, 16: 195–217.

Błaszczyk J.K., Prymka W., 1973. Pierwsze stanowisko fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 17: 276–284.

Bogacz K., 1981. Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 50: 183–208.

Bornemann O., 1987. Die geologische Erkundung des Salzstocks Gorleben. Kerntechnik, 50: 138–142.

Bornemann O., Schramm M., Tomassi-Morawiec H., Czapowski G., Misiek M., Kolonko P., Janiow S., 2008. Wzorcowe profile bromowe cechsztyńskich soli kamiennych w Polsce i w Niemczech na przykładzie kopalni soli w Kłodawie i w Görleben. Geologos, 14: 73–90.

Bossowski A., 2007. Wyniki badań stratygraficznych i litostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 113: 22–25.

Bossowski A., Ihnatowicz A., 1994. Paleogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. Geological Quarterly, 38: 709–726.

Bossowski A., Ihnatowicz A., Mastalerz K., Kurowski L., Nowak G.J., 1995. Intra-Sudetic Depression. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 142–147.

Brauns C.M., Patzold T., Haack U., 2003. A Re-Os study bearing on the age of the Kupferschiefer black shale at Sangerhausen (Germany). *W:* XVth International Congress of Carboniferous and Permian Stratigraphy, Abstracts: 66.

Brehm U., Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumbein W.E., 2002. Biolaminoid facies in a peritidal sabkha: Permian Platy Dolomite of northern Poland. International Journal of Earth Science, 91: 246–259.

Breitkreuz C., Kennedy A., Geissler M., Ehling B-C., Kopp J., Muszyński A., Protas A., Stouge S., 2007. Far Eastern Avalonia: Its chronostratigraphic structure revealed by SHRIMP zircon ages from Upper Carboniferous to Lower Permian volcanic rocks (drill cores from Germany, Poland and Denmark). GSA Special Paper, 423: 173–190.

Brongersma-Sanders M., 1971. Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks: an actualistic model. Marine Geology, 11: 123–144.

Buggisch W., Krainer K., Schaffhauser M., Joachimski M., Korte K., 2015. Late Carboniferous to late Permian carbon isotope stratigraphy: a new record from post-Variscan carbonates from the Southern Alps (Austria and Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 433: 174–190.

Bukowy S., Harańczyk C., Wala A., 1982. Budowa tektoniczna i mineralizacja paleozoiku południowo-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W:* Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 103–132.

Buła Z., 2001. Litologia i stratygrafia klastycznych utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa 1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 61–66.

Buła Z., Kwarciński J., Habryn R., Sikora R., 2008. Mapa geologiczna odkryta po karbon na bloku Górnośląskim i Małopolskim; Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku (bez permu) i prekambru. *W:* Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego (red. Z. Buła, R. Habryn). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cameron T.D.J., 1993. Triassic, Permian and Pre-Permian of the Central and Northern North Sea. *W:* Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea (red. R.W.O'B. Knox, W.G. Cordey). British Geological Survey, Nottingham.

Chandij M., 1976. Geochemiczna regionalizacja jakościowa złóż soli w kopalniach kujawskich. Prace Geologiczne, 91.

Charysz W., 1973. Cechsztyńskie piętro soli młodszych (Z3) w regionie kujawskim. Prace Geologiczne, 75.

Clark D.N., Tallbacka L., 1980. The Zechstein deposits of southern Denmark. Contributions to Sedimentology, 9: 205–231.

Cramer B.D., Jarvis I., 2020. Carbon Isotope Stratigraphy. *W:* Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.), 1: 309–343.

Ćwiżewicz M., Szulc J., 1989. Warunki klimatyczne środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej. Przegląd Geologiczny, 37: 180–187.

Cymerman Z., 1991. Regionalna strefa ścinania we wschodniej części bloku przedsudeckiego. Przegląd Geologiczny, 39: 457–463.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block (Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego), 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cymerman Z., Kiersnowski H., 2023. Paleozoiczny basen północnosudecki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 43–44.

Czajor E., Wagner R., 1973. Typy genetyczne skał oraz mikrofacje i paleogeografia wapienia cechsztyńskiego (Ca 1) w strefie Koszalina–Chojnic. Kwartalnik Geologiczny, 17: 471–486.

Czajor E., Wagner R., 1974. Perm. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 107–122.

Czapowski G., 1983. Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ1 na wschodnim skłonie wyniesienia Łeby. Przegląd Geologiczny, 31: 278–284.

Czapowski G., 1986. “Internal lamination” in the halite rocks. Przegląd Geologiczny, 34: 202–204.

Czapowski G., 1987. Sedimentary facies of the Oldest Rock Salt (Na1) of the Łeba elevation (northern Poland). Lecture Notes in Earth Sciences, 10: 207–224.

Czapowski G., 1989a. Najstarsza sól kamienna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 67: 184–186.

Czapowski G., 1989b. Środowiska sedymentacji soli kamiennych cyklotemów PZ2-PZ3 w syneklizie perybałtyckiej. Przegląd Geologiczny, 37: 209–212.

Czapowski G., 1990. Kontynentalne osady chlorkowe w górnym cechsztynie Polski. Przegląd Geologiczny, 38: 370–374.

Czapowski G., 1993. Facies characteristics and distribution of the Zechstein (Upper Permian) salt deposits of PZ3 (Leine) cycle in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 41: 229–237.

Czapowski G., 2023a. Charakterystyka i warunki depozycji rdzeniowanych utworów solnych cechsztynu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 136–138.

Czapowski G., 2023b. Charakterystyka i warunki depozycji rdzeniowanych utworów cyklotemu PZ4 cechsztynu w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 100–101.

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., 1985. Sedymentacja i geochemia najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. Przegląd Geologiczny, 33: 663–670.

Czapowski G., Antonowicz L., Peryt T.M., 1990. Facies and palaeogeography of the Zechstein (Upper Permian) Older Halite (Na2) in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 38: 45–55.

Czapowski G., Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1991. The commencement of the PZ3 deposition in the Puck Bay region, northern Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 873–882.

Czapowski G., Peryt T.M., Antonowicz L., 1993. Facies and palaeogeography of the Zechstein (Upper Permian) Oldest Halite (Na1) in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 41: 217–227.

Czapowski G., Sadowski A., Misiek G., Kolonko P., 2005. Możliwości niekonwencjonalnego wykorzystania walorów przyrodniczych i technicznych kopalni soli Kłodawa. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, 44 (4–5): 35–47.

Czapowski G., Chełmiński J., Małolepszy Z., Nowacki Ł., 2017. Rozwój sedymentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska). Przegląd Solny, 13: 75–93.

Czapowski G., Nowacki Ł., Chełmiński J., Głuszyński A., Skowroński L., 2018. Ewaporaty górnego permu (cechsztyn) na obszarze centralnej części monokliny przedsudeckiej (SW Polska) – warunki występowania i wykształcenie. Przegląd Solny, 14: 29–53.

Czapowski G., Małolepszy Z., Szynkaruk E., Chełmiński J., Nowacki Ł., 2021. Ewolucja górnopermskich (cechsztyńskich) basenów ewaporatowych w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (Zachodnia Polska). Przegląd Solny, 16: 163–167.

Czapowski G., Małolepszy Z., Szynkaruk E., Chełmiński J., Nowacki N., Skowroński L., 2023. Paleofacje i paleomorfologia górnopermskich (cechsztyńskich) basenów ewaporatowych w rejonie Gorzowa Wielkopolskiego (zachodnia Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 208.

Czarnocki J., 1923. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 2: 151–191.

Czermiński J., Pajchlowa M. (red.), 1974. Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 1983. Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 59–68.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dahlgrün F., Seitz O., 1944. Die Bohrung Leba in Pommern. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 63: 82–94.

Dankina D., Spiridonov A., Raczyński P., Radzevičius S., 2021. Late Permian ichthyofauna from the North-Sudetic Basin, SW Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 66: s047–s057.

Dankina D., Spiridonov A., Raczyński P., Radzevičius S., Antczak M., 2023. The first Late Permian fish fossils from Leszczyna quarry in South-West Poland. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 114: 65–74.

Dathe E., 1904. Erlauterungen zur Geologischen Karte von Preussen, Bl. Rudolfswaldau. Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin.

Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kaliskо-częstochowski). Prace Instytutu Geologicznego, 82.

Deczkowski Z., Gajewska I., 1974. Osady piaskowcowo-zlepieńcowe triasu dolnego w południowo-wschodniej części obszaru przedsudeckiego. Kwartalnik Geologiczny, 18: 109–116.

Denison R.E., Peryt T.M., 2009. Strontium isotopes in the Zechstein anhydrites of Poland: evidence of varied meteoric contributions to marine brines. Geological Quarterly, 53: 159–166.

Dębski J., 1983. Zarys stratygrafii cechsztynu we wschodniej części wyniesienia Łeby. Przegląd Geologiczny, 31: 293–299.

Depowski S., 1972. Występowanie bituminów. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 251: 345–357.

Depowski S. (red.), 1978. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Inst. Geol., Warszawa.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1956. Materiały do Mapy Geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:50 000 – Mapa bez utworów czwartorzędowych (55 arkuszy w skali 1:25 000 i 4 tablice objaśnień). Wydano na prawach rękopisu.

Doornenbal J.C., Stevenson A.G. (red.), 2010. Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten.

Dybova-Jachowicz S., 1981. The palynological assemblage from the Permian of Poland. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 456–489.

Dybova-Jachowicz S., Chłopek K., 2003. Perm. *W:* Palinologia (red. S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska): 120–133. Instytut Botaniki PAN, Kraków.

Dybowa-Jachowicz S., Filipiak P., 2001. Dolnopermski zespół miospor w profilu otworu Tarnawa 1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 81–86.

Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1978. The characteristic of spore-pollen spectrum of the Permian-Triassic junction beds from the Góry Świętokrzyskie. *W:* Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2: 81–89.

Dybova-Jachowicz S., Pokorski J., 1984. Stratygrafia karbonu i dolnego permu w otworze wiertniczym Strzeżewo 1. Kwartalnik Geologiczny, 28: 589–616.

Dyjaczyński K., Peryt T.M., 2014. Controls on basal Zechstein (Wuchiapingian) evaporite deposition in SW Poland. Geological Quarterly, 58: 475–492.

Dyjaczyński K., Wolny S., 1978. Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. *W:* Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 133–149.

Dyjaczyński K., Mamczur S., Radecki S., 1997. Nowe perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w utworach wapienia cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 45: 1248–1256.

Dyjaczynski K., Górski M., Mamczur S., Peryt T.M., 2001. Reefs in the basinal facies of the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Western Poland. Journal of Petroleum Geology, 24: 265–285.

Dziedzic K., 1959. Porównanie utworów czerwonego spągowca okolic Nowej Rudy i Świerzawy. Kwartalnik Geologiczny, 3: 831–845.

Dziedzic K., 1961. Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Studia Geologica Polonica, 6: 1–121.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasses and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 285–305.

Eisentraut O., 1939. Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätte. Archiv für Lagerstättenforschung der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Heft 71.

Fheed A., 2019. The impact of fossils on diagenetically controlled reservoir quality: The Zechstein Brońsko Reef (Upper Permian, W Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 47–81.

Fheed A., Świerczewska A., Krzyżak A., 2015. The isolated Wuchiapingian (Zechstein) Wielichowo Reef and its sedimentary and diagenetic evolution, SW Poland. Geological Quarterly, 59: 762–780.

Fheed A., Świerczewska A., Strzelecki P.J., Radzik-Hotloś N., Gebus-Czupyt B., 2022. Influence of substrate morphology on reef diagenesis: Examples

Literatura

from the Zechstein Limestone formation (SE Wolsztyn Ridge, W Poland). Marine and Petroleum Geology, 136, 105442.
Fijałkowska A., 1995a. Palynostratigraphy of the Zechstein in the North Sudetic Trough. Geological Quarterly, 39: 207–228.
Fijałkowska A., 1995b. Correlation of the Zechstein microflora from Southern Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 157 (1): 230–234.
Fijałkowska A., 2006. Badania palinostratygraficzne osadów permu, triasu i jury. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 59–62.
Fijałkowska A., Peryt T.M., 1995. Cykl PZ2 w cechsztynie niecki północno-sudeckiej. Przegląd Geologiczny, 43: 31–34.
Fijałkowska-Mader A., 1997. Correlation of the Zechstein microflora from southern Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 229–235.
Fijałkowska-Mader A., Durkowski K., Sokalski D., 2018. Palynological and lithofacial implications for Zechstein stratigraphy in the marginal part of the North-Sudetic Synclinorium (Lower Silesia, southwestern Poland). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 169: 495–515.
Friedberg W., 1921. Kopalnia soli w Wapnie koło Kcyni. Kosmos, 46: 209–221.
Gaitzsch B., 1995. Grüneberg-Formation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 183: 102–106.
García-Veigas J., Cendón D.I., Pueyo J.J., Peryt T.M., 2011. Zechstein saline brines in Poland, evidence of overturned anoxic ocean during the Late Permian mass extinction event. Chemical Geology, 290: 189–201.
Garlicki A., 1991. On some root structures of Zechstein salt deposits in Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 1211–1222.
Gast R., 1995. Sequenzstratigraphie. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 183: 47–54.
Gast R., Dusar M., Breitkreutz Ch., Gaupp R., Schneider J.W., Stemmerik L., Geluk M., Geissler M., Kiersnowski H., Glennie K., Kabel S., Jones N., 2010. Rotliegend. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–122. EAGE Publications b.v., Houten.
Gąsiewicz A., 1985. Krawędź platformy węglanowej dolomitu płytowego na wyniesieniu Łeby. Przegląd Geologiczny, 33: 211–216.
Gąsiewicz A., 1988. O dolomicie płytowym w okolicy Jamna. Przegląd Geologiczny, 36: 240–241.
Gąsiewicz A., 1990. Rozwój sedymentacji cechsztyńskiego dolomitu płytowego (Ca3) w rejonie Zatoki Puckiej. Przegląd Geologiczny, 38: 187–195.
Gąsiewicz A., 2010. Platy Dolomite (Ca3) carbonate platform in northern Poland. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 145–146. EAGE Publications b.v, Houten.
Gąsiewicz A., 2013. Climatic control on the Late Permian Main Dolomite (Ca2) deposition in northern margin of the Southern Permian Basin and implications to its internal cyclicity. Geological Society Special Publications, 376: 475–521.
Gąsiewicz A., Kiersnowski H., 1986. Lower Permian freshwater biocoenosis in Laskowice Oławskie-Lipowa Trough (SW Poland). Przegląd Geologiczny, 34: 197–201, 232–233.
Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1989a. Dolomit płytowy w rejonie Zatoki Puckiej: litologia i paleogeografia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 363: 41–68.
Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1989b. O sedymentacji cechsztyńskiego dolomitu płytowego w brzeżnej, południowej części syneklizy perybałtyckiej. Przegląd Geologiczny, 37: 193–199.
Gąsiewicz A., Peryt T.M., 1994. Biolaminites at the Zechstein (Upper Permian) Platy Dolomite (Ca3)-Main Anhydrite (A3) boundary: implications for evolution of an evaporite basin. Beiträäge zur Paläontologie, 19: 91–101.
Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumbein W.E., 1987. The peritidal sabkha type stromatolites of the Platy Dolomite (Ca3) of the Leba Elevation (North Poland). Lecture Notes in Earth Sciences, 10: 253–272.
Gąsiewicz A., Peryt T.M., Rup M., 1991. Stromatolites in the Zechstein of the southern Holy Cross Mts (Central Poland). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 853–865.
Gebhardt U., Schneider J., Hoffmann N., 1991. Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. Geologisches Jahrbuch, A 127: 405–427.
Geinitz H.B., 1861–1862. Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende (Permische Formation zum Theil). Engelmann, Leipzig.
Geissler M., Breitkreuz C., Kiersnowski H., 2004. Pyroclastic volcanism in the initial phase of the CEBS development. Terra Nostra, (05): 4–5.
Geissler M., Breitkreuz C., Kiersnowski H., 2008. Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiati. International Journal of Earth Sciences, 97: 973–989.
Geluk M., 2005. Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas. Utrecht University Repository (Dissertation).
Geluk M.C., Van Wees J.D., Gronloh H., Van Adrichem Boogaert H.A., 1997. Palaeogeography and palaeotectonics of the Zechstein (Upper Permian) in the Netherlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 157 (2): 63–75.
Gibson M.E., 2020. Palaeoecology and Palaeoenvironments of the Late Permian Zechstein Sea and its Hinterlands. https://etheses.whiterose.ac.uk/28623/1/Martha%20Gibson_Thesis.pdf
Gibson M.E., Bodman D.J., 2021. Evaporite palynology: a case study of the Permian (Lopingian) Zechstein Sea. Journal of the Geological Society, 178, 174.
Glennie K.W., Buller A.T., 1983. The Permian Weissliegend of NW Europe: the partial deformation of eolian sands caused by the Zechstein transgression. Sedimentary Geology, 35: 43–81.
Głazek J., Kutek J., 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *W:* Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 15–54.
Głazek J., Romanek A., 1978. Jaworznia. *W:* Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2: 41–49.
Głowacki E., 1986. Uwagi dotyczące dolomitu głównego i jego znaczenie dla poszukiwań naftowych w rejonie Poznania. Nafta, 11: 304–309.
Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous-Early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the NE margin of the Bohemian Massif (SW Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.
Górecka T., 1969. Pozycja stratygraficzna serii z otworu wiertniczego w Rybnie na Dolnym Śląsku. Przegląd Geologiczny, 17: 431–433.
Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 52–64.
Górecka-Nowak A., 2023. Palinostratygrafia skał karbonu i permu (czerwony spągowiec). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 153–154.
Górski M., Gierszewska D., Król E., Urbańska H., Wilk W., 2000. Interpretacja litofacjalna danych sejsmiki 3D kluczem do sukcesu w detekcji ciał rafowych w poziomie wapienia cechsztyńskiego w basenie permskim (na przykładzie rafy Kościan). Przegląd Geologiczny, 48: 137–150.
Gradziński R., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Upper Silesian Basin Upper Carboniferous Lower Permian. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR, 66: 225–237.
Grocholski A., 1973. Problemy geologiczne wschodniej części bloku przedsudeckiego. Kwartalnik Geologiczny, 17: 615–616.
Grocholski A., 1974. Problemy stratygrafii silezu w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym. Kwartalnik Geologiczny, 18: 63–79.
Grotek I., Szymkowiak A., 1986. Substancja organiczna w osadach czerwonego spągowca rowu Laskowic Oławskich-Lipowej. Przegląd Geologiczny, 34: 217–218.
Gunia T., 1962. Cechsztyn synkliny leszczyńskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 173: 57–114.
Hanczke T., 1969. Mineralogia i petrografia soli cechsztyńskich kopalni Kłodawa. Prace Muzeum Ziemi, 16: 3–52.
Gurari P., 1975. Niektóre właściwości budowy i ropo-gazonośności osadów permskich płyty środkowoeuropejskiej. Kwartalnik Geologiczny, 19: 159–180.
Habryn R., Krieger W., Kurek S., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Mapa geologiczno-strukturalna stropu paleozoiku bez permu. A. Rzeźba powierzchni paleozoiku bez permu. B. Występowanie utworów nadkładu na powierzchni paleozoiku. *W:* Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego (red. Z. Buła i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Hanczke T., 1969. Mineralogia i petrografia soli cechsztyńskich kopalni Kłodawa. Prace Muzeum Ziemi, 16: 3–52.
Hartkopf-Fröder C., Heinisch C., 2020. Palynologie und Palynostratigraphie des Zechsteins. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 93–114.
Helmuth H.-J., Sussmuth S., 1993. Die lithostratigraphische Gliederung des jungeren Oberrotliegenden (Oberrotliegendes II) in Nordostdeutschland. Geologisches Jahrbuch, A 131: 31–55.
Henderson C.M., Mei S., 2000. Preliminary cool water Permian conodont zonation in North Pangea: a review. Permophiles, 36: 16–23.
Hirschmann G., Hoth K., Kleber F., 1975. Die lithostratigraphishe Gliederung des Oberkarbons im Bereich der Inseln Rügen und Hiddensee. Zeitschrift der geologische Wissenschaften, 3: 985–996.
Hoffmann N., Pokorski J., Lindert W., Bachmann G.H., 1997. Rotliegend stratigraphy, palaeogeography and facies in the eastern part of the Central European Basin. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 157 (2): 75–86.
Hounslow M., Balabanov Y.P., 2018. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries. Geological Society Special Publications, 450: 61–103.
Jackowicz E., 1983. Wyniki badań petrograficznych i geochemicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 57: 60–77.
Jackowicz E., 1990. Opracowanie petrograficzne skał wulkanicznych z otworu wiertniczego Strzelce Krajeńskie PIG 1. CAG, Warszawa [nr inw. 132525].
Jackowicz E., 1994. Permskie skały wulkanoklastyczne północnej części monokliny przedsudeckiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 145.
Jankowski G., Jung W., 1962. Zum Zechsteinkalk (Ca1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. Geologie, 11: 943–953.
Jarosz J., Zaleska M., 1977. Piaskowiec anhydrytowy w złożu rud miedzi Rudna. Rudy i Metale Nieżelazne, 12: 664–668.
Jarosz J., Zaleska-Kuczmierczyk M., 1980. Nowy profil serii złożowej w kopalni rud miedzi Rudna. Przegląd Geologiczny, 28: 113–114.
Jasieńko S., Pilawa A., 1977. Dolnośląskie Zagłębie Węglowe. Geneza właściwości i struktura węgli kamiennych. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, 29.
Jaworowski K., Mikołajewski Z., 2007. Oil- and gas-bearing sediments of the Main Dolomite (Ca2) in the Międzychód region: a depositional model and the problem of the boundary between the second and third depositional sequences in the Polish Zechstein Basin. Przegląd Geologiczny, 55: 1017–1024.
Jentzsch A., 1913. Der vortertiäre Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt, N. F., Heft 72: 1–48.

Literatura

Jerzykiewicz J., 1973. Wstępne wyniki badań mikroflorystycznych nad pozycją stratygraficzną łupków antrakozjowych (depresja śródsudecka). Kwartalnik Geologiczny, 17: 285–292.

Jerzykiewicz J., 1975. Zespoły sporowo-pyłkowe z pogranicza karbonu i permu okolic Okrzeszyna. Kwartalnik Geologiczny, 19: 559–567.

Jerzykiewicz J., 1981. Stratygrafia utworów dolnopermskich depresji śródsudeckiej w świetle badań miosporowych. CAG, Warszawa [nr inw. DS/293].

Jerzykiewicz J., 1987. Latest Carboniferous (Stephanian) and Early Permian (Autunian) palynological assemblages from the Intrasudetic Basin, Southwestern Poland. Palynology, 11: 117–131.

Jerzykiewicz T.P., Mroczkowski J., Teisseyre A.K., 1976. Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. Geologia Sudetica, 11: 57–89.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 564, 110154.

Jewuła K., Trela W., Wasielka N., Archer S.G., 2023. Palustrine limestones and calcretes as the sedimentary record of paleoenvironmental changes in a Late Permian semi-arid climate at the SE periphery of the Southern Permian Basin (the Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 614, 111398.

Johnson H., Warrington G., Stoker S.J., 1994. Permian and Triassic of the Southern North Sea. *W:* Lithostratigraphic nomenclature of the North Sea (red. R.W.O'B Knox, W.G. Cordey). British Geological Survey, Nottingham.

Jordan H., 1969. Zur Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins in Germanischen Becken, unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. Freiberger Forschungshefte, C 245: 27–45.

Jura D., 2001. Podpermska powierzchnia niezgodności. Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 1952: 54–66.

Jurkiewicz H., 1991. Perm. Profile Głębokich Utworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 74: 23–24.

Juskowiak M., Pokorski J., 1970. Osady permu dolnego w syneklizie perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 224: 377–409.

Kaczmarek W., 2006. Zróżnicowanie mineralizacji miedziowej a wykształcenie litologiczne białego spągowca w kopalniach LGOM. CAG, Warszawa [nr inw. 6843].

Kaczmarek W., Twardowski M., Wasilewska-Błaszczyk M., 2017. Praktyczne aspekty modelowania litologicznych typów rud w złożach Cu-Ag LGOM (Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 468: 209–226.

Käding K.-C., 2000. Die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Folge (vormals Bröckeschiefer-Folge). Kali und Steinsalz, 13: 86–96.

Käding K.-C., 2003. Bromprofile aus dem Zechstein 4 und 5 – ein Beitrag zur Stratigraphie der Aller- und Ohre-Folge. Kali und Steinsalz, 16: 6–17.

Käding K.-C., 2005. Bromprofile aus dem Zechstein – ein Beitrag zur Zyklostratigraphie. Kali und Steinsalz, 18: 30–42.

Kadunas V., 2001. Lietuvos permo halogeninė formacija (litologija, geochemija, naudingosios iškasenos). Geologijos institutas (Vilnius).

Kampschulte A., Strauss H., 2004. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic sea water based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates. Chemical Geology, 204: 255–286.

Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce, T. 1. Niż Polski. Wydaw. Geos, Kraków.

Karnkowski P.H., 1977. Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). Acta Geologica Polonica, 27: 481–495.

Karnkowski P.H., 1981. Obecny podział litostratygraficzny czerwonego spągowca w Polsce i propozycje jego sformalizowania. Kwartalnik Geologiczny, 25: 59–66.

Karnkowski P.H., 1986a. Jednostki allostratygraficzne – propozycja nowych wydzieleń formalnych w polskiej klasyfikacji stratygraficznej. Przegląd Geologiczny, 34: 255–257.

Karnkowski P.H., 1986b. Charakter transgresji morza cechsztyńskiego a geneza osadów białego spągowca na obszarze Wielkopolski (monoklina przedsudecka). Geologia Sudetica, 21 (2): 101–122.

Karnkowski P.H., 1987a. Allostratygrafia a litostratygrafia czerwonego spągowca w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 31: 43–56.

Karnkowski P.H., 1987b. Analiza facjalna podgrupy wielkopolskiej (górny czerwony spągowiec) w północnej części monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 35: 187–192.

Karnkowski P.H., 1991. Zagadnienie ruchów tektonicznych w czerwonym spągowcu. Przegląd Geologiczny 39: 352–356.

Karnkowski P.H., 1992. Implikacje, komplikacje i aplikacje wynikające z rozwoju poglądów na litostratygrafię i cykliczność sedymentacji permu w regionie śląsko-krakowskim. Przegląd Geologiczny, 40: 473–478.

Karnkowski P.H., 1994. Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin. Geological Quarterly, 38: 27–42.

Karnkowski P.H., 1999a. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3.

Karnkowski P.H., 1999b. Stratygrafia czerwonego spągowca w basenie polskim w świetle dotychczasowych opracowań stratygraficznych w permskich basenach zachodnioeuropejskich. Przegląd Geologiczny, 47: 472–474.

Karnkowski P.H., 1999c. Stratygrafia sekwencji czerwonego spągowca w basenie polskim: relacje między tektoniką a klimatem. Przegląd Geologiczny, 47: 473–475.

Karnkowski P.H., 2024. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif) – discussion. Geological Quarterly, 68, 24.

Karwowski L., 1985. Analiza mikrofacjalna węglanowych utworów cechsztynu w strefie Koszalin-Chojnice. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 423–472.

Kasprzyk A., 1992. Charakterystyka litofacjalna poziomów anhydrytowych cechsztynu perykliny Żar. Przegląd Geologiczny, 40: 233–241.

Kasprzyk A., 1995. Zechstein anhydrites NW of the Holy Cross Mts (Upper Permian, central Poland): facies and palaeogeography. Geological Quarterly, 39: 489–512.

Kemp S.J., Rushton J.C., Horstwood M.S.A., Nénert G., 2018. Kalistrontite, its occurrence, structure, genesis, and significance for the evolution of potash deposits in North Yorkshire, U.K. American Mineralogist, 103: 1136–1150.

Kendall A.C., 2010. Marine evaporites. Geological Association of Canada, GeoText, 6: 503–537.

Kiersnowski H., 1983. Rozwój sedymentacji utworów klastycznych późnego paleozoiku w okolicach Brzegu. Przegląd Geologiczny, 31: 475–479.

Kiersnowski H., 1991. Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – nowa propozycja. Przegląd Geologiczny, 39: 198–203.

Kiersnowski H., 1995. Geneza i rozwój późnopaleozoicznego wschodniego basenu przedsudeckiego. *W*: Materiały Sesji 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 19–35.

Kiersnowski H., 1997. Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. Geological Quarterly, 41: 433–456.

Kiersnowski H., 1998. Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 113–128.

Kiersnowski H., 2001a. Osady permo-triasu w basenie Liplas-Tarnawa. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 87–100.

Kiersnowski H., 2001b. Ichnofauna. *W:* Budowa geologiczna Polski: Tom III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm (red. M. Pajchlowa, R. Wagner): 89–95. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kiersnowski H., 2008. Digger Arthropoda (proto-Hymenoptera ?) ichnofossils from the Upper Permian – Rotliegend desert sedimentary environment, western Poland. *W:* The Second International Congress on Ichnology, Abstract Book and the intra-Congress field trip Guidebook (red. A. Uchman): 59. Państw. Inst. Geol.

Kiersnowski H., 2009. Perm. Czerwony spągowiec. *W:* Suplement do Tabeli stratygraficznej Polski (red. R. Wagner): 59–70. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kiersnowski H., 2013. Late Permian aeolian sand seas from the Polish Upper Rotliegend Basin in the context of palaeoclimatic periodicity. Geological Society Special Publications, 376: 431–456.

Kiersnowski H., 2015. Charakterystyka sedymentologiczna utworów czerwonego spągowca. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 47–59.

Kiersnowski H., 2018. Early Permian terrestrial trace fossils from the Lower Rotliegend of SW Poland. *W:* 19th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference & 11th MIKRO 2018 Workshop, Folia Special Volume, Abstract Book: 38–39.

Kiersnowski H., 2023a. Baseny permskie: Wschodni basen przedsudecki, Basen Zielona Góra–Borzęcin, Basen Pniewy–Książ Wielkopolski, Basen Sławkowa, Basen Liplas–Tarnawa, Centralny basen czerwonego spągowca górnego, Basen podlaski, Basen słupski, Basen warmiński. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 49–59.

Kiersnowski H., 2023b. Czerwony spągowiec w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1. Nowa formalna jednostka litostratygraficzna „ogniwo zlepieńców z Czaplinka". Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 77–78.

Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly, 50: 119–138.

Kiersnowski H., Buniak A., 2016. Sand sheets interaction with aeolian dune, alluvial and marginal playa beds in Late Permian Upper Rotliegend setting (western part of the Poznań Basin, Poland). Geological Quarterly, 60: 771–800.

Kiersnowski H., Maliszewska A., 1985. Grubookruchowe osady czerwonego spągowca w rejonie siewiersko-olkuskim w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 33: 181–192.

Kiersnowski H., Petecki Z., 2017. Budowa geologiczna podcechsztyńskiego podłoża Legnicko- Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) i jego otoczenia: Spojrzenie krytyczne. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 468: 175–198.

Kiersnowski H., Pokorski J., 2019. Czerwony spągowiec. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 128–131.

Kiersnowski H., Waśkiewicz K., 2023. Czerwony spągowiec. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 81–99.

Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M., Smith D.B., 1995. Facies, paleogeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe. *W:* The Permian of Northern Pangea (red. P.A. Scholle i in.): 2: 119–136. Springer, Berlin.

Kiersnowski H., Maliszewska A., Jackowicz E., 2004. Advances in Rotliegend rocks: stratigraphy, palaeogegraphy and petrology within the Brandenburg-Wolsztyn High and its vicinity (Western Poland Variscan Externides). *W:* Workshop and IGCP 469 Central European Meeting “Freiberg 2004”: 20–21.

Literatura

Kiersnowski H., Peryt T.M., Buniak A., Mikołajewski Z., 2010. From the intra-desert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend–Lower Zechstein) of the Wolsztyn–Pogorzela high, west Poland. Geological Journal, 44: 319–335.

Kiersnowski H., Peryt T., Jasionowski M., Skowroński L., 2017. Profile stratygraficzno-litologiczne sukcesji permskich w Polsce. *W:* Atlas Geologiczny Polski. Perm 1:5 000 000 (red. J. Nawrocki, A. Becker): 68–69. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

Kiersnowski H., Kowalski A., Ploch I., Paweł Raczyński P., 2021. Early Permian ichnofossils assemblage from Bieganów quarry and surrounding localities, Słupiec Fm – Intrasudetic Basin. *W:* 35th IAS Meeting of Sedimentology Prague, Czech Republic 21–25 June 2021. Book of Abstracts (red. O. Bábek, S. Vodrážková): 235.

Kijewski P., Salski W., 1978. Cechsztyńska sól kamienna cyklotemu Z1 w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Geologia Sudetica, 13: 97–134.

Kłapciński J., 1964. Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 34: 65–93.

Kłapciński J., 1966a. Stratygrafia anhydrytów Werra w rejonie Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36: 65–78.

Kłapciński J., 1966b. Stratygrafia anhydrytów Leine w okolicach Lubina i Sieroszowic (monoklina przedsudecka). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36: 315–321.

Kłapciński J., 1967. Stratygrafia anhydrytów Stassfurt w okolicach Lubina i Sieroszowic. Kwartalnik Geologiczny, 11: 303–312.

Kłapciński J., 1971. Litologia. fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Geologia Sudetica, 5: 77–136.

Kłapciński J., 1991. Zechstein anhydrites in western Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 1171–1188.

Kopp J.C., 2020. Der Zechstein Südbrandenburgs. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 435–450.

Korte C., Jasper T., Kozur H.W., Veizer J., 2006. $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of Permian seawater. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240: 89–107.

Kosakowski P., Krajewski M., 2014. Hydrocarbon potential of the Zechstein Main Dolomite in the western part of the Wielkopolska platform, SW Poland: new sedimentological and geochemical data. Marine and Petroleum Geology, 49: 99–120.

Kosakowski P., Krajewski M., 2015. Hydrocarbon potential of the Zechstein Main Dolomite (Upper Permian) in western Poland: Relation to organic matter and facies characteristics. Marine and Petroleum Geology, 68: 675–694.

Kosmahl W., 1967. Grauer Salzton und Hauptanhydrit des Zechsteins in Nordwestdeutschland. Geologische Jahrbuch, 84: 367–406.

Kosmahl W., 1969. Zur Stratigraphie, Petrographie, Genese und Sedimentation des Gebänderten Anhydrits (Zechstein 2), Grauen Salztons und Hauptanhydrits (Zechstein 3) in Nordwestdeutschland. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 71: 1–129.

Kostecka A., 1962. Charakterystyka zlepieńców cechsztyńskich synkliny gałęzicko-bolechowickiej. Kwartalnik Geologiczny, 6: 416–435.

Kostecka A., 1966. Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowickiej. Prace Geologiczne, 38.

Kotarba M., Wagner R., 2007. Generation potential of the Zechstein Main Dolomite (Ca2) carbonates in the Gorzów Wielkopolski-Międzychód-Lubiatów area: geological and geochemical approach to microbial-algal source rock. Przegląd Geologiczny, 55: 1025–1036.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W:* Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72.

Kovalevych V.M., Peryt T.M., Shanina S.N., Wieclaw D., Lytvyniuk S.F., 2008. Geochemical aureoles around oil and- gas accumulations in the Zechstein (Upper Permian) of Poland: analysis of fluid inclusions in halite and bitumens in salt. Journal of Petroleum Geology, 31: 245–262.

Kowalczewski Z., Rup M., 1989. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 362: 5–39.

Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basinal high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland) Geological Quarterly, 61: 779–794.

Kowalski A., Furca M., 2023. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif). Geological Quarterly, 67, 31.

Kowalski A., Furca M., 2024. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra- Sudetic Basin (NE Bohemian Massif) – reply. Geological Quarterly, 68, 28.

Kowalski A., Dąbek-Głowacka J., Nowak G.J., Górecka-Nowak A., Wyrwalska U., Furca M., Wójcik-Tabol P., 2025. Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). Minerals, 15, 1077.

Kozłowski S., 1963. Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). Prace Geologiczne, 14.

Kozłowski S., 1968. Magmatyzm permski. Sudety i przegórze Sudetów. Perm. Perm dolny (czerwony spągowiec). *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1, Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 558–567. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej. Prace Muzeum Ziemi, 11: 191–222.

Kozur H., 1994. The correlation of the Zechstein with the marine standard. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137: 85–103.

Kozur H.W., 2007. Permophiles perspective: 30 years and 50 issues: The long journey from the globally most unsatisfactory stratigraphic subdivision of all Phanerozoic systems to one of the best elaborated international scale. Permophiles, 50: 4–6.

Krasoń J., 1967. Perm synkliny bolesławickiej (Dolny Śląsk). Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Seria B, nr 137.

Krzemińska E., 2008. Badania wieku izotopowego skal wulkanicznych. *W:* Petrologia, sedymentologia i nowa litostratygrafia utworów czerwonego spągowca dolnego z wybranych profili platformy waryscyjskiej (kier. A. Maliszewska). CAG, Warszawa [nr inw. 3182/2025].

Krzemińska E., Poprawa P., 2024. Cyrkony nie są wieczne. Badania izotopowe O-U-Pb cyrkonów ze skał alkalicznych. Przegląd Geologiczny, 72: 730–734.

Krzemińska E., Krzemiński L., Poprawa P., Pacześna J., Nejbert K., 2021. First Evidence of the Post-Variscan Magmatic Pulse on the Western Edge of East European Craton: U-Pb Geochronology and Geochemistry of the Dolerite in the Lublin Podlasie Basin, Eastern Poland. Minerals, 11, 1361.

Krzywiec P., Peryt T.M., Kiersnowski H., Pomianowski P., Czapowski G., Kwolek K., 2017. Permo-Triassic Evaporites of the Polish Basin and Their Bearing on the Tectonic Evolution and Hydrocarbon System, an Overview. *W:* Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Tectonics and Hydrocarbon Potential (red. I. Soto i in.): 243–261. Elsevier.

Krzywiec P., Kiersnowski H., Peryt T., 2019. Fault-controlled Permian sedimentation in the central Polish Basin (Bydgoszcz-Szubin area) – insights from well and seismic data. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 170: 255–272.

Kuleta M., Zbroja S., 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. *W:* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 105–125.

Kulick J., Paul J., 1987. Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Zechsteins. *W:* Glossar Internationale Symposium, Zechstein 1987, Exkursionsführer, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, II, 8–18.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Kwolek K., Mikołajewski Z., 2007. New stratigraphic scheme for Zechstein rocks in the Pogorzela High (Foresudetic Monocline) and its significance for hydrocarbon exploration. Przegląd Geologiczny, 55: 1037–1047.

Kwolek K., Mikołajewski Z., 2010. Kryteria identyfikacji obiektów litofacjalnych jako potencjalnych pułapek złożowych w utworach dolomitu głównego (Ca2) u podnóża platform i mikroplatform węglanowych w środkowo-zachodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 58: 426–435.

Legler B., Schneider J., 2013. High-frequency cyclicity preserved in nonmarine and marine deposits (Permian, Germany and North Sea). New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, 60: 200–211.

Legler B., Gebhardt U., Schneider J.W., 2005. Late Permian nonmarine-marine transitional profiles in the central Southern Permian Basin, northern Germany. International Journal of Earth Sciences, 94: 851–862.

Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Belleini G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wooley A.R., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Science Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.

Lewandowska A., Rospondek M.J., Nawrocki J., 2010. Stephanian–Early Permian basaltic trachyandesites from the Sławków and Nieporaz–Brodła Grabens near Kraków, Southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 227–251.

Leyrer K., Strohmenger C., Rockenbauch K., Bechstädt T., 1999. High-resolution forward stratigraphic modeling of Ca2-Carbonate platforms and off-platform highs (Upper Permian, Northern Germany). *W:* Computerized Modeling of Sedimentary Systems (red. J. Harff i in.): 307–339. Springer, Berlin.

Lipiarski I., 1971. Dolnopermska flora martwicy karniowickiej koło Krakowa. Prace Instytutu Geologicznego, 58: 5–112.

Lipiarski I., 1984. Utwory górnego karbonu i dolnego permu we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (rejon Karniowic i Filipowic). *W:* Geologia formacji węglonośnych Polski, VII sympozjum: 111–116.

Lisiakiewicz S., 1979. *Rhynchopora geinitziana* Vern. z piaskowców permskich zapadliska północnosudeckiego i jej znaczenie dla stratygrafii permu w południowo-zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 23: 547–561.

Lojka R., Martinek K., Blecha M., 2008. Aluwialno-jeziorne osady dolnego czerwonego spągowca (autun: sakmar) w synklinorium śródsudeckim (górne ogniwo Olivětína). *W:* POKOS'3 [wycieczki]: 62–65.

Lorenc S., 1975. Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. Geologia Sudetica, 10: 59–101.

Lucas S.G., Shen S.Z., 2018. The Permian timescale: an introduction. Geological Society Special Publications, 450: 1–19.

Łaszkiewicz A., 1967. Minerały i skały solne. Prace Muzeum Ziemi, 11: 101–188.

Magaritz M., Peryt T.M., 1994. Mixed evaporative and meteoric water dolomitization; isotope study of the Zechstein Limestone (Upper Permian), southwestern Poland. Sedimentary Geology, 92: 257–272.

Makhnach A.S., Garetskiy R.G., Matveev A.V. (red.), 2001. Geologiya Belarusi. Institut geologicheskikh nauk NAN Belarusi, Minsk. (po rosyjsku)

Maliszewska A., 1981. Pyroclastic rocks lithofacies of the Autunian (Obrzycko Member) in the western part of the Polish Lowlands. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 212–228.

Maliszewska A., 1983. Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spągowca w NE części obrzeżenia GZW, otwory: TŁ – 13, G – 750, 1983. CAG, Warszawa [nr inw. 31901, kat. 74/265].

Maliszewska A., 1984. Opracowanie petrograficzne osadów czerwonego spągowca w otworze Bolesław 1 (NE część obrzeżenia GZW). CAG, Warszawa [nr inw. 33221 kat. 4729/789].

Maliszewska A., Pokorski J., 1978. Piroklastyczne skały ogniwa obrzyckiego autunu w zachodniej części Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 22: 511–532.

Maliszewska A., Jackowicz E., Kiersnowski H., 1989. Pozycja litostratygraficzna utworów ogniwa obrzyckiego na tle kompleksu eruptywnego wielkopolskiej formacji wulkanogenicznej. CAG, Warszawa [nr inw. 165/2000].

Maliszewska A., Kiersnowski H., Jackowicz E., 2003. Wulkanoklastyczne osady czerwonego spągowca dolnego na obszarze Wielkopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 179.

Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiersnowski H., 2016. Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202.

Marcinowski R., 2004. Słownik jednostek litostratygraficznych Polski: prekambr i paleozoik. Tom I: jednostki formalne prekambru i paleozoiku, Tom II: jednostki nieformalne prekambru i paleozoiku; https://stratygrafia.pgi.gov.pl/Home/Sjlp [dostęp: 23.10.2025]

Marcou M.J., 1859. Dyas et Trias ou le Nouveau Grès Rouge dans l'Europe, dans l'Amérique du Nord et dans l'Inde. Archives des Sciences de la Biblioteque Universelle. Ramboz et Schuchardt, Genève.

Markowiak M., 2015. Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek-Kotowic. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 203.

Martínek K., Dostál O., Drábková J., Jelínek F., Mikuláš R., Nehyba S., Šimùnek Z., Štamberg S., Zajíc J., 2004. Paleoenvironmental changes and the Late Variscan development of the eastern Bohemian Massif: sedimentary and paleontological record of the Boskovice Basin. Final report of the research project GAUK 227/2001/B-GEO/PrF. Charles University, Prague.

Mastalerz K., 1988. Development of lacustrine facies: an example from the Lower Permian Anthracosia Shale, North Sudetic Basin. *W:* Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Guidebook: 19–31.

Mastalerz K., 1990. Lacustrine succession in fault-bounded basins: 1. Upper Anthracosia Shale (Lower Permian) of the North Sudetic Basin, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 75–106.

Mastalerz K., 1994. Anthracosia Shale (Lower Permian), North-Sudetic Basin, Poland. *W:* Global Geological Record of Lacustrine Basins – 1 (red. E. Gierlowski, K. Kelts): 97–100. Cambridge Univ. Press.

Mastalerz K., Nehyba S., 1997. Comparison of Rotliegendes lacustrine depositional sequences from the Intrasudetic, North-Sudetic and Boskovice basins; Central Europe. Geologica Sudetica, 30: 21–57.

Mastalerz K., Raczyński P., 1993a. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego w karbonie i permie. *W:* Przewodnik 2 Krajowego Spotkania Sedymentologów: 90–97.

Mastalerz K., Raczyński P., 1993b. Korelacja i biostratygrafia permskich osadów jeziornych w Sudetach. *W:* Polskie Towarzystwo Geologiczne Oddział Poznański, Streszczenia Referatów, II: 86–88.

Mastalerz K., Wojewoda J., 1988. Rotliegendes sedimentary basins in the Sudetes, Central Europe. *W:* Rotliegendes Lacustrine Basins – Workshop, Guidebook: 1–9.

Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. *W:* Przewodnik 2 Krajowego Spotkania Sedymentologów: 65–73.

Mazur S., Aleksandrowski P., Gągała Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1133–1160.

McArthur J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. Journal of Geology, 109: 155–170.

McCann T. (red.), 2008. The Geology of Central Europe. The Geological Society of London, London.

McCann T., Kiersnowski H. (coordinators), Krainer K., Vozárová A., Peryt T.M., Oplustil S., Stollhofen H., Schneider J., Wetzel A., Boulvain F., Dusar M., Török A., Haas J., Tait J., Körner F., 2008. Permian. *W:* The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 1: 531–597. The Geological Society of London, London.

Mei S.L., Henderson C.M., 2001. Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 170: 237–260.

Menning M., 1995a. A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. *W:* The Permian of Northern Pangea (red. P.A. Scholle i in.), 1: 77–97. Springer, Berlin.

Menning M., 1995b. Magnetostratigraphie. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 183: 40–45.

Menning M., 2001. A Permian Time Scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra Reversal (265 Ma). Natura Bresciana, 25: 355–362.

Menning M., Katzung G., Lützner H., 1988. Magnetostratigraphic Investigations in the Rotliegendes (300–252 Ma) of Central Europe. Zeitschrift der Geologischen Wissenschaften, 16: 1045–1063.

Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyst F.-X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.-G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemyrovska T.I., Schneider J.W., Wang X.-D., Weddige K., Weyer D., Work D.M., 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240: 318–372.

Menning M., Glodny J., Boy J., Gast R., Kowalczyk G., Martens T., Rossler R., Schindler T., von Seckendorff V., Voigt S., 2022. Das Rotliegend in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 173: 3–139.

Miecznik J.B., 1988. Ewolucja diastroficzno-sedymentacyjna basenu śródsudeckiego w późnym silezie i wczesnym autunie. Przegląd Geologiczny, 36: 211–214.

Miecznik J.B., 1989. Górny silez i dolny autun z północnego obramowania basenu śródsudeckiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 363: 5–36.

Mikołajewski Z., Grelowski C., Kwolek K., Czechowski F., Słowakiewicz M., Matyasik I., Grotek I., 2019. Hydrocarbon habitat in the Zielin Late Permian isolated carbonate platform, western Poland. Facies, 65, 2.

Milewicz J., 1968. Perm. Perm dolny (czerwony spągowiec). Sudety. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1, Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 501–505. Wydaw. Geol., Warszawa.

Milewicz J., 1976. Czerwony spągowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. Kwartalnik Geologiczny, 20: 81–95.

Milewicz J.,1985a. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 385–390.

Milewicz J., 1985b. Rozwój czerwonego spągowca południowo-zachodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 29: 679–690.

Milewicz J., Górecka, 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–112.

Minervini M., Rossi M., Mellere D., 2011. Cyclicity and facies relationships at the interaction between aeolian, fluvial, and playa depositional environments in the Upper Rotliegend: regional correlation across UK (Sole Pit basin), the Netherlands, and Germany. SEPM Special Publication, 98: 119–146.

Molenaar N., Vaznyte J., Śliaupa S., 2019. Aridisols in the Southern Permian Basin of Lithuania: a key to understanding clay cement distribution. International Journal of Earth Sciences, 108: 2391–2406.

Morawska A., 1985. Rozwój sedymentacji permu i pstrego piaskowca w rejonie grzbietu Lublińca. Przegląd Geologiczny, 33: 444–448.

Moryc W., 2014. Perm i trias przedgórza Karpat polskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 43–68.

Motyl-Rakowska J., 1971. W sprawie podziału wapienia podstawowego w Polsce. Geofizyka i Geologia Naftowa, (174/175): 1–4.

Mroczkowski J., Skowronek C., 1980. Osady czerwonego spągowca w Iwinach (niecka północnosudecka). Geologia Sudetica, 15: 125–141.

Nawrocki J., 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. Earth and Planetary Science Letters, 152: 37–58.

Nawrocki J., 2004. The Permian-Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. Terra Nova, 16: 139–145.

Nawrocki J., Grabowski J., 2023. Wyniki badań paleomagnetycznych utworów czerwonego spągowca. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 198–201.

Nawrocki J., Kuleta M., Zbroja S., 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 47: 253–260.

Nawrocki J., Polechońska O., Lewandowska A., Werner T., 2005. On the paleomagnetic age of the Zalas laccolith (southern Poland). Acta Geologia Polonica, 55: 229–236.

Nawrocki J., Fanning M., Lewandowska A., Polechońska O., Werner T., 2008. Palaeomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland). Geophysical Journal International, 174: 475–488.

Nemec W., 1979. Wulkanizm późnokarboński w niecce wałbrzyskiej (synklinorium śródsudeckie). [rozpr. doktorska], Arch. Uniwersytet Wrocławski.

Nemec W., 1981a. Słupiec Formation (Permian, Intra-Sudetic Basin); an example of alluvial sandstone-body in intramontane molasse basin. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 45–51.

Nemec W., 1981b. Tectonically controlled alluvial sedimentation in the Supiec Formation (Lower Permian) of Intra-Sudetic Basin. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 294–311.

Nemec W., Porębski S., 1977. Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline). 1. Sedimentary structures and textural differentiation. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 387–418.

Nemec W., Porębski S.J., 1981. Sedimentary environment of the Weissliegendes sandstones in Fore-Sudetic Monocline. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 281–293.

Nemec W., Porębski S.J., Teisseyre A.K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). Veröffentlichungen des Zentralinstituts für die Physik der Erde, 66: 267–278.

Nielsen J.K., Błażejowski B., Gieszcz P., Nielsen J.K., 2013. Carbon and oxygen isotope records of Permian brachiopods from relatively low and high palaeolatitudes: climatic seasonality and evaporation. Geological Society Special Publications, 376: 387–405.

Nowak G.J., 1995. Petrology of coal seams of the Żacler Formation. *W:* XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursion B1: 22–23.

Nowakowski A., 1968. Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 4: 299–408.

Oberc A., Parachoniak W., 1962. Melafir z Filipowic. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 57–72.

Oberc J., Tomaszewski J., 1963. Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 11: 505–509.

Ogg J., Ogg G., Gradstein F. (red.), 2016. A Concise Geologic Timescale. Elsevier.

Literatura

Opluštil S., Schmitz M., Kachlík V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Palaeozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91: 399–432.

Opluštil S., Šimůnek Z., Zajíc J., Mencl V., 2013. Climatic and biotic changes around the Carboniferous/Permian boundary recorded in the continental basins of the Czech Republic. International Journal of Coal Geology, 119: 114–151.

Orska J., Werner Z., 1967. Sole kamienne i potasowe. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 6. Złoża surowców mineralnych (red. R. Osika): 418–438. Wydaw. Geol., Warszawa.

Ostromęcki, A., 1973. Development of the Late Paleozoic sedimentary basins of the Kaczawa Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 319–362.

Oszczepalski S., 1979. Mineralizacja polimetaliczna spągowych osadów cechsztynu w rejonie Węglińca-Żar. Kwartalnik Geologiczny, 23: 563–578.

Oszczepalski S., 1985. Sedymentacja utworów cechsztyńskich wapienia podstawowego w rejonie Wrocławia. Przegląd Geologiczny, 33: 192–198.

Oszczepalski S., 1988. Środowisko sedymentacji cechsztyńskiego łupku miedzionośnego w południowo-zachodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 36: 223–230.

Oszczepalski S., Chmielewski A., 2021. Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 68–87.

Oszczepalski S., Chmielewski A., 2023. Charakterystyka litologiczna i mikrofacjalna oraz środowisko sedymentacji utworów formacji Noteci, białego spągowca, łupka miedzionośnego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 116–120.

Oszczepalski S., Rydzewski A., 1987. Paleogeography and sedimentary model of the Kupferschiefer in Poland. Lecture Notes in Earth Sciences, 10: 189–205.

Oszczepalski S., Nowak G.J., Bechtel A., Žák K., 2002. Evidence of oxidation of the Kupferschiefer in the Lubin-Sieroszowice deposit: implications for Cu-Ag and Au-Pt-Pd mineralisation. Geological Quarterly, 46: 1–23.

Pajchlowa M., Wagner R. (red.), 2001. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Passendorfer E., 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. Acta Geologica Polonica, 7: 125–162.

Paszkowski M., 1987. Wadyczne osady węglanowe w utworach czerwonego spągowca rowu Sławkowa. Przegląd Geologiczny, 35: 192–194.

Paul J., 2020. Grundlagen und Nomenklatur der Lithostratigraphie des Zechsteins. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 53–58.

Paul J., Heggemann H., Hug-Diegel N., 2020. Einführung in die Stratigraphie des Zechsteins. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 19–27.

Pawlak W., Ploch I., Stamberg S., Raczyński P., Kiersnowski H., 2024. A new early Permian actinopterygian assemblage shows environmental controls on the distribution of *Paramblypterus* (Intra-Sudetic Basin, Poland). Geological Quarterly, 68, 12.

Pawłowska K., 1968a. Historia badań. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 495–499. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pawłowska K., 1968b. Góry Świętokrzyskie i przedgórze Karpat. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 533–548. Wydaw. Geol., Warszawa.

Paytan A., Yao W., Faul K.L., Gray E.T., 2020. Sulfur Isotope Stratigraphy. *W:* Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 1: 259–278.

Peryt D., Peryt T.M., Raczyński P., Chłódek K., 2012. Foraminiferal colonization related to the Zechstein (Lopingian) transgression in the western part of the Wolsztyn Palaeo-Ridge area, Western Poland. Geological Quarterly, 56: 529–546.

Peryt D., Peryt T.M., Hałas S., Raczyński P., 2016. Microfacies, foraminifers and carbon and oxygen isotopes in a basinal section of the Zechstein Limestone (Wuchiapingian): Bonikowo 2 borehole, western Poland. Geological Quarterly, 60: 827–839.

Peryt T.M., 1976. Ingresja morza turyńskiego (górny perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 455–465.

Peryt T.M., 1977. Cechsztyn w rejonie Wrocławia. Kwartalnik Geologiczny, 21: 741–756.

Peryt T.M., 1978a. Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 22: 59–82.

Peryt T.M., 1978b. Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Studia Geolica Polonica, 54.

Peryt T.M., 1978c. Wykształcenie mikrofacjalne dolomitu głównego w północnej części monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 26: 163–168.

Peryt T.M., 1981. Stromatolity w wapieniu cechsztyńskim monokliny przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 25: 609–628.

Peryt T.M., 1983. Osady caliche w cechsztyńskim dolomicie głównym (Ca2) okolic Kalisza. Przegląd Geologiczny, 31: 252–254.

Peryt T.M., 1984. Sedymentacja i wczesna diageneza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. Prace Instytutu Geologicznego, 109.

Peryt T.M., 1985. A Permian beach in the Zechstein dolomites of western Poland: influence on reservoirs. Journal of Petroleum Geology, 8: 463–474.

Peryt T.M., 1986a. The Zechstein (Upper Permian) Main Dolomite deposits of the Leba elevation, northern Poland: Facies and depositional history. Facies, 14: 151–200.

Peryt T.M., 1986b. Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlations of the Zechstein Limestone of Central Europe. Geological Society Special Publications, 22: 201–207.

Peryt T.M., 1986c. Fossiliferous dolomites in the Upper Werra Anhydrite (Zechstein) of the Puck Bay area, northern Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte: 193–200.

Peryt T.M. 1988. Cechsztyński dolomit płytowy (Ca3) w rejonie Wrocławia. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 358: 5–24.

Peryt T.M., 1989a. Basal Zechstein in southwestern Poland: sedimentation, diagenesis, and gas accumulations. Geological Association of Canada Special Paper, 36: 601-625.

Peryt T.M., 1989b. Zechstein deposition in the Polish part of the Peri-Baltic Gulf. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 37: 103–119.

Peryt T.M., 1990a. Sedymentacja cechsztyńska na obszarze Podlasia. Przegląd Geologiczny, 38: 375–382.

Peryt T.M., 1990b. Cechsztyński anhydryt górny (A1g) na obszarze polskiej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 364: 5–29.

Peryt T.M., 1991. Lower and Upper Werra Anhydrite in the Leba elevation area (northern Poland): Lithofacies and paleogeography. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 1189–1200.

Peryt T.M., 1992. Debris-flow deposits in the Zechstein (Upper Permian) Main Dolomite of Poland: significance for the evolution of the basin. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 185: 1–19.

Peryt T.M., 1994. The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin system in the Łeba sub-basin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. Sedimentology, 41: 83–113.

Peryt T.M., 2010. Ewaporaty cechsztynu PZ1-PZ3 bloku Gorzowa. Przegląd Geologiczny, 58: 689–694.

Peryt T.M., 2011a. Charakterystyka osadów ewaporatowych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 131: 96–98.

Peryt T.M., 2011b. Poziomy anhydrytowe w profilu cechsztynu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 129: 49–51.

Peryt T.M., 2021. The origin of Upper Permian basinal dolomites in SW Poland: Impact of ascending brines. Terra Nova, 33: 483–493.

Peryt T., 2023. Polski basen cechsztyński. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 60–61.

Peryt T.M., Antonowicz L., 1990. Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. Przegląd Geologiczny, 38: 173–180.

Peryt T.M., Dyjaczyński K., 1991. An isolated carbonate bank in the Zechstein Main Dolomite Basin, western Poland. Journal of Petroleum Geology, 14: 445–458.

Peryt T.M., Kasprzyk A., 1992. Stratygrafia i historia sedymentacji cechsztynu niecki północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 40: 457–467.

Peryt T.M., Magaritz M., 1990. Genesis of evaporite-associated platform dolomite: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland. Sedimentology, 37: 745–761.

Peryt T.M., Oszczepalski S., 2007. Stratygrafia serii złożowej. *W:* Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (red. A. Piestrzyński i in.): 108–111, Allexim sp. z o.o., Wrocław.

Peryt T.M., Peryt D., 2012. Geochemical and foraminiferal records of environmental changes during the Zechstein Limestone (Lopingian) deposition in northern Poland. Geological Quarterly, 56: 187–198.

Peryt T.M., Peryt D., 2021 Foraminiferal micro-buildups (“reefs”) in the Wuchiapingian basin facies of the basal Zechstein carbonates in western Poland. Journal of Palaeogeography, 10: 463–481.

Peryt T.M., Piątkowski T.S., 1977. Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. *W:* Fossil Algae (red. E. Flügel): 124–135. Springer, Berlin.

Peryt T.M., Rup M., 1987. Calcrete in the Zechstein of the Holy Cross Mts. (Central Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte: 679–688.

Peryt T.M., Scholle P.A., 1996. Regional setting and role of meteoric water in dolomite formation and diagenesis in an evaporite basin: studies in the Zechstein (Permian) deposits of Poland. Sedimentology, 43: 1005–1023.

Peryt T.M., Skowroński L., 2021. The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: an overview. Geological Quarterly, 65, 48.

Peryt M., Taviani M., 1986. Badania izotopowe dolomitów cechsztyńskich. Przegląd Geologiczny, 34: 218–219.

Peryt T.M., Wagner R., 1998. Zechstein evaporite deposition in the Central European Basin: cycles and stratigraphic sequences. Journal of Seismic Exploration, 7: 201–218.

Peryt T.M., Ważny H., 1978. Skondensowane profile wapienia cechsztyńskiego w północnej części monokliny przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 22: 549–570.

Peryt T.M., Ważny H., 1980. Microfacies and geochemical development of the basin facies of the Zechstein Limestone (Ca1) in western Poland. Contributions to Sedimentology, 9: 279–306.

Peryt T.M., Antonowicz L., Gąsiewicz A., Roman S., 1989. O fazach sedymentacji dolomitu głównego w Polsce północno-zachodniej. Przegląd Geologiczny, 37: 187–193.

Peryt T.M., Antonowicz L., Roman S., 1990. O sedymentacji dolomitu głównego w rejonie Buka. Przegląd Geologiczny, 38: 131–136.

Peryt,T.M., Czapowski G., Gąsiewicz A., 1992. Facje i paleogeografia cechsztynu zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Przegląd Geologiczny, 40: 223–233.

Literatura

Peryt T.M., Orti F., Rosell L., 1993. Sulfate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), SW Poland: facies and petrography. Journal of Sedimentary Petrology, 63: 646–658.

Peryt T.M., Kasprzyk A., Antonowicz L., 1996a. Upper Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 44: 121–130.

Peryt T.M., Kasprzyk A., Czapowski G., 1996b. Basal Anhydrite and Screening Anhydrite (Zechstein, Upper Permian) in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 44: 131–140.

Peryt T.M., Pierre C., Gryniv S.P., 1998. Origin of polyhalite deposits in the Zechstein (Upper Permian) Zdrada Platform (northern Poland). Sedimentology, 45: 565–578.

Peryt T.M., Tomassi-Morawiec H., Czapowski G., Hryniv S.P., Pueyo J.J., Eastoe C.J., Vovnyuk S., 2005. Polyhalite occurrence in the Werra (Zechstein, Upper Permian) Peribaltic Basin of Poland and Russia: evaporite facies constraints. Carbonates and Evaporites, 20: 182–194.

Peryt T.M., Geluk M.C., Mathiesen A., Paul J., Smith K., 2010a. Zechstein. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 123–147. EAGE Publications b.v., Houten.

Peryt T.M., Hałas S., Hryniv S.P., 2010b. Sulphur and oxygen isotope signatures of late Permian Zechstein anhydrites, West Poland: seawater evolution and diagenetic constraints. Geological Quarterly, 54: 387–400.

Peryt T.M., Durakiewicz T., Kotarba M.J., Oszczepalski S., Peryt D., 2012a. Carbon isotope stratigraphy of the basal Zechstein (Lopingian) strata in Northern Poland. Geological Quarterly, 56: 285–298.

Peryt T.M., Raczyński P., Peryt D., Chłódek K., 2012b. Upper Permian reef complex in the basinal facies of the Zechstein Limestone (Ca1), western Poland. Geological Journal, 46: 537–552.

Peryt T.M., Hałas S., Peryt D., 2015. Carbon and oxygen isotopic composition and foraminifera of condensed basal Zechstein (Upper Permian) strata in western Poland: Environmental and stratigraphic implications. Geological Journal, 50: 446–464.

Peryt T.M., Raczyński P., Peryt D., Chłódek K., Mikołajewski Z., 2016. Sedimentary history and biota of the Zechstein Limestone (Permian, Wuchiapingian) of the Jabłonna Reef in Western Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 379–413.

Peryt T.M., Jasionowski M., Raczyński P., Chłódek K., 2020. Demise of the Jabłonna Reef (Zechstein Limestone) and the onset of gypsum deposition (Wuchiapingian, west Poland): Carbonate-to-evaporite transition in a saline giant. Journal of Palaeogeography, 9, 18.

Petrascheck W.E., 1936. Die Bildung der Kupfererze im mittelsudetischen Rotliegenden. Geologisce Rundschau, 27: 96–98.

Piątkowska L., 1978. Wykształcenie mikrofacjalne wapienia cechsztyńskiego w rejonie Trzebnicy na monoklinie przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 26: 186–188.

Piątkowska L., 1982. Petrografia utworów cechsztynu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 54: 219–225.

Piątkowski T.S., 1980. Utwory algowe wapienia cechsztyńskiego (Ca1) syneklizy perybałtyckiej. CAG, Warszawa [nr inw. 28327].

Piątkowski T., 1988. Petrografia utworów cechsztynu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 65: 221–227.

Piekarska E., Kwiatkowski S., 1975. Microfacial analysis of the Zechstein Limestone in the eastern Part of the Peri-Baltic Syneclise (Preliminary report). Acta Geologica Polonica, 25: 79–114.

Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–244.

Pieńkowski G., 1991. Facies criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 893–912.

Piestrzyński A. (red.), 1996. Monografia KGHM Polska Miedź S.A. CBPM „Cuprum", Lubin.

Piestrzyński A., Banaszak A., Zaleska-Kuczmierczyk M. (red.), 2007. Monografia KGHM Polska Miedź S.A., wyd. II. Allexim sp. z o.o., Wrocław.

Pizon A., Peryt T.M., Dębski J., 1985. Środowisko powstania polihalitów cechsztyńskich w rejonie Zatoki Puckiej. Przegląd Geologiczny, 33: 659–663.

Plein E., 1978. Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129: 71–97.

Ploch I., Kiersnowski H., 2018. Early Permian tetrapod footprints from the Central Sudetes (Poland) – new perspectives. *W:* 5th International Paleontological Congress, Abstract book: 1063.

Poborska-Młynarska K., 1984. Paleogeograficzne tło pewnej nieciągłości w sedymentacji cechsztynu salinarnego w regionie kujawskim. *W:* Materiały Konferencji Naukowej „Perspektywy surowcowe wielkopolskiej części basenu środkowoeuropejskiego", seria Geologia, UAM, (11): 97–98.

Poborski J., 1959. Skały solne na tle ogólnej klasyfikacji. Zeszyty Naukowe AGH, 22, Geologia, 3: 75–80.

Poborski J., 1968. Facja salinarna. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 522–526. Wydaw. Geol., Warszawa.

Poborski J., 1969. Rozwój idei potasonośnego zagłębia gdańskiego w systemie permskim. Przegląd Geologiczny, 17: 231–235.

Poborski J., 1975. O halogenicznych zjawiskach krasowych w permie górnym na wyniesieniu Łeby. Przegląd Geologiczny, 23: 325–328.

Poborski J., 1980. Discontinuity in Upper Permian (Zechstein) succession of evaporites in Eastern Pomerania, Poland. *W:* 5th Symposium on Salt, 2: 153–157. Northern Ohio Geological Society, Cleveland.

Poborski J., Prochazka K., Wala A., 1956. Sole potasowo-magnezowe w złożach Inowrocławia i Wapna. Acta Geologica Polonica, 6: 337–370.

Podemski M., 1965. Rozwój sedymentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki-Sieroszowice. Kwartalnik Geologiczny, 9: 115–128.

Podemski M., 1972. Cechsztyńskie sole kamienne i potasowe cyklotemów Z2 i Z3 w okolicach Nowej Soli. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 260: 5–51.

Podemski M., 1973. Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. Prace Instytutu Geologicznego, 71.

Podemski M., 1974a. Stratygrafia utworów cechsztyńskich zachodniej części niecki północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 18: 729–748.

Podemski M., 1974b. Wyniki dotychczasowych badań soli potasowych w strefie przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 22: 7–12.

Pokorski J., 1971. Perm dolny obniżenia podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 15: 589–604.

Pokorski J., 1972. Perm dolny. *W:* Ropo i gazonośność obniżenia podlaskiego na tle budowy geologicznej. Część II: Warunki występowania bituminów w obniżeniu podlaskim (red. J. Calikowski, S. Depowski). Prace Geostrukturalne (red. B. Areń): 180–182.

Pokorski J., 1974. Czerwony spągowiec platformy prekambryjskiej – miąższość i facje. Kwartalnik Geologiczny, 18: 80–89.

Pokorski J., 1976a. Czerwony spągowiec, warstwy darłowskie i miasteckie. Prace Instytutu Geologicznego, 79: 10–18.

Pokorski J., 1976b. The Rotliegendes of the Polish Lowlands. Przegląd Geologiczny, 24: 318–324.

Pokorski J., 1978a. Mapa paleogeograficzna schyłku saksonu (1:1000 000). *W:* Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Inst. Geol. Warszawa.

Pokorski J., 1978b. Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. Przegląd Geologiczny, 26: 686–693.

Pokorski J., 1978c. Czerwony spągowiec w południowo-wschodniej części basenu podlaskiego. Kwartalnik Geologiczny, 22: 537–547.

Pokorski J., 1980. Czerwony spągowiec. *W:* Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Czaplinek IG 2 (red. A. Raczyńska, A. Ryll). CAG, Warszawa. [nr inw. 126488].

Pokorski J., 1981a. Paleogeography of the Upper Rotliegendes in the Polish Lowland. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 56–68.

Pokorski J., 1981b. Propozycja formalnego podziału litostratygraficznego czerwonego spągowca na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 25: 41 –58.

Pokorski J., 1987. Czerwony spągowiec. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 51–64.

Pokorski J., 1988a. Rotliegendes lithostratigraphy in north-western Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 99–108.

Pokorski J., 1988b. Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 15–32.

Pokorski J., 1989. Evolution of the Rotliegendes Basin in Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 37: 49–55.

Pokorski J., 1990. Czerwony spągowiec pobrzeża Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 34: 79–92.

Pokorski J., 1997. Perm dolny (czerwony spągowiec). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 113: 35–62.

Pokorski J., 1998a. Górny czerwony spągowiec; podgrupa Drawy i Noteci. Miąższość (Tabl. 4). *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pokorski J., 1998b. Mapy paleogeograficzne czerwonego spągowca, tab. 2, 3, 4, 10. *W:* Atlas epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pokorski, J., 1998c. Czerwony spągowiec. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pokorski J., Kühn D., 1978. Mapa litofacjalna ilościowa saksonu. *W:* Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Inst. Geol., Warszawa.

Pokorski J., Modliński Z. (red.), 2012. Mapa geologiczna południowego Bałtyku bez utworów permu i młodszych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pokorski J., Wagner R., 1972. Stratygrafia i paleogeografia permu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 252: 121–134.

Poprawa P., Jarosiński M., Pepel A., Kiersnowski H., Jawor E., 2001. Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas-Tarnawa – analiza subsydencji, badania mezostrukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 143–160.

Protas A., 1982. Zmienność form i struktur stromatolitów w zależności od środowiska na przykładzie utworów dolomitu głównego NW Polski. Kwartalnik Geologiczny, 26: 96–116.

Protas A., 2000. Najstarszy cechsztyn podłoża Wielkopolski. *W:* Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski, 47–57.

Pusch G.G., 1833. Geognostische Beschreibung von Polen, so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. T. 1. Stuttgart u. Tübingen.

Raczyński P., 1996. Paleontologiczne i sedymentologiczne wskaźniki warunków powstawania osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej. Arch. Uniwerytet Wrocławski. [rozpr. doktor.]

Raczyński P., 1997. Warunki sedymentacji osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 45: 693–699.

Raczyński P., 2010. North-Sudetic Basin: nearshore carbonate and siliciclastic deposits. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 142–143. EAGE Publications b.v, Houten.

Raczyński P., Mastalerz K., 1996. Nowe znaleziska i stanowiska kopalnej flory i fauny w osadach czerwonego spągowca Sudetów. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1795, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 107–116.

Literatura

Raczyński, P., Kurowski, L., Mastalerz, K., 1998. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. *W:* Materiały VII Krajowego Spotkania Sedymentologów: 75–100.

Raczyński P., Peryt T.M., Peryt D., 2016. Sedimentary history of two Zechstein Limestone carbonate buildups (Elżbieciny and Racot) in western Poland: The reefs that were. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 167: 191–210.

Raczyński P., Peryt T.M., Strobel W., 2017. Sedimentary and environmental history of the Late Permian Bonikowo Reef (Zechstein Limestone, Wuchiapingian), western Poland. Journal of Palaeogeography, 6: 183–205.

Reimann M., Richter M., 1991. Lithological sequence of the Main Anhydrite (Zechstein 3) in the Piła IG 1 borehole (Poland) in comparison with the normal sequence in the Hannover area (NW Germany). Przegląd Geologiczny, 39: 203–206.

Retallack G.J., Greaver T., Jahren A.H., Smith R.M.H., Sheldon N.D., Metzger C.A., 2006. Middle-Late Permian mass extinction on land. GSA Bulletin, 118: 1398–1411.

Rhys G.H., 1975. A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the southern North Sea. *W:* Petroleum and the continental shelf of north-west Europe (red. A.W. Woodland): 1: 151–163. Geology Applied Science Publishers, London.

Richter-Bernburg G., 1955a. Über salinare Sedimentation. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 105: 593–645.

Richter-Bernburg G., 1955b. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 105: 843–854.

Roemer F., 1870. Geologie von Oberschlesien. Nischkowsky, Breslau.

Roscher M., Schneider J.W., 2006. Permo-Carboniferous climate; Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of Central Europe in a regional and global context. Geological Society Special Publications, 265: 95–136.

Roscher M., Berner U., Schneider J.W., 2008. A tool for the assessment of the paleo-distribution of source and reservoir rocks. Oil Gas European Magazine, 34: 131–137.

Rup M., 1988. Uwagi o wykształceniu cyklu PZ2 w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 36: 238–240.

Rydzewski A., 1969. Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 217: 113–167.

Rydzewski A., Śliwiński W., 2007. Litologia skał złożowych. *W:* Monografia KGHM Polska Miedź SA, wyd. II (red. A. Piestrzyński i in.): 111–115. Allexim sp. z o.o., Wrocław.

Ryka W., 1978. Skały wylewne czerwonego spągowca w Polsce. Przegląd Geologiczny, 26: 694–697.

Ryka W., 1981. Some problems of the Autunian volcanism in Poland. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 165–180.

Ryka W., 1989. Rotliegendes volcanic, sediment lithologies and paleoenvironments, and Polish basin history; an overview. Geological Association of Canada Special Paper, 36: 627–633.

Saitoh M., Isozaki Y., 2021. Carbon isotope chemostratigraphy across the Permian-Triassic Boundary at Chaotian, China: Implications for the global methane cycle in the aftermath of the extinction. Frontiers in Earth Science, 8, 596178.

Sawicki L., 1995. Budowa wschodniej części bloku przedsudeckiego. *W:* Materiały Sesji 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 12–18.

Sawłowicz Z., 1989. Isotopic composition of C, O, S in the organic-rich copper-bearing shale from the Kupferschiefer in Poland. Archiwum Mineralogiczne, 44: 5–19.

Schneider J., Gebhardt U., 1993. Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). Geologisches Jahrbuch, A 131: 57–98.

Schneider J.W., Köorner F., Roscher M., Kroner U., 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area – the Lodève basin, French Massif Central, compared in European and global context. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240: 161–183.

Schneider J.W., Werneburg R., Voigt S., Rößler R., Spindler F., Scholze F., Roscher M., 2024. Karbon und Perm im Thüringer-Wald-Becken – ein euramerisches Referenzprofil für regionale und globale Prozesse. *W:* Die Rotliegend-Fauna des Thüringer Waldes (red. R. Wernenburg, J.W. Schneider): 257–268. Naturhistorisches Museum Schloss Bertholdsburg Schleusingen.

Schröder L., Plein E., Bachmann, G.H., Gast R.E., Gebhardt U., Graf R., Helmuth H-J., Pasternak M., Proth H., Sussmuth S., 1995. Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken. Geologisches Jahrbuch, A 148: 3–21.

Şengör A.M.C., Atayman S., 2009. The Permian extinction and the Tethys: an exercise in global geology. GSA Special Paper, 448: 1–96.

Siedlecka A., 1964. Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 34: 309–394.

Siedlecka A., 1968. Perm. Perm dolny (czerwony spągowiec). Wyżyna śląsko-krakowska. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 508–513. Wydaw. Geol., Warszawa.

Siedlecki S., 1952. Podłoże melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myślachowickich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 80: 103–129.

Siedlecki S., 1956. Przewodnik wycieczki w okolice Krzeszowic i Chrzanowa XXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 24: 449–462.

Siedlecki S., 1958. Problemy stratygrafii najwyższego karbonu i najniższego permu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Kwartalnik Geologiczny, 2: 544–552.

Siedlecki S., Żabiński W., 1953. Tufit melafirowy i niższy pstry piaskowiec w Alwerni. Acta Geologica Polonica, 3: 441–468.

Šimůnek Z., Ploch I., 2022. The new flora from the Permian of the Intrasudetic Basin, Poland. Geologia Croatica, 75: 199–209.

Skompski S., 2012. Perm. *W:* Góry Świętokrzyskie 25 najważniejszych odsłonięć geologicznych (red. S. Skompski): 15–16. Uniwersytet Warszawski Wydział Geologii, Warszawa.

Šliaupa S., Čyžienė J., 1999. Perloja Formation lithofacies in southern Lithuania. Geologija, 28: 46–59.

Słodczyk E., Pietranik A., Glynn S., Wiedenbeck M., Breitkreuz C., Dhuime B., 2018. Contrasting sources of Late Paleozoic rhyolite magma in the Polish Lowlands: evidence from U-Pb ages and Hf and O isotope composition in zircon. International Journal of Earth Sciences. 107: 2065–2081.

Słodczyk E., Przybyło A., Pietranik A., Lukacs R., 2023. Diverse magma evolution recorded in trace element composition of zircon from Permo-Carboniferous rhyolites (NE German Basin, NW Polish Basin). International Journal of Earth Sciences, 112: 2205–2222.

Słotwiński M., Burliga S., 2023. Controls on evaporite facies distribution during the early phases of the Zechstein Basin development (Zechstein 1, Upper Permian): Implications from the marginal part of the basin in SW Poland. Sedimentary Geology, 453, 106439.

Słowakiewicz M., Mikołajewski Z., 2009. Sequence stratigraphy of the Upper Permian Zechstein Main Dolomite carbonates in the western Poland, a new approach. Journal of Petroleum Geology, 32: 215–234.

Słowakiewicz M., Mikołajewski Z., 2011. Upper Permian Main Dolomite microbial carbonates as potential source rocks for hydrocarbons (W Poland). Marine and Petroleum Geology, 28: 1572–1591.

Słowakiewicz M., Kiersnowski H., Wagner R., 2009. Correlation of the Middle and Upper Permian marine and terrestial sedimentary sequences in Polish, German, and USA Western Interior Basins with reference to global time markers. Palaeoworld, 18: 193–211.

Słowakiewicz M., Tucker M.E., Perri E., Pancost R.D., 2015. Nearshore euxinia in the photic zone of an ancient sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 426: 242–259.

Słowakiewicz M., Perri E., Tucker M.E., 2016. Micro- and nanopores in tight Zechstein 2 Carbonate facies from the Southern Permian Basin, NW Europe. Journal of Petroleum Geology, 39: 149–168.

Słownik stratygraficzny, 1968. Wydaw. Geol., Warszawa.

Smith D.B., Harwood G.M., Pattison J., Pettigrew T.H., 1986. A revised nomenclature for Upper Permian strata in eastern England. Geological Society Special Publications, 22: 9–17.

Sokołowski J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geologia Sudetica, 3: 297–367.

Sokołowski S. (red.), 1968. Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 1. Prekambr i paleozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Sonnenfeld P., 1984. Brines and Evaporites. Academic Press, Orlando.

Stańczyk-Stasik I., 1976. Utwory epigenetyczne w kopalniach soli regionu kujawskiego. Prace Geologiczne, 90.

Stasik I., 1979. Pozycja stratygraficzna zubrów w profilu cechsztynu salinarnego w rejonie kujawskim. Przegląd Geologiczny, 27: 326–327.

Stępniewski M., 1973. Niektóre pierwiastki śladowe w cechsztyńskich minerałach solnych z rejonu Zatoki Puckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 272: 7–68.

Steiner M.B., 2006. The magnetic polarity timescale across the Permian-Triassic boundary. Geological Society Special Publications, 265: 15–38.

Stolarczyk F., 1972. Nowe dane o permie wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Kwartalnik Geologiczny, 16: 113–130.

Štamberg S., 2021. Actinopterygians of the Broumov Formation (Permian) in the Czech part of the Intra-Sudetic Basin (the Czech Republic). Fossil Imprint, 77: 73–101.

Strohmenger C., Strauss C., 1996. Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. Sedimentary Geology, 102: 55–77.

Strohmenger C., Voigt E., Zimdars J., 1993. Einfluss von Eustasie und Palaorelief auf die sedimentologische und diagenetische Entwicklung der Zechstein 2 Karbonate (Ober-Perm, Nordost-Deutschland). Erdöl Erdgas Kohle, 109: 445–450.

Strohmenger C., Voigt E., Zimdars J., 1996a. Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany). Sedimentary Geology, 102: 33–54.

Strohmenger C., Antonini M., Jäger G., Rockenbauch K., Strauss C., 1996b. Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20: 1–35.

Swift A., 1986. The conodont *Merrillina divergens* (Bender, Stoppel) from the Upper Permian of England. Geological Society Special Publications, 22: 55–62.

Swift A., 1995. Conodonts from the Late Permian and Late Triassic of Britain. Monographs of the Palaeontographical Society, 598.

Swift A., Aldridge R.J., 1985. Conodonts of the Permian system from Great Britain. *W:* A Stratigraphical Index of Conodonts (red. A.C. Higgins, R.C. Austin): 228–236. Ellis Horwood, Chichester.

Szaniawski H., 1966. Rozwój facjalny i paleogeografia cechsztynu w rejonie wyniesienia Łeby. Acta Geologica Polonica, 16: 229–247.

Szaniawski H., 1969. Conodonts of the Upper Permian of Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 14: 325–341.

Szaniawski H., 1970. Stratygrafia, sedymentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. Pomerania. Acta Geologica Polonica, 20: 485–538.

Szaniawski H., 2001. Typ Incertae sedis. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1c – z. 3, Młodszy paleozoik, Perm (red. M. Pajchlowa, R. Wagner): 85–86. Wydaw., Geol., Warszawa.

Szulc J., Becker A., Mader A., 2015. Perm i trias – nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich. *W:* 84 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–17.

Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mountains in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.

Szurlies M., 2020. Magnetostratigraphy of the Zechstein: implications for the Late Permian geological time-scale. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 129–143.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1980. Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. Kwartalnik Geologiczny, 24: 275–297.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.

Śliwiński S., 1965. Geologia obszaru siewierskiego. Prace Geologiczne, 25.

Śliwiński W., 1980. A model for caliche formation in the continental Permian deposits of southwestern Intra-Sudetic Basin, southwestern Poland. Geologica Sudetica, 15: 83–104.

Śliwiński W., 1984. W sprawie rewizji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 18 (2): 167–174.

Śliwiński W., 1988. Brzeżne facje cechsztynu w niecce północnosudeckiej. *W:* Wybrane zagadnienia geologii złóż Polski Zachodniej – Konferencja naukowa w 100-lecie urodzin profesora Józefa Zwierzyckiego: 143–166.

Śliwiński W., 2000. Rozwój mineralizacji miedziowej w utworach permu monokliny przedsudeckiej – uwarunkowania sedymentacyjno-diagenetyczne. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2197, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 68: 7–36.

Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W:* Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu: 119–126.

Tarka R., 1989. Thermal polygons in the Zechstein salt. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 37: 57–61.

Tokarski A., 1967. Lingula w białym spągowcu. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 10: 634–638.

Tomasik J., 1990. Allostratygrafia, rozwój osadów i środowisko sedymentacji czerwonego spągowca w obniżeniu podlaskim. Technika Poszukiwań Geologicznych, (5): 43–53.

Tomassi-Morawiec H., 1990. Geochemia bromu w utworach najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 364: 31–59.

Tomassi-Morawiec H., 2003. Charakterystyka geochemiczna najstarszej soli kamiennej (Na1) w rejonie Zatoki Puckiej. Przegląd Geologiczny, 51: 693–702.

Tomassi-Morawiec H., 2006. Chemostratygrafia cechsztyńskich soli kamiennych w Polsce. Przegląd Geologiczny, 54: 315–316.

Tomassi-Morawiec H., Czapowski G., Bornemann O., Schramm M., Misiek G., 2009. Wzorcowe profile bromowe dla solnych utworów cechsztynu w Polsce. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, 25: 75–143.

Tomassi-Morawiec H., Wachowiak J., Czapowski G., 2019. Geochemia i wykształcenie skał zubrowych górnego permu (cechsztyn) z obszaru Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 477: 69–122.

Tomaszewski J.B., 1962a. Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. Rudy i Metale Nieżelazne, 7: 547–551.

Tomaszewski J.B., 1962b. Utwory solne cechsztynu monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin-Sieroszowice. Przegląd Geologiczny, 10: 668–671.

Tomaszewski J.B., 1978. Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk). Geologia Sudetica, 13: 85–132.

Tomaszewski J.B., 1981. Development of Zechstein deposits in the vicinity of Lubin and Sieroszowice. *W:* International Symposium on Central European Permian, Proceedings: 341–355.

Tomaszewski J.B., 1985. Złoże rud miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej i jego związki z osadami cechsztynu. Przegląd Geologiczny, 33: 375–385.

Tomaszewski J.B., 1991. Lithology and genesis of the Border Dolomite in SW Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 1047–1056.

Tomaszewski J.B., Cygan J., 1986. Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechsztynie okolic Lubina. Geologia Sudetica, 21 (2): 259–275.

Tomaszewski J.B., Kienig E., 1972. Zagadnienie dolomitu lubińskiego w osadach cechsztynu monokliny przedsudeckiej. CBiPM "Cuprum", 2: 26–33.

Traverse A., 2007. Paleopalynology (2nd ed.). Springer, Berlin.

Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodeł Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). Przegląd Geologiczny, 65: 227–233.

Tucker M.E., 1991. Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of north-east England and adjoining North Sea. Journal of the Geological Society, 148: 1019–1036.

Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. Geologia Sudetica, 34: 9–16.

Van Adrichem Boogaert H.A., Kouwe W.F.P., 1994. Stratigraphic nomenclature of the Netherlands; revision and update by RGD and NOGEPA, Section D Permian. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 50.

Van Ojik K., Böhm A.R., Cremer H., Geluk M.C., De Jong M.G.G., Mijnlieff H.F., Nio S.D., 2011. The rationale for an integrated stratigraphic framework of the Upper Rotliegend II depositional system in the Netherlands. SEPM Special Publication, 98: 37–48.

Visscher H., 1971. The Permian and Triassic of the Kingscourt Outlier, Ireland. A palynological investigation related to regional stratigraphic problems in the Permian and Triassic of western Europe. Geological Survey of Iredland Special Paper, 1.

Voigt S., Niedźwiedzki G., Raczyński P., Mastalerz K., Ptaszyński T., 2012. Early Permian tetrapod ichnofauna from the Intra-Sudetic Basin, SW Poland, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 313: 173–180.

Von Struensee G., 2020. Die Erforschungsgeschichte des Zechsteins. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 89: 29–40.

Vozárová A., Vozár J., 1988. Late Paleozoic in West Carpathians. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Wagner R., 1968. Cechsztyn w rejonie strefy dyslokacyjnej Koszalina. Przegląd Geologiczny, 16: 243–244.

Wagner R., 1976. Cechsztyn. Prace Instytutu Geologicznego, 79: 18–39.

Wagner R., 1978. Stratygrafia. *W:* Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski), część tekstowa: 9. Inst. Geol., Warszawa.

Wagner R., 1979. Kilka uwag w sprawie pozycji stratygraficznej i litofacji zubrów cechsztyńskich w Polsce. Przegląd Geologiczny, 27: 327–328.

Wagner R., 1986. Problemy formalnej litostratygrafii cyklotemów ewaporatowych na przykładzie cechsztynu. Przegląd Geologiczny, 34: 250–254.

Wagner R., 1987a. Stratigraphy of the uppermost Zechstein in North-western Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 265–273.

Wagner R., 1987b. Stratygrafia i charakterystyka litologiczna – cechsztyn. Prace Instytutu Geologicznego, 69: 64–81.

Wagner R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 33–52.

Wagner R., 1991. Stratigraphie des höchsten Zechsteins in Polnischen Zentralbecken. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: 883–892.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146.

Wagner R., 1997. Perm górny (cechsztyn). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 63–82.

Wagner R., 1998. Tablica 8. Paleogeografia cechsztynu, cyklotem PZ4. *W:* Dadlez i in. (red.), Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski, Polska pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wagner R., 2009. Cechsztyn. *W:* Suplement do Tabeli stratygraficznej Polski (red. R. Wagner): 55–59. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Wagner R., 2018. Cechsztyn na paleostrukturze Unisławia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 65–75.

Wagner R., Peryt T.M., 1997. Possibility of sequence stratigraphic subdivision of the Zechstein in the Polish Basin. Geological Quarterly, 41: 457–474.

Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M., 1978. Polski basen cechsztyński. Przegląd Geologiczny, 26: 673–686.

Wagner R., Peryt T.M., Piątkowski T.S., 1981. The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. *W:* Proceedings of the International Symposium on Central European Permian, 69–83.

Warren J.K., 2016. Evaporites – A Geological Compendium. Springer.

Waśkiewicz K., Kiersnowski H., 2023. Czerwony spągowiec w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 76–88.

Werneburg R., Kiersnowski H., 1996. A discosauriscoid amphibian from the Rotliegend of the Intrasudetic Basin in Poland and its biostratigraphic importance. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1795: 117–124.

Werner Z. 1972. Złoża soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. *W:* Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 37–46.

Werner Z., Poborski J., Orska J., Bąkowski J., 1960. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno-górniczym. Prace Instytutu Geologicznego, 30 (2): 467–494.

Wierzchowska-Kicułowa K., 1984. Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. Geologia Sudetica, 19 (1): 121–142.

Wojewoda J., 1994. Tectonic control of lacustrine basin development – sedimentary record. *W:* IGCP 324 "GLOPALS". Explanatory Notes. Field Excursion to the Intrasudetic Basin. Stop 1 (Ścinawka Górna) Walchia Shale: 9–16.

Wojewoda J., 2008. Aluwialno-stożkowe osady górnego czerwonego spągowca (sakson: artinsk-tatar) w synklinorium śródsudeckim (formacja z Radkowa/Trutnova). *W:* Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS'3, Przewodnik: 66–82.

Wojewoda J., 2019. The Intrasudetic Basins and Synclinorium in the extensional model of the Sudetes evolution – environmental and paleogeographic schemes. *W:* 20th Czech-Polish Workshop on Recent Geodynamics of the Sudeten and the Adjacent Areas: 23–28.

Wojewoda J., 2022. Paleogeografia Dolnego Śląska. Poznanie Świata: Dzieła i Dzieje Człowieka, 23: 31–58.

Wojewoda J., Kowalski A., 2016. Rola południowo-sudeckiej strefy ścinania w ewolucji Sudetów. *W:* Wyzwania Polskiej Geologii: 3. Polski Kongres Geologiczny. Wycieczka 2.2.: 21–43.

Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 37: 173–180.

Wołkowicz S., 1988. O sedymentacji dolnopermskich łupków walchiowych z Ratna Dolnego (depresja śródsudecka). Przegląd Geologiczny, 36: 214–218.

Wróblewska S., Wójcicki A., 2023. Pakiet danych geologicznych do postępowania przetargowego na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż ropy naftowej i gazu ziemnego oraz wydobywanie ropy naftowej i gazu ziemnego ze złóż. Obszar przetargowy Koło; https://bip.mos.gov.pl/fileadmin/user_upload/bip/

Literatura

koncesje_geologiczne/ogloszenia/przetargi_weglowodorowe/VI_runda_2022/Kolo.pdf [dostęp: 23.10.2025]
Wyżykowski J., 1958. Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 6: 17–22.
Wyżykowski J., 1964. Utwory czerwonego spągowca na przedgórzu Sudetów. Przegląd Geologiczny, 12: 319–323.
Yang C.S., Baumfalk Y.A., 1994. Milankovitch cyclicity in the Upper Rotliegend Group of The Netherlands offshore. IAS Special Publications, 19: 47–61.
Yang C.S., Nio S.D., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to the Upper Rotliegend in the Netherlands offshore. AAPG Memoir, 58: 285–316.
Zagorodnykh V.A., Dovbnya A.V., Zhamoida V.A., 2001. Stratigrafiya Kaliningradskogo regiona. Ministerstvo prirodnykh resursov Rossii, Kaliningrad. (po rosyjsku)
Zając A., Maćkowski T., 2018. Reservoir interpretation of Rotliegend seismic reflections in the central part of the Mid-Polish Trough. Marine and Petroleum Geology, 89: 300–312.
Zaręczny S., 1894. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu trzeciego. Wydaw. Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, Kraków.
Zbroja S., Kuleta M., Migaszewski Z., 1998. Nowe dane o zlepieńcach z kamieniołomu „Zygmuntówka" w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 41–59.
Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd edition, Geological Society Publishing House Bath.
Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166.
Żelichowski A.W., 1987. Karbon. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 26–51.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 403–476. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.403-476

TRIAS

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Ryszard Zabielski, Zbigniew Złonkiewicz

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
TRIAS	górny	retyk	201,4 ±0,2
		noryk	~205,7
		karnik	~227,3
	środkowy	ladyn	~237
		anizyk	241,464 ±0,28
	dolny	olenek	246,7
		ind	249,9
			251,902 ±0,024

Wstęp

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Zbigniew Złonkiewicz, Aleksander Kowalski, Ryszard Zabielski

System triasu budują w Polsce skały osadowe, powstałe zasadniczo w dwóch, odległych od siebie, basenach sedymentacyjnych (fig. 1). Na większości obszaru Polski, czyli w jej pozakarpackiej części (fig. 2), występują skały powstałe w śródkratonicznym, epikontynentalnym, mezozoicznym basenie Niżu Polskiego, obejmującym również obszar północnosudecki. Ogólnie stanowił on basen nałożony na osadowe podłoże polskiego basenu cechsztyńskiego (Leszczyński, 2023). Skały triasowe Tatr, powstałe w basenie oceanicznym Tetydy (fig. 1 i 2) prawdopodobnie typu załukowego, zostały zdeformowane tektonicznie i włączone w górotwór karpacki podczas orogenezy alpejskiej (Grabowski, 2023). Niewielkim, postorogenicznym, śródgórskim basenem, położonym w NE obrzeżeniu masywu czeskiego, był basen śródsudecki, który okresowo mógł mieć połączenie z północnosudecką częścią basenu Niżu Polskiego (Kowalski, 2020; Cymerman, 2023). Nazewnictwo basenów sedymentacyjnych jest zasadniczo zgodne z zaproponowanym przez Narkiewicza i in. (2023).

Pangea w triasie została już w zasadzie rozdzielona na dwie części, a polskie baseny pozakarpackie były zlokalizowane w północnej części rozpadającego się superkontynentu, w miejscu jego największego przewężenia. We wczesnym triasie basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodni segment systemu basenów środkowoeuropejskich (określanego mianem basenu germańskiego lub środkowej Europy), był położony na szerokości geograficznej ok. 20°N (fig. 1). Następnie, wraz z fragmentem skorupy kontynentalnej, tworzącej podłoże tego basenu, stopniowo przemieszczał się on ku północy i ulegał rotacji w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Z końcem triasu przemieszczenie wyniosło ok. 25°, rotacja natomiast ok. 30° (Feist-Burkhardt i in., 2008). Basen był ograniczony od północy wyniesieniem fennoskandzkim, od południa natomiast zespołem bardziej lub mniej speneplenizowanych masywów (np. masyw windelicko-czeski). Ku wschodowi przechodził on w obszar lądowy platformy wschodnioeuropejskiej. Na SE łączył się z otwartym oceanem Tetydy przez bramy: wschodniokarpacką i śląsko-morawską, co najaktywniej wpływało na depozycję w środkowym triasie. Poprzez zachodnią część systemu basenów środkowoeuropejskich istniało prawdopodobnie również słabe połączenie z morzem borealnym, postulowane głównie dla najwcześniejszego triasu (Pieńkowski, 1991; Beutler, Szulc, 1999; Becker, 2005; Bachmann i in., 2010). System basenów środkowoeuropejskich był czasowo (głównie w ladynie) połączony z Tetydą poprzez bramę

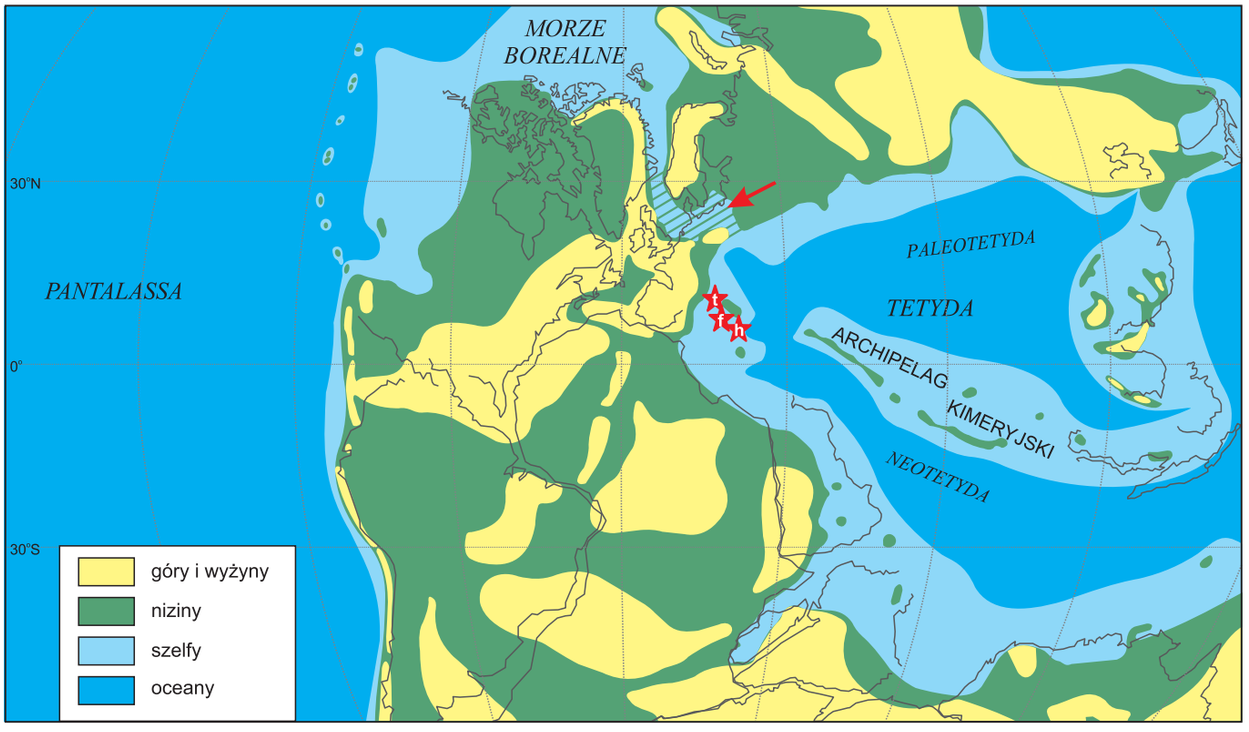


FIG. 1. Paleogeografia wczesnego triasu wg Scotese'a (2018), zmieniono. Strzałka wskazuje mezozoiczny basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodnią część systemu basenów środkowej Europy; gwiazdki wskazują przypuszczalne położenie basenu Tatr (na podstawie Barriera, 2000 *fide* Uchman, 2014): t – tatrikum, f – fatrikum, h – hronikum

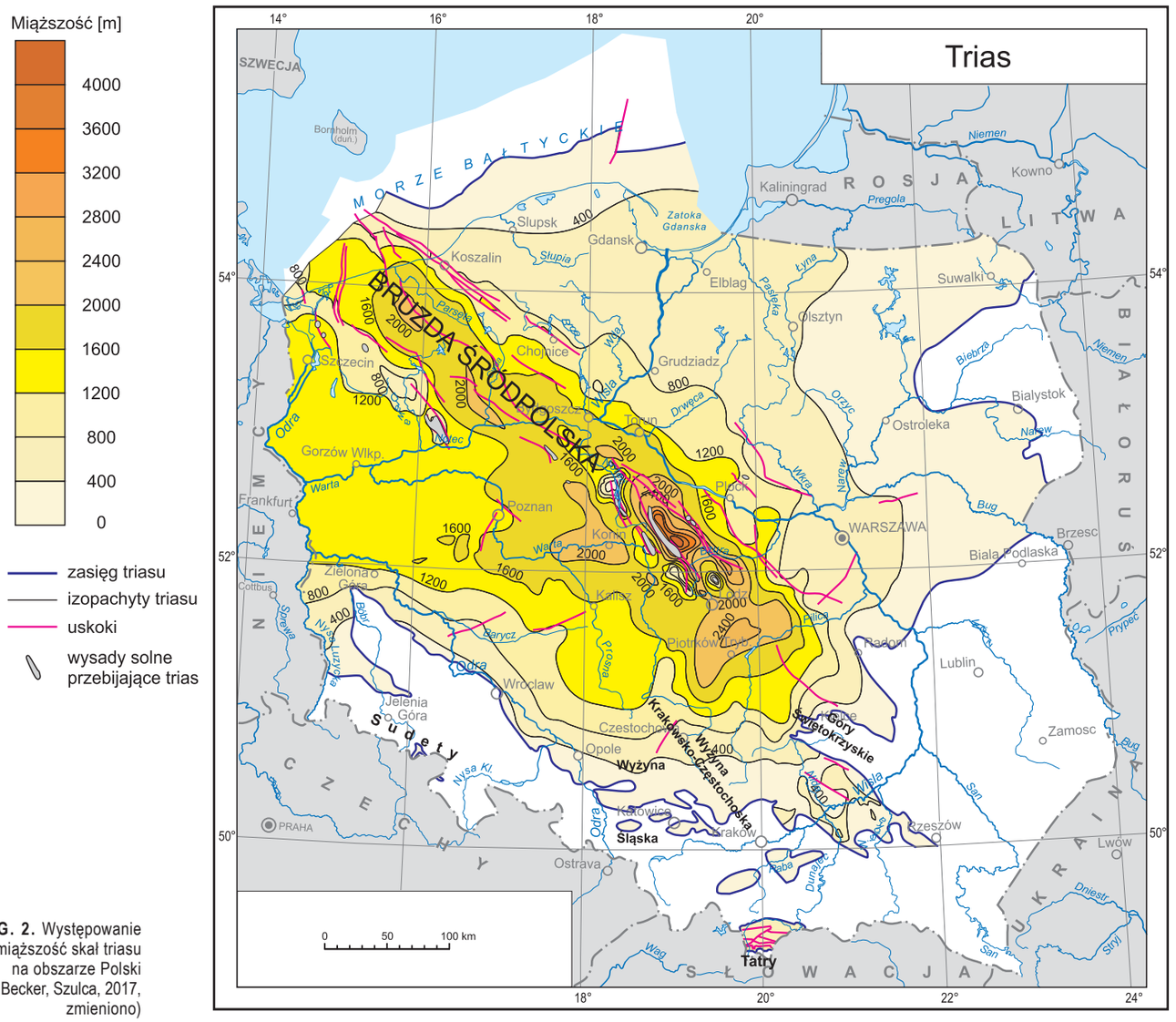


FIG. 2. Występowanie i miąższość skał triasu na obszarze Polski (wg Becker, Szulca, 2017, zmieniono)

zachodnią (burgundzką), ulokowaną na SW od masywu windelicko-czeskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008).

Basen Tatr w triasie znajdował się w przybrzeżnej strefie NW Tetydy, prawdopodobnie ok. 1000–2000 km na południe od basenu Niżu Polskiego, i był podzielony na trzy domeny tektoniczno-facjalne: tatrikum, fatrikum i hronikum (fig. 1; np. Uchman, 2014; Grabowski, 2023; i literatura tam cytowana). Depozycja osadów triasowych miała miejsce we wszystkich trzech domenach głównie w środowisku płytkomorskim i lądowym. Jedynie domena hronikum reprezentuje nieco głębsze środowisko (np. Uchman, 2014 i literatura tam cytowana).

Rozwój mezozoicznego basenu Niżu Polskiego w triasie był związany ze wznowieniem aktywności tektonicznej w strefach struktur waryscyjskich, takich jak strefa Teisseyre'a-Tornquista, warunkującej położenie depocentrum basenu – bruzdy śródpolskiej (np. Dadlez i in., 1995; Dadlez, 2006; Feist-Burkhardt i in., 2008; Leszczyński, 2023; fig. 2). Ugruntowane przez lata przekonanie, że obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i niecka miechowska w permie i mezozoiku należały do południowego segmentu bruzdy śródpolskiej (Pożaryski, 1957; Szyperko-Teller i in., 1997: fig. 32; Złonkiewicz, 2023), umiejscawiało oś maksymalnej subsydencji na obszarze świętokrzyskiego trzonu paleozoicznego, ukośnie względem jego struktur waryscyjskich (Kutek, Głazek, 1972; Kutek, 1994). Koncepcja ta została zakwestionowana w odniesieniu do jurajskiego (Złonkiewicz, 2006, 2011), a następnie także do triasowego (Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021; Złonkiewicz, 2023, 2024), etapu rozwoju paleotektonicznego ze wskazaniem na relatywnie stabilny charakter trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Trzon ten rozdzielał strefy o większej subsydencji bezpośrednio przylegające do niego od NE i SW. Wspomniana koncepcja została także podana w wątpliwość przez Matyję (2009), którego zdaniem na tym terenie w późnej jurze istniał rozległy taras homoklinalnie nachylony w kierunku południowym, ku Tetydzie. Wprawdzie alternatywne hipotezy dotyczyły głównie sedymentacji jurajskiej, jednak pośrednio implikowały także rewizję poglądów o paleotektonicznym rozwoju basenu w mezozoiku, w tym zasięgu ku SE klasycznie rozumianej bruzdy śródpolskiej. W południowej części basenu Niżu Polskiego wpływ na jego rozwój miała zrzutowo-przesuwcza aktywność strefy uskokowej Kraków–Odra–Hamburg, a także uskoku Łaby oraz uskoku śląsko-morawskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008). Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich depozycja była warunkowana zróżnicowanym ukształtowaniem przedpermskiego podłoża oraz reaktywowaniem dyslokacji regionalnych (Hakenberg, 1980; Kowalczewski, Rup, 1989; Morawska, 1992; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2023, 2024), przy czym aktywność dyslokacji świętokrzyskiej jest dyskusyjna (Złonkiewicz, 2006, 2011; Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021 *vs* Gutowski, Koyi, 2007). Wczesnotriasowy etap rozwoju basenu przebiegał w warunkach ekstensyjnych, zapoczątkowanych w późnym permie (fig. 3), i charakteryzował się bardzo szybkim tempem depozycji (np. Szyperko-Teller i in., 1997). Tektoniczna aktywność przejawiała się w ruchach blokowych, szczególnie intensywnych podczas depozycji środkowego pstrego piaskowca, głównie w oleneku (por. Durkowski in., 2024), oraz w noryku, w czasie depozycji wyższego kajpru (np. Feist-Burkhardt i in., 2008). Na przełomie oleneku i aniżyku depozycja odbywała się w warunkach transtensji, zastąpionej silną transpresją na przełomie ladynu i karniku (Feist-Burkhardt i in., 2008). Transpresja spowodowała zintensyfikowanie halokinezy soli permskich, która wpływała na depozycję, chociaż w niewielkim stopniu, już od wczesnego triasu (fig. 3; np. Krzywiec, 2004; Warsitzka i in., 2019).

Odtworzenie historii tektonodepozycyjnej basenu Tatr w triasie nastręcza wiele trudności ze względu na jego późniejszą, orogeniczną deformację. Wydaje się, że była ona zbliżona do opisanej dla basenu niżowego w środkowym i późnym triasie (Feist-Burkhardt i in., 2008). Szaniawski i in. (2012), na podstawie badań paleomagnetycznych piaskowców dolnotriasowych, wyinterpretowali rotację całego bloku

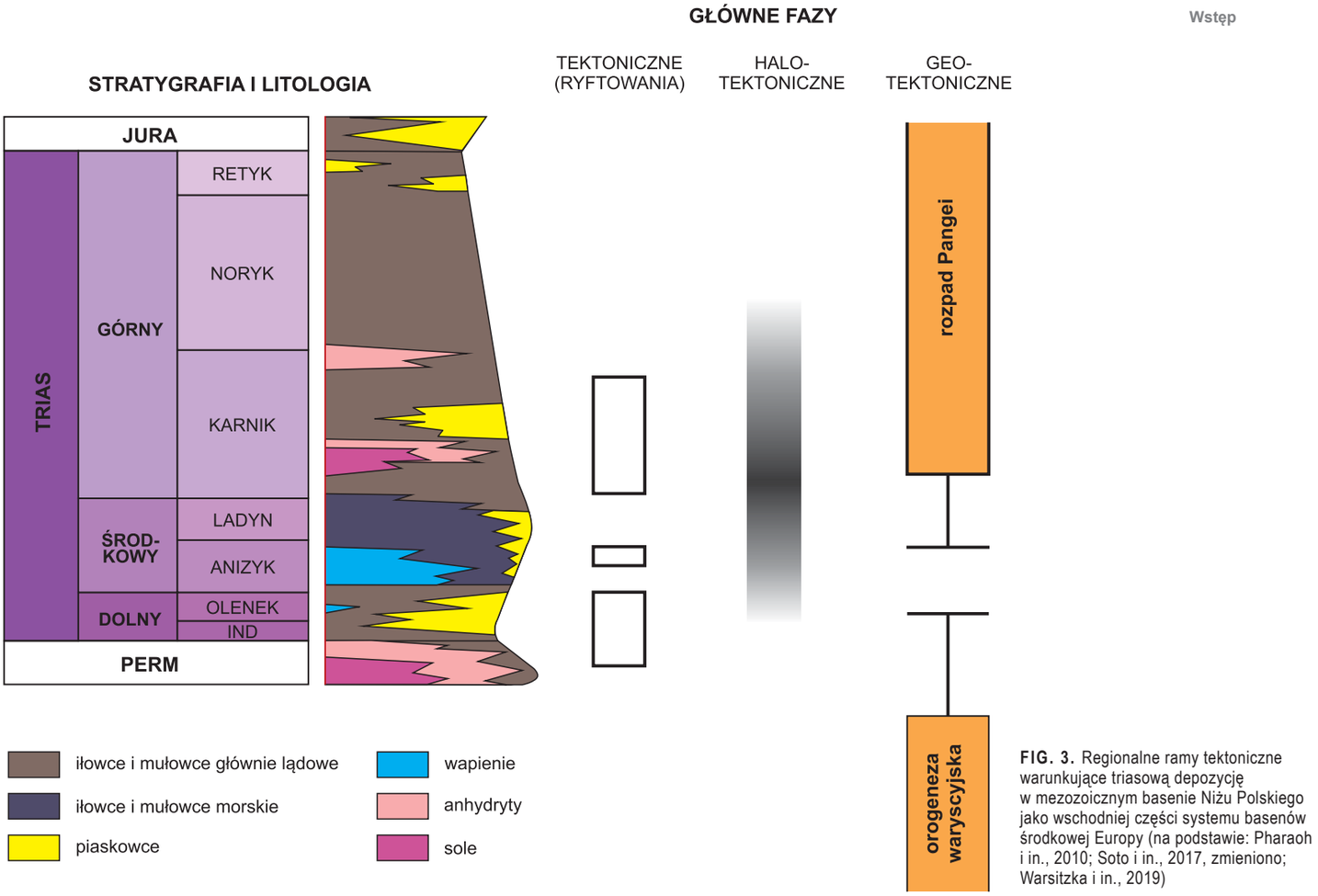


FIG. 3. Regionalne ramy tektoniczne warunkujące triasową depozycję w mezozoicznym basenie Niżu Polskiego jako wschodniej części systemu basenów środkowej Europy (na podstawie: Pharaoh i in., 2010; Soto i in., 2017, zmieniono; Warsitzka i in., 2019)

tektonicznego Tatr w stosunku do stabilnego obszaru europejskiego o 19° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, która nastąpiła po wczesnym triasie.

Pierwsze podsumowanie wiedzy o stratygrafii triasu Polski zostało zawarte w pracy pod redakcją Sokołowskiego (1973). Z późniejszych opracowań, o charakterze przekrojowym, należy wymienić: Marek, Pajchlowa (1997) i Wagner (2008). Podsumowaniem prac nad całą sukcesją permo-mezozoiczną Niżu Polskiego stał się także atlas paleogeograficzny (Dadlez i in., 1998).

W ostatnich dziesięcioleciach powstały również publikacje podsumowujące, w przekrojowym kontekście, wiedzę o triasie europejskim (Feist-Burkhardt i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Szczegółową korelację polskich wydzieleń z wydzieleniami niemieckimi na podstawie lito-, bio-, magneto- i cyklostratygrafii, a także stratygrafii sekwencji, przeprowadzili: Kędzierski (2002) dla dolnego wapienia muszlowego, Becker (2005) dla środkowego i dolnego pstrego piaskowca (fig. 4) oraz Franz (2008) dla kajpru. Szulc (2000; fig. 5), scharakteryzował rozwój sekwencji depozycyjnych od najwyższego pstrego piaskowca po niższy kajper z elementami chemostratygrafii i innych metod, wspólnie dla obszaru Polski i Niemiec, a Franz i in. (2021) przedstawili kompendium wiedzy o triasie Polski w kontekście jego powiązań z rozwojem triasu niemieckiej części basenu środkowej Europy. Prace te precyzyjnie zdefiniowały pozycję polskich profili, zwłaszcza z obszaru zachodniej i centralnej części kraju, w europejskim kontekście.

Mimo wieloletnich badań i zastosowania różnorodnych metod stratygraficznych nadal nierozstrzygnięte pozostały kwestie dotyczące stratygrafii triasu, których przykładem jest interpretacja wieku formacji retu w Górach Świętokrzyskich. Zdaniem Szulca (2000) oraz Nawrockiego i Szulca (2000) należy interpretować ją jako powstałą w oleneku, podczas gdy Ptaszyński i Niedźwiedzki (2006) zaliczyli ją w całości do anizyku. Niejednoznaczna jest także pozycja stratygraficzna szarych warstw parszowskich górnego kajpru tego regionu (Karaszewski, 1962). Pomimo stwierdzenia w nich obecności megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, przewodniej dla jury dolnej (Kopik, 1970), część badaczy nadal zalicza je do triasu górnego (Pieńkowski, 2004; Becker i in., 2008; Pieńkowski i in., 2014).

W ostatnich latach tematem intensywnych badań stratygraficznych stało się pogranicze permu i triasu (Nawrocki, 2004; Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2004a, b, 2005; Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a, 2015a; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020), co stanowiło kontynuację problematyki poruszanej już we wcześniejszej literaturze (np. Kuleta, Rup, 1980; Wagner 1988, 1994; Kowalczewski, Rup, 1989; Pieńkowski, 1989, 1991). Chronostratygraficzna granica systemów jest w Polsce różnie korelowana: z granicą cechsztynu i pstrego piaskowca (Wagner, 1994; Jewuła i in., 2020), ze spągiem poziomu palinologicznego *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985; Fijałkowska-Mader, 1999), z powierzchnią transgresji w spągu pstrego piaskowca (Pieńkowski, 1989, 1991), z granicą zon paleomagnetycznych Pzr1 i Tbn1 (Nawrocki, 2004) czy z pierwszym wystąpieniem muszloraczka *Falsisca verchojanica* (Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2004a). Mimo – wydawałoby się – tak licznych wskaźników, ta tak walna granica nadal nie jest w pełni rozpoznana. Wiązanie jej z litostratygraficzną granicą cechsztynu i pstrego piaskowca powoduje zacieranie różnic między lito- i chronostratygrafią (patrz np. Becker, 2023). Poziom palinologiczny *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* jest stosunkowo słabo rozdzielczy i w profilach często rozpoznawany jedynie punktowo, co powoduje, że wskazanie jego spągu jest mocno interpretacyjne i nierzadko trzeba wspierać się również litostratygrafią (Orłowska-Zwolińska, 1984). W literaturze dotyczącej niemieckiej części basenu pojawiły się na przełomie permu i triasu dwa poziomy *Lundbladispora obsoleta–Lunatisporites noviaulensis* oraz *Lundbladispora willmotti–Lunatisporites hexagonalis* (np. Kozur, 1994; Bachmann, Kozur, 2004) o niejasnej relacji do poziomu *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, co komplikuje palinostratygraficzną interpretację granicy systemów (patrz np. Becker, 2014a). Powierzchnia transgresji jest trudna do rozpoznania w brzeżnych strefach basenu (patrz np. Pieńkowski, 2023; Becker, 2023), a transgresja morska na przełomie permu i triasu jest kwestionowana w pracach dotyczących zachodniej części basenu środkowej Europy (np. Paul, 1982; Bachmann i in., 2010; Voigt, 2017; Käsbohrer, Kuss, 2021). Dyskusyjne jest również położenie tej granicy w schemacie magnetostratygraficznym. Wypracowana przez Nawrockiego (1997, 2004) korelacja granicy perm/trias z przełomem zony odwrotnej Pzr1 i normalnej Tbn1 została zredefiniowana przez Szurliesa i in. (2003) na podstawie pierwszego

wystąpienia muszloraczka *Falsisca verchojanica*, uznanego za wskaźnikowe dla początku triasu (Kozur, 1999; Bachmann, Kozur, 2004), na najniższą część zony normalnej Tbn1. Becker (2014a, 2015a) zakwestionowała stratygraficzną użyteczność muszloraczków, a Scholze i in. (2016) zredefiniowali wcześniej proponowaną przez Kozura (1999) oraz Bachmanna i Kozura (2004) muszloraczkową stratygrafię pogranicza systemów. Wypracowanie spójnej interpretacji granicy permu i triasu dla całego basenu środkowej Europy można zatem nadal uważać za otwarty problem badawczy.

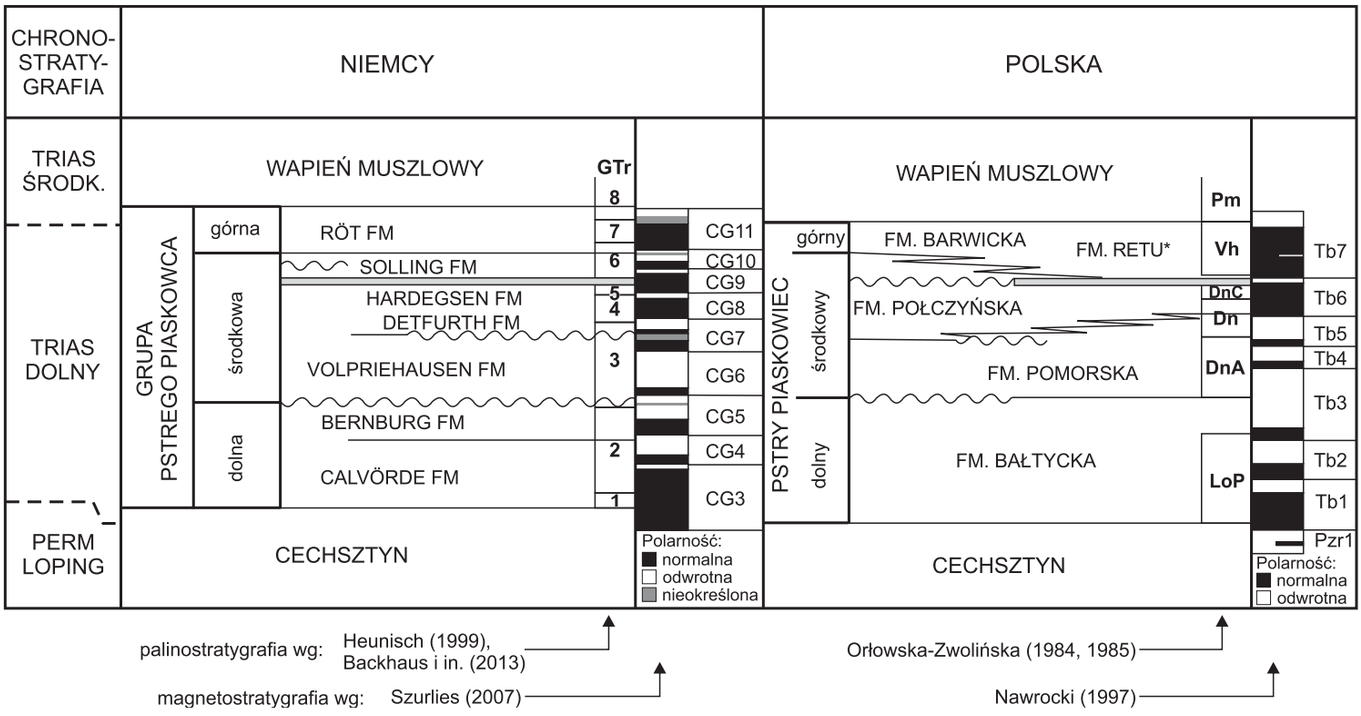


FIG. 4. Korelacja litostratygraficzna pstrego piaskowca polskiej i niemieckiej części basenu środkowej Europy wraz z dowiązanymi do wydzieleń litostratygraficznych poziomami palino- i magnetostratygraficznymi; litostratygrafia i chronostratygrafia na podstawie Bachmanna i in. (2010), zmieniono na podstawie Szyperko-Teller i in. (1997); Becker (2005); Becker i in. (2020b)

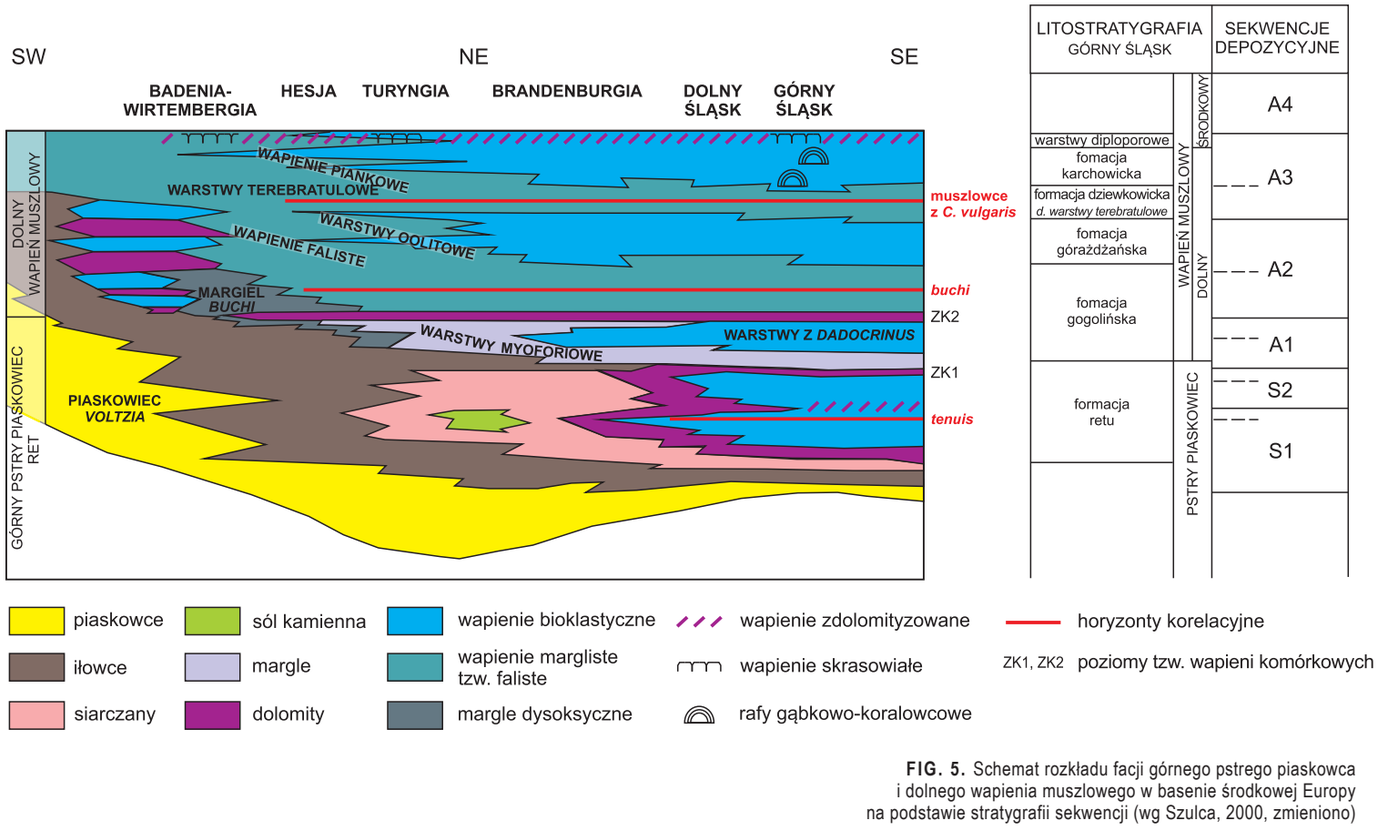


FIG. 5. Schemat rozkładu facji górnego pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego w basenie środkowej Europy na podstawie stratygrafii sekwencji (wg Szulca, 2000, zmieniono)

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.1. LITOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

W triasie mezozoicznego basenu Niżu Polskiego wyróżnia się trzy nadrzędne jednostki litostratygraficzne uznawane w najnowszej literaturze za grupy: pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper, dzielone na podgrupy: dolną, środkową i górną (m.in. Becker i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Status formalny tych jednostek jest niejasny ze względu na brak pracy je definiującej, co wiąże się z brakiem jednoznacznie zdefiniowanych kryteriów tych podziałów. Trias pozakarpacki odsłania się w Polsce na powierzchni w trzech regionach: świętokrzyskim (omawianym łącznie z niecką miechowską, gdzie brak jest odsłonięć utworów triasowych), górnośląskim (włączając tu Śląsk Opolski) i sudeckim (synklinorium północnosudeckie i środsudeckie). W tych regionach opracowano szczegółowe podziały litostratygraficzne. Zasadnicza część basenu niżowego jest rozpoznana otworami wiertniczymi, w dużym stopniu nierdzeniowanymi, co ogranicza rozdzielczość zaproponowanych schematów.

Silne zróżnicowanie profili triasu zarówno na obszarze permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, jak i w niecce miechowskiej, zwłaszcza w obrębie „formacji" retu, było jednym z kryteriów bardziej szczegółowego podziału regionalnego. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyróżniono części: północną, zachodnią i południową, natomiast w niecce miechowskiej – północną i południową (fig. 6). Północne obrzeżenie, dalej zróżnicowane na część wschodnią i zachodnią, charakteryzuje się najbardziej kompletnym profilem triasu. Wyróżniamy tu także tzw. część bliższą, z wychodniami utworów permskich i dolnotriasowych, oraz dalszą – z wychodniami skał środkowo- i górnotriasowych (Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 6).

Obszar górnośląski (fig. 7) można podzielić na część zachodnią (region opolski), tworzącą lokalne depocentrum związane z uskokiem śląsko-morawskim, oraz część wschodnią (region śląsko-krakowski), związaną z wyniesionym blokiem Siewierz–Olkusz (np. Wyczółkowski, 1982; Matysik, 2016; Szulc, Hagdorn, 2020). Takie uwarunkowania tektoniczne wpływały na zróżnicowane wykształcenie facjalne, dobrze poznanych na tym obszarze osadów wapienia muszlowego i górnego pstrego piaskowca. Niższy pstry piaskowiec odsłania się tu jedynie marginalnie, stąd też jego opracowania są znikome i żadne bardziej szczegółowe podziały nie są szerzej stosowane w literaturze.

Na obszarze sudeckim profile triasu są najpełniej wykształcone w NW części synklinorium północnosudeckiego (fig. 8), gdzie obejmują pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper. Na przeważającym obszarze tego synklinorium występują jednak wyłącznie utwory pstrego piaskowca, podobnie jak w synklinorium środsudeckim.

Ze względu na ubóstwo faunistyczne, zwłaszcza dolnego i górnego triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego, litostratygrafia stała się najważniejszą metodą porządkującą i korelacyjną. Rozwinęła się ona w znacznym stopniu na podstawie schematów istniejących w niemieckiej części basenu środkowej Europy, tworzonych w XIX i na początku XX w. Stąd liczne przypadki wydzieleń, które miały charakter opisowy i bardzo silnie wrosły w nomenklaturę stratygraficzną. Przywiązanie do tradycyjnych wydzieleń oraz ich trafność skutecznie powstrzymywało rozwój formalnej litostratygrafii triasu. Do dziś znaczna część stosowanych jednostek triasu Polski jest

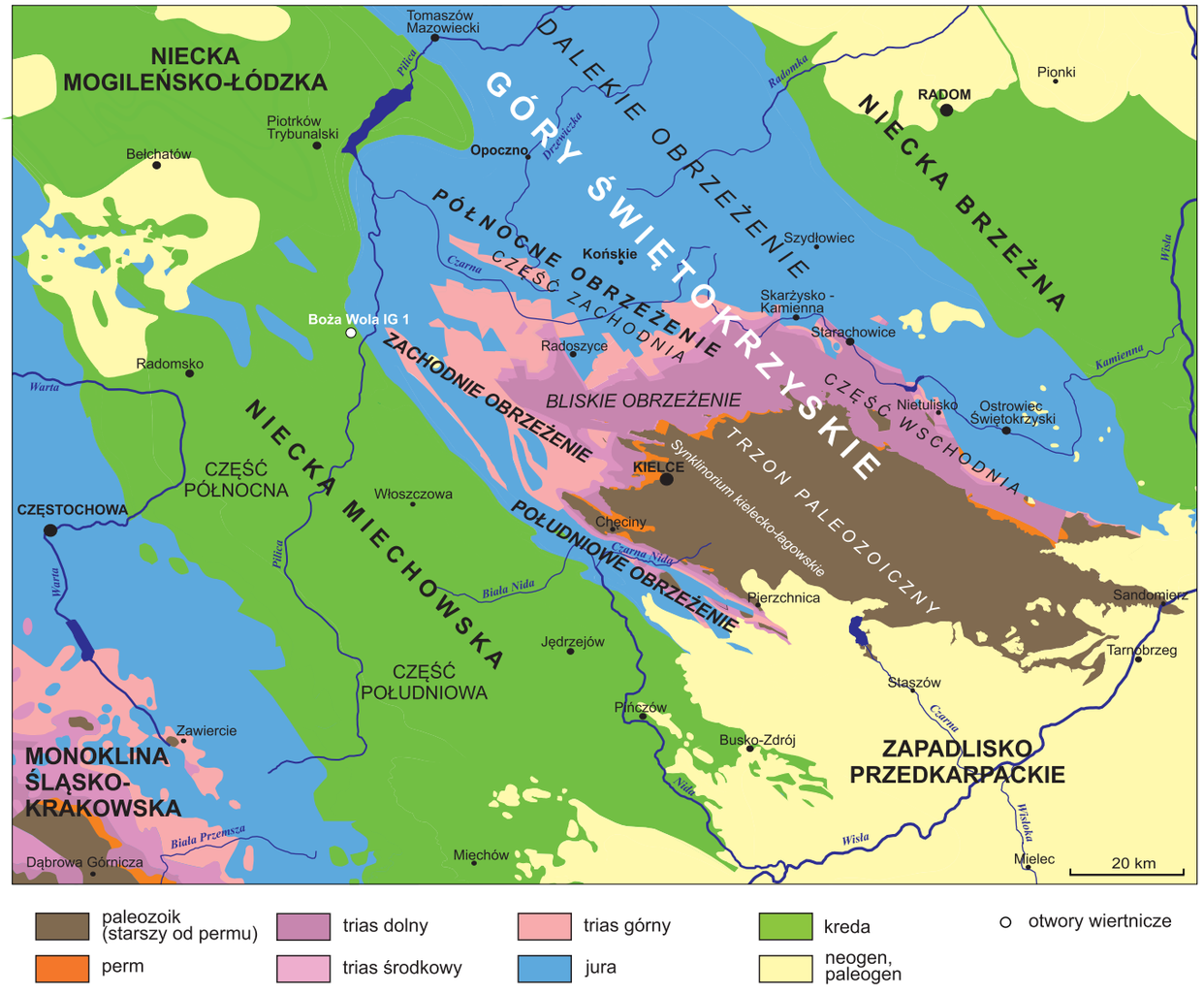


FIG. 6. Szkic geologiczny permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej (Szczepanik, 2015, zgeneralizowano)

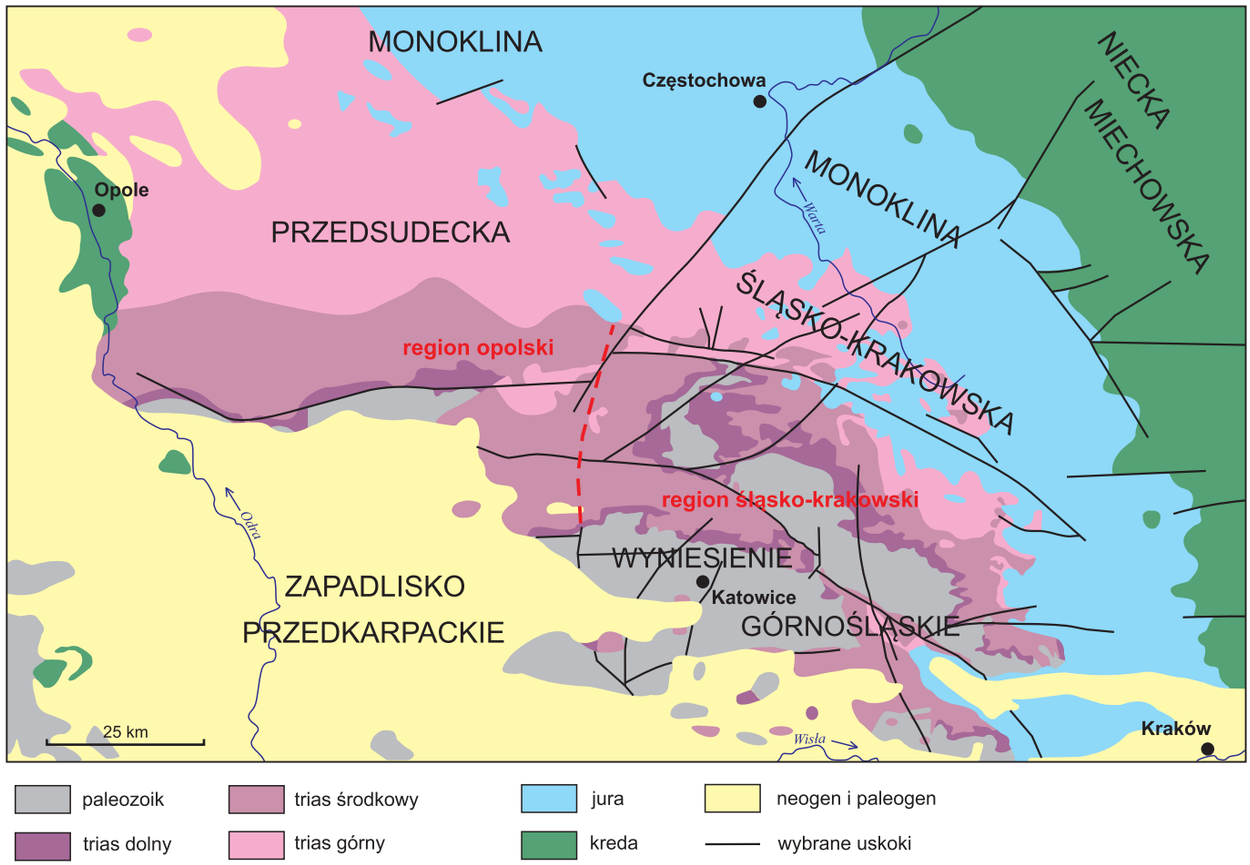


FIG. 7. Szkic geologiczny obszaru górnośląskiego na podstawie mapy odkrytej podczwartorzędowej (Marks i in., 2022; podział na rejony na podstawie Matysika, 2016)

nieformalna. Formalizacja powiodła się głównie w obrębie pstrego piaskowca północnej Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982) i Gór Świętokrzyskich (Kuleta, Zbroja, 2006) oraz w wapieniu muszlowym Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Bodzioch, 1997; Niedźwiedzki, 2000; Kowal-Linka, 2008, 2009). Ostatnio zdefiniowanym, formalnym wydzieleniem kajpru jest formacja z Grabowej (Szulc, Racki, 2015; Szulc i in., 2015b).

Litostratygrafia triasu Gór Świętokrzyskich była przedmiotem badań Senkowiczowej (1966a, b, 1970), Kopika (1970) i Jurkiewicza (1980a, b, 1988), a następnie – w przypadku pstrego piaskowca – Kulety (1990; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), natomiast w przypadku górnego kajpru – Kulety i Iwanowa (2006a, b) oraz Fijałkowskiej-Mader (2018a). Najnowszą aktualizację regionalnego schematu litostratygraficznego triasu dolnego przedstawili Jewuła i in. (2023). Litostratygrafię triasu niecki miechowskiej opracował Jurkiewicz (1974a, 1975).

W regionie sudeckim w ostatnich dziesięcioleciach powstawały prace o szerszym kontekście, z pogranicza różnych metod stratygraficznych, sedymentologii oraz tektoniki (Szulc, 1991; Chrząstek, 2002; Kędzierski, 2002; Śliwiński i in., 2003; Chrząstek, Wojewoda, 2011; Durkowski, Sokalski, 2016), które zaowocowały powstaniem kilku schematów litostratygraficznych dla synklinorium północno-sudeckiego. Lorenc i Mroczkowski (1978) oraz Mader (1992) uszczegółowili podaną przez Milewicza i Wójcika (1973) pierwszą polską propozycję litostratygrafii osadów pstrego piaskowca synklinorium śródsudeckiego, a Kowalski (2017, 2020) zaproponował stosowanie czeskiej formacji z Bohdašina (Tásler i in., 1979) również w polskiej części synklinorium.

1.1.1. Pstry piaskowiec

Dla większości obszaru Niżu Polskiego w **dolnym pstrym piaskowcu** wyróżniono dwie formacje: bałtycką, zdefiniowaną formalnie przez Szyperko-Śliwczyńską (1979), oraz piaskowcową, która nie została sformalizowana (fig. 9; tab. 1). Obszarem stratotypowym formacji bałtyckiej jest NE Polska, ale jej rozprzestrzenienie obejmuje całą północną Polskę, aż po linię Zielona Góra–Kalisz–Warka–Radzyń Podlaski na południu (Szyperko-Teller i in., 1997: fig. 28). Udział piaskowców wzrasta stopniowo ku południowi tak, że przejście w formację piaskowcową – dominującą na południu – jest stopniowe. W rejonie Gór Świętokrzyskich oraz w Sudetach, gdzie pstry piaskowiec basenu niżowego odsłania się na powierzchni, skonstruowano lokalne, bardziej szczegółowe schematy litostratygraficzne.

Podział litostratygraficzny osadów pstrego piaskowca rejonu świętokrzyskiego został opracowany przez Kuletę (*w*: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006) w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie omawiane utwory rozpoznano zarówno licznymi wierceniami, jak również w odsłonięciach. W wersji zaktualizowanej przez Jewułę i in. (2023) wyłączono z niego formację z Siodeł, którą obecnie interpretuje się jako permską (Jewuła i in., 2020). Niższa część dolnego pstrego piaskowca w bliskim NW obrzeżeniu (fig. 10) obejmuje formację heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Jaworznej (fig. 11A, B), z wyróżnianym w niej lokalnym grubookruchowym ogniwem z Zachełmia (fig. 11B), oraz formację ze Szczukowic (fig. 11C), będącą jej facjalnym odpowiednikiem w zachodnim obrzeżeniu. Wyższą część dolnego pstrego piaskowca stanowi formacja piaskowców z Zagnańska (fig. 11B, C), z tzw. piaskowcami gałęzickimi (fig. 11E), wydzielanymi lokalnie w południowej części zachodniego obrzeżenia. Pozycja ogniwa piaskowców eolicznych z Tumlina (fig. 11D), włączonych przez Kuletę (*w*: Kuleta, Zbroja, 2006) do formacji z Zagnańska, w świetle najnowszych badań (Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wymaga rewizji. Do formacji z Zagnańska należy także ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry wyróżniane we wschodniej części obrzeżenia. W dalekim NW obrzeżeniu profil triasu poniżej formacji z Zagnańska jest reprezentowany przez heterolitową formację z Opoczna, znaną tylko z profili wiertniczych. Szczegółową charakterystykę wymienionych jednostek litostratygraficznych przedstawiono w tabeli 2.

Wykształcenie **środkowego pstrego piaskowca** jest bardziej urozmaicone w skali basenu w porównaniu z dolnym pstrym piaskowcem (fig. 9). Podziały na jednostki formalne opracowano dla NE oraz NW Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982). Dla pozostałych obszarów, wyłączając Góry Świętokrzyskie i Sudety, stosuje się różnego typu jednostki nieformalne lub adaptowane są jednostki formalne z obszarów sąsiednich.

Na obszarze NW Polski wydziela się dwie formacje: pomorską i połczyńską. Formacja połczyńska przechodzi w rejonie centralnej Polski w niesformalizowaną tzw. „formację" ilastą (Szyperko-Teller i in., 1997; Szyperko-Teller, Becker, 2011; tab. 1). Ku SW wzrasta wyraźnie udział piaskowców w profilu środkowego pstrego piaskowca – wyróżniane są tu nieformalne jednostki „formacji" węglanowo-klastycznej, korelowanej z formacją pomorską, oraz „formacji" piaskowcowej, korelowanej z formacją połczyńską (Szyperko-Śliwczyńska, 1973; Becker, 2021). W południowej części monokliny przedsudeckiej piaskowcowe wykształcenie zarówno dolnego, jak i środkowego pstrego piaskowca często uniemożliwia ich rozdzielenie (Kłapciński, 1993). Podobnie nierozdzielone osady silikoklastyczne

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

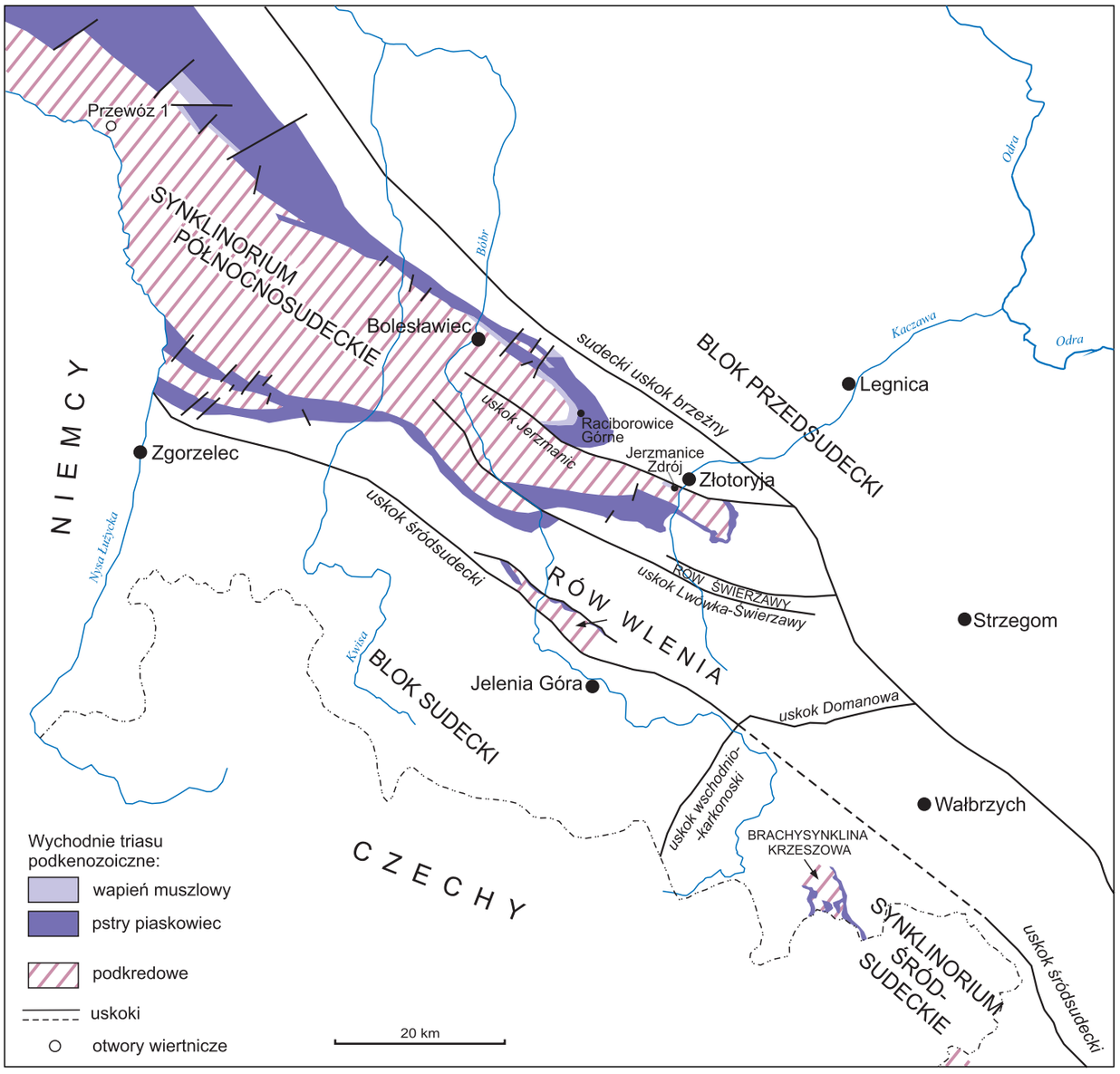


FIG. 8. Występowanie utworów triasu w synklinorium północnosudeckim i śródsudeckim (wg Milewicza, Wójcika, 1973; Milewicza i in., 1979; Milewicza, 1985; Żelaźniewicza i in., 2011)

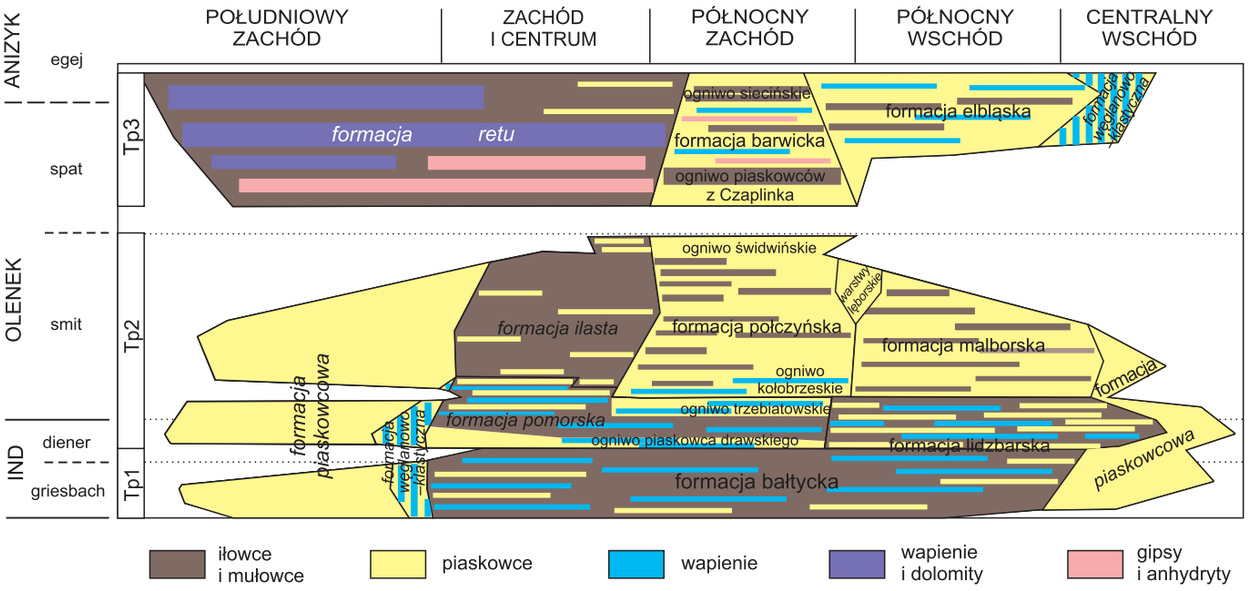


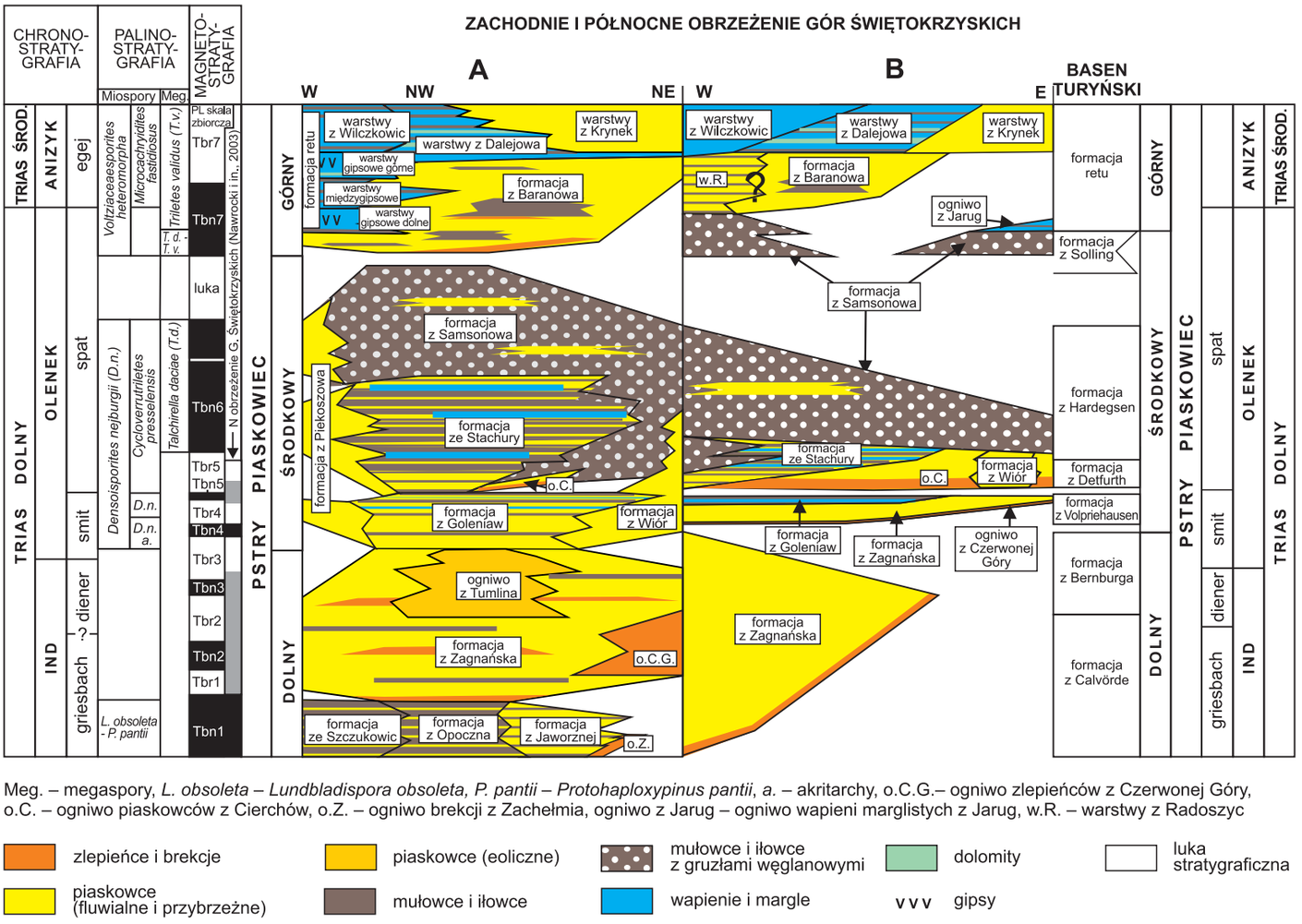
FIG. 9. Schemat litostratygraficzny triasu dolnego Niżu Polskiego bez części SE i Gór Świętokrzyskich: Tp1, Tp2 i Tp3 – odpowiednio dolny, środkowy i górny pstry piaskowiec; jednostki nieformalne są napisane kursywą (na podstawie Becker i in., 2008, zmieniono)

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 1. Litostratygrafia pstrego piaskowca Niżu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja bałtycka	100–400	zasadnicza część Polski pozakarpackiej (od Bałtyku mniej więcej po linię Zielona Góra–Kalisz–Warka–Radzyń Podlaski)	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńska (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Jasionowski, Becker, 2023)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1254,5–1049,2 m; hipostratotypy: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1580,0–1311,0 m, otwór Gołdap IG 1, głęb. 969,5–819,0 m	północna Polska
Formacja pomorska	do 350	niecka szczecińsko-gorzowska, pomorska część antyklinorium środkowopolskiego, niecka koszalińska, północna monoklina przedsudecka, północna niecka łódzka	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej Orłowskiej-Zwolińskiej (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Szulc, 2019; Jasionowski, Becker, 2023)	otwór Kołobrzeg IG 1, głęb. 1931,0–1733,0 m; hipostratotyp: otwór Połczyn IG 1, głęb. 2673,1–2320,0 m	NW i centralna Polska
Formacja lidzbarska	20–100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowską-Zwolińską (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinomorf; w ostatnich latach prowadzono badania sedymentologiczne, geochemiczne, palinofacjalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1049,2–987,9 m; hipostratotyp: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1313,5–1254,0 m	NE Polska
Formacja połczyńska	do ponad 400	północna część niecki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**, Szyperko-Teller, Moryc (1988), Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej Orłowskiej-Zwolińskiej (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005)	zespół stratotypów: otwór Kołobrzeg IG 1, głęb. 1733,0–1448,5 m, oraz otwór Połczyn IG 1, głęb. 2320,0–1895,8 m	NW Polska
Formacja malborska	do 100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badana pod kątem litologicznym i stratygraficznym podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowską-Zwolińską (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinomorf; w ostatnich latach prowadzono badania sedymentologiczne, geochemiczne, palinofacjalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 987,9–898,0 m; hipostratotyp: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1254,0–1170,0 m	NE Polska
Warstwy łęborskie	od ok. 40, średnio 80–100, maks. 150	skrajnie północna część monokliny mazursko-podlaskiej (NW część tzw. syneklizy perybałtyckiej)	jednostka wprowadzona przez **Dadleza i in. (1976)**, stosowana w pracach stratygraficznych (np. Szyperko-Teller, 1986; Szyperko-Teller i in., 1997; Pieńkowski, 2011; Becker, 2015c), gdzie podkreślana jest jej niepewna korelacja litostratygraficzna i chronostratygraficzna	–	skrajnie północna część Niżu Polskiego (okolice Gdańska, między Łebą a Helem)
Formacja barwicka	80–200	północna część niecki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997)	otwór Połczyn IG 1, głęb. 1895,0–1744,3 m	NW Polska
Formacja elbląska	20–90	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980) oraz Marcinkiewicz (1992a) na podstawie megaspor oraz Orłowską-Zwolińską (1984) na podstawie miospor; w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020a)	otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1170,0–1090,0 m; hipostratotypy: otwór Krynica Morska IG 1, głęb. 872,0–817,0 m, otwór Nidzica IG 1, głęb. 1962,–1916,6 m	NE Polska
Formacja retu	50–60, maks. do ok. 200	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie (bez skrajnie północnej części), antyklinorium środkowopolskie (bez północnej części)	jednostka wprowadzona tymczasowo przez **Szyperko-Teller i in. (1997)**; liczne badania litostratygraficzne (m.in.: Tokarski, 1965; Senkowiczowa, 1965, 1970; Kulikowski, 1973, 1979; Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Szyperko-Teller, Moryc, 1988); badania facjalno-sekwencyjne (np. Szulc, 2000, 2014; Kędzierski, 2002); badania geochemiczne (np. Kovalevych i in., 2002, 2009); badania biostratygraficzne (np. Fuglewicz, 1979b, 1980; Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Senkowiczowa, 1985; Marcinkiewicz, 1992a; Marcinkiewicz i in., 2014), badania paleomagnetyczne i magnetostratygraficzne (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Nawrocki, Becker, 2020); badania złożowe (np. Czapowski, Tomassi-Morawiec, 2016)	–	Niż Polski bez części północnej i NE

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
stosunkowo jednolity kompleks skalny złożony z mułowców, przechodzących w iłowce i margle, masywne lub warstwowane faliście i soczewkowo, głównie barwy czerwonej do czerwonobrązowej; miejscami konkrecje anhydrytu, smugi i laminy wapieni marglistych; zwłaszcza dla środkowej części formacji charakterystyczne są przewarstwienia wapieni oolitowych o miąższości od kilku centymetrów do ok. 1 m	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb, sporadycznie małżoraczki i otwornice	trias dolny, w najniższej części być może również najwyższy perm	palinostratygrafia; poziom *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii*	formacja tworzy dolny pstry piaskowiec na większości obszaru Polski; ku południowi przechodzi obocznie w sukcesje głównie piaskowcowe, określane roboczo jako „formacja" piaskowcowa lub objęte szczegółowymi lokalnymi podziałami litostratygraficznymi
formacja zbudowana z dwóch podobnych do siebie cyklotemów, których dolne człony tworzą skały oolitowo-piaskowcowe, wapniste, a górne – głównie czerwonobrązowe skały mułowcowo-iłowcowe, wapniste, zawierające smugi, soczewki i przewarstwienia skał wapiennych; skały te często są warstwowane równolegle, faliście lub soczewkowo; sporadycznie występują konkrecje anhydrytowe; w najniższej części formacji jest wydzielane ogniwo piaskowca drawskiego, a górną część formacji tworzy ogniwo trzebiatowskie	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb i sporadycznie małże; lokalnie w przewarstwieniach wapieni w najwyższej części formacji występują także ślimaki, tentakulity (mikrokonchidy), miniaturowe kolonie gąbek w obrębie stromatolitów, otwornice, kości kręgowców	trias dolny	palinostratygrafia; poziom *Densoisporites nejburgii*	niższa część środkowego pstrego piaskowca na obszarze występowania; w starszych opracowaniach określany jako seria górna dolnego pstrego piaskowca; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez piaskowce z niewielkim udziałem węglanów, nazywaną roboczo „formacją" węglanowo-klastyczną lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
kompleks niejednorodny litologicznie z przewagą skał mułowcowo-iłowcowych i przewarstwieniami margli, wapieni i piaskowców; udział skał węglanowych lokalnie może przekraczać 40% sumarycznej miąższości jednostki; udział piaskowców również może lokalnie być znaczący; charakterystyczne są laminacje równoległe, faliste i soczewkowe, szczeliny z wysychania i struktury powstałe w wyniku falowania; charakterystyczne są barwy: fioletowe, ciemnoczerwone, zielone, szare, często plamiście rozłożone	liczne małżoraczki, muszloraczki, szczątki ryb i palinomorfy, w wyższej części – oogonie charofitów, sporadycznie również małże	trias dolny; olenek	palinostratygrafia: poziom megasporowy *Trileites polonicus*, poziom miosporowy *Densoisporites nejburgii*	niższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
czerwonoceglaste i czerwonoróżowe piaskowce z podrzędnymi przewarstwieniami skał mułowcowo-iłowcowych; piaskowce są drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, partiami wapniste; miejscami zawierają otoczaki skał mułowcowo-ilastych; iłowce i mułowce są na ogół wapniste, czerwonobrunatne, często z zielonymi odbarwieniami, miejscami zawierają konkrecje węglanowe; w niektórych partiach profilu skały drobnoziarniste stają się częstsze i tworzą większe kompleksy; udział piaskowców w obrębie formacji maleje ku południowi; pojęcie formacji połczyńskiej stosuje się dla profili, w których piaskowce stanowią co najmniej 1/3 ich sumarycznej miąższości; w dolnej części formacji wyróżnia się ogniwo kołobrzeskie, a w najwyższej – ogniwo świdwińskie	–	trias dolny; olenek	brak bezpośrednich danych biostratygraficznych	górna część środkowego pstrego piaskowca w NW Polsce; w niektórych pracach do formacji połczyńskiej są zaliczane jej ekwiwalenty z innych części Polski (np. W i SW Polska, centralna Polska); ku SE (centralna Polska) przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez osady drobnoklastyczne, określane roboczo jako „formacja" ilasta; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję piaskowcową, określaną roboczo jako „formacja" piaskowcowa lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
dolną część formacji tworzą jasnoczerwone i szare piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami laminowanych mułowców i iłowców z laminami i smugami wapieni; wyższą część formacji stanowi monotonny kompleks głównie masywnych iłowców i mułowców, wapnistych lub wapnisto-dolomitycznych z konkrecjami wapnistymi lub dolomitycznymi z nielicznymi przewarstwieniami lub laminami piaskowca; charakterystyczna jest czerwona barwa osadów z kulistymi zielonymi odbarwieniami	rzadko szczątki ryb, małżoraczki, palinomorfy, oogonie charofitów oraz fragmenty kości dużych kręgowców	trias dolny; olenek	palinostratygrafia; poziom makrosporowy *Talchirella daciae*, poziom miosporowy *Densoisporites nejburgii* (w najniższej części formacji)	wyższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
piaski i kruche piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami i smugami ilastymi, jasnoszare, szarobrązowe, szarozielone, rzadziej pstre; przewarstwienia o grubszym ziarnie, nawet drobnoziarnistych zlepieńców, głównie kwarcowych; spoiwo ilaste, często wapniste; smugi, laminy, otoczaki lub skupienia wapieni piaszczystych	nieliczne nieoznaczalne ślady fauny skorupowej	niepewny, interpretowany różnie w przedziale od triasu dolnego po jurę dolną	–	inaczej seria lub formacja lęborska; wydzielenie często korelowane z innymi jednostkami: formacją elbląską, formacją fromborską, warstwami zbąszyneckimi; uznawane obecnie najczęściej za wydzielenie w najwyższej części podgrupy pstrego piaskowca środkowego; zdefiniowane na obszarze z licznymi lukami stratygraficznymi, pomiędzy sukcesjami triasu dolnego a jury środkowej; brak wskaźników chronostratygraficznych
kompleks niejednorodny litologicznie, składający się w 80–95% ze skał klastycznych, w większości wapnistych, różnobarwnych, zawierających przewarstwienia skał węglanowych, przeważnie szarych, oraz konkrecyjne skupienia anhydrytu; profil formacji charakteryzuje regularne na całym obszarze rozprzestrzenienia występowanie dwóch charakterystycznych kompleksów litologicznych wydzielonych jako ogniwo iłowców z Czaplinka w niższej części formacji i drobnoklastyczno-węglanowe ogniwo siecińskie w jej najwyższej części	rzadko małże	trias dolny; najwyższy olenek; być może również trias środkowy; najniższy anizyk	palinostratygrafia; poziom *Voltziaceaesporites heteromorpha*	najwyższy fragment profilu pstrego piaskowca w NW Polsce; dość często w publikacjach określany tradycyjnie jako ret
dolną część formacji tworzą zlepieńce zbudowane z otoczaków dolomitów, wapieni, margli, mułowców, iłowców i kwarcu, piaskowce drobnoziarniste, mułowce i iłowce barwy szarej, rzadziej czerwonej; górną część formacji tworzą naprzemianległe warstwy czerwonych iłowców i mułowców oraz czerwonych drobnoziarnistych piaskowców	zwęglone szczątki roślin, palinomorfy, szczątki ryb	trias dolny, być może najniższy trias środkowy; olenek–najniższy anizyk (?)	palinostratygrafia; poziom makrosporowy *Trileites validus*, poziom miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha*; podrzędnie małżoraczkowy poziom *Cytherissinella crispa*	najwyższa część pstrego piaskowca NE Polski; ku SE i NW przechodzi obocznie w niesformalizowaną sukcesję silikoklastyczno-węglanową, określaną roboczo jako „formacja" węglanowo-klastyczna; podobna sukcesja (niezaliczana do formacji elbląskiej) występuje również niekiedy w najwyższej części górnego pstrego piaskowca regionu
margle, wapienie i dolomity z przewarstwieniami gipsów i anhydrytów; podrzędnie sole kamienne, iłowce i piaskowce; na większości obszaru występowania jednostka dzieli się na: kompleks podewaporatowy, kompleks ewaporatowy dolny, kompleks międzyewaporatowy, kompleks ewaporatowy górny, kompleks nadewaporatowy (użyto tu najbardziej uniwersalnych jednostek podrzędnych Kulikowskiego, 1973, ale pozostałe podziały mają taki sam schemat); w południowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zanikają przewarstwienia ewaporatowe i formacja dzieli się na wapienie retu i dolomity retu	stosunkowo liczna fauna: ramienionogi, małże, ślimaki, głowonogi, liliowce (w najwyższej części jednostki)	pogranicze triasu dolnego i środkowego; olenek/anizyk	poziom miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha*; poziom megasporowy *Trileites validus*; poziom małżoraczkowy Cytherissinella *crispa*–*Pulviella ovalis*	nazwa pochodzi od niemieckiego pojęcia Röt, którym określano górną część pstrego piaskowca; w polskiej literaturze również stosowano pojęcie retu jako synonimu podgrupy pstrego piaskowca górnego; zdefiniowanie formalnych jednostek w randze formacji w regionach, gdzie pstry piaskowiec górny jest wykształcony głównie jako sukcesje silikoklastyczne wymusiło wprowadzenie osobnego wydzielenia dla sukcesji węglanowo-ewaporatowej; Szyperko-Teller i in. (1997) zaproponowali tymczasowe objęcie tej sukcesji nazwą formacji retu; dalsze prace formalizujące nie zostały przeprowadzone



Meg. – megaspory, *L. obsoleta* – *Lundbladispora obsoleta*, *P. pantii* – *Protohaploxypinus pantii*, *a.* – akritarchy, o.C.G.– ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry, o.C. – ogniwo piaskowców z Cierchów, o.Z. – ogniwo brekcji z Zachełmia, ogniwo z Jarug – ogniwo wapieni marglistych z Jarug, w.R. – warstwy z Radoszyc

FIG. 10. Stratygrafia dolnego i najniższej części środkowego triasu zachodniego i północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich: **A** – wg Kulety, Zbroi (2006; bez formacji z Siodeł, która została zaliczona do permu); **B** – wg Ptaszyńskiego, Niedźwiedzkiego (2006); palinostratygrafia: miospory wg Moryc (1971, 2014); Fijałkowskiej (1994a, b, 2006a, b); Fijałkowskiej-Mader, (2018b), megaspory wg Marcinkiewicz (1976); Fuglewicza (1980); Rdzanka (1981b, 1984); magnetostratygrafia wg Nawrockiego (1997); Nawrockiego i in. (2003)

budują dolny i środkowy pstry piaskowiec przedgórza Karpat, gdzie są często określane jako nierozdzielone klastyczne osady permo-triasu (Moryc, 1971, 2014).

Na obszarze NE Polski również wydzielono dwie formacje: lidzbarską i malborską (fig. 9; tab. 1). Wykształcenie litologiczne pozwala korelować formację lidzbarską z formacją pomorską, a formację malborską z formacją połczyńską NW Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller i in., 1997).

Szyperko-Teller i Moryc (1988) włączyli do środkowego pstrego piaskowca również niesformalizowane wydzielenie warstw lęborskich (fig. 9; tab. 1). Jest to kompleks piaskowcowy, występujący w skrajnie północnej Polsce (rejon Helu–Lęborka), gdzie trias, a także leżąca na nim jura, w znacznym stopniu są wykształcone jako piaskowce i charakteryzują się licznymi lukami stratygraficznymi (np. Witkowski, 1986). Dotychczasowe rozważania wskazują, że warstwy lęborskie powstały we wczesnym, środkowym lub późnym triasie lub we wczesnej jurze (Dadlez i in., 1976; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Pieńkowski, 2011; Becker, 2015c). Żadna z tych interpretacji nie jest bardziej uzasadniona od innych ze względu na wysoce ograniczone możliwości datowania tej piaskowcowej formacji.

Środkowy pstry piaskowiec charakteryzuje się większym zróżnicowaniem litologicznym również w rejonie świętokrzyskim (fig. 10). Jego dolną część stanowi formacja z Goleniaw *sensu* Kuleta (2006), co w świetle najnowszych badań (Jewuła i in., 2023, 2024; Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023) wymaga redefinicji. We wschodnim obrzeżeniu zastępuje ją formacja piaskowców z Wiór. Wyższy środkowy pstry piaskowiec reprezentuje formacja iłowców i mułowców z Samsonowa (fig. 11F; tab. 2). Zawiera ona charakterystyczne gruzły węglanowe, pochodzące ze zniszczonych poziomów glebowych, które w starszej literaturze określano mianem „pseudo-oolitów" (Senkowiczowa, 1970). W bliskim obrzeżeniu formacja z Samsonowa leży z luką sedymentacyjną na formacji z Goleniaw, a lokalnie nad jej spągiem występuje ogniwo zlepieńców z Cierchów. W obrzeżeniu zachodnim formacja z Samsonowa zazębia się z formacją ze Stachury, znaną tylko z profili wiertniczych. Formacja z Samsonowa kończy sukcesję środkowego pstrego piaskowca. Lokalnie, w zachodnim obrzeżeniu, wyróżnia się formację z Piekoszowa (fig. 10A; tab. 2). Niektóre z tych formacji można rozpoznać także w obrzeżeniu południowym (fig. 12). Nieco inną interpretację wzajemnych relacji formacji, wyróżnionych przez Kuletę (*w*: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), opartą na korelacji litostratygraficznej z basenem turyńskim, przedstawili Ptaszyński i Niedźwiedzki (2006; fig. 10B). Najnowsza propozycja podziału pstrego piaskowca w północnej części niecki miechowskiej (Kuleta *w*: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a), nawiązuje do podziałów z regionu świętokrzyskiego oraz Niżu Polskiego (fig. 13).

Na obszarze górnośląskim lądowe pstre utwory ilasto-piaskowcowe najniższego triasu, podścielające węglanowe utwory górnego pstrego piaskowca, są włączane do warstw ze Świerklańca czy świerklanieckich (Alexandrowicz, 1965, 1966 *w:* Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Kotlicki, 1974), aczkolwiek wydzielenie to jest stosunkowo rzadko używane w praktyce. Zwyczajowo używa się określenia niższy pstry piaskowiec.

W rejonie sudeckim utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca są nierozdzielone. W synklinorium północnosudeckim reprezentuje je formacja z Radłówki (tab. 3, 4; fig. 14, 15A), a w synklinorium śródsudeckim – formacja z Bohdašina (fig. 15B, C; tab. 5). Określenie pozycji stratygraficznej formacji z Bohdašina jest bardzo trudne, gdyż w leżących poniżej utworach permskich nie występuje fauna, więc ich stratygraficzna interpretacja również jest niepewna (Śliwiński, 1980, 1984). Brak też przykrywających utworów górnego pstrego piaskowca, obecnych w synklinorium północnosudeckim. Dolnotriasowy wiek formacji z Bohdašina przyjęto na podstawie podobieństw litologicznych do piaskowców w synklinorium północnosudeckim, które mają lepiej udokumentowaną pozycję stratygraficzną (por. Zimmermann, Berg, 1904; Chrząstek, 1995a; Fijałkowska i in., 2018). Charakterystycznym ogniwem występującym w stropie formacji z Bohdašina są białe piaskowce kaolinitowe (fig. 15C), których zarówno wiek, jak i geneza są przedmiotem dyskusji (Mroczkowski, 1977; Kowalski, 2017, 2020). Przez analogię do synklinorium północnosudeckiego, gdzie w stropie formacji z Radłówki także występują te piaskowce, konsekwentnie zalicza się je do pstrego piaskowca, przypisując im wiek wczesnotriasowy (np. Prouza i in., 1985). Kowalski (2021) zasugerował jednak, że mogą one reprezentować trias środkowy.

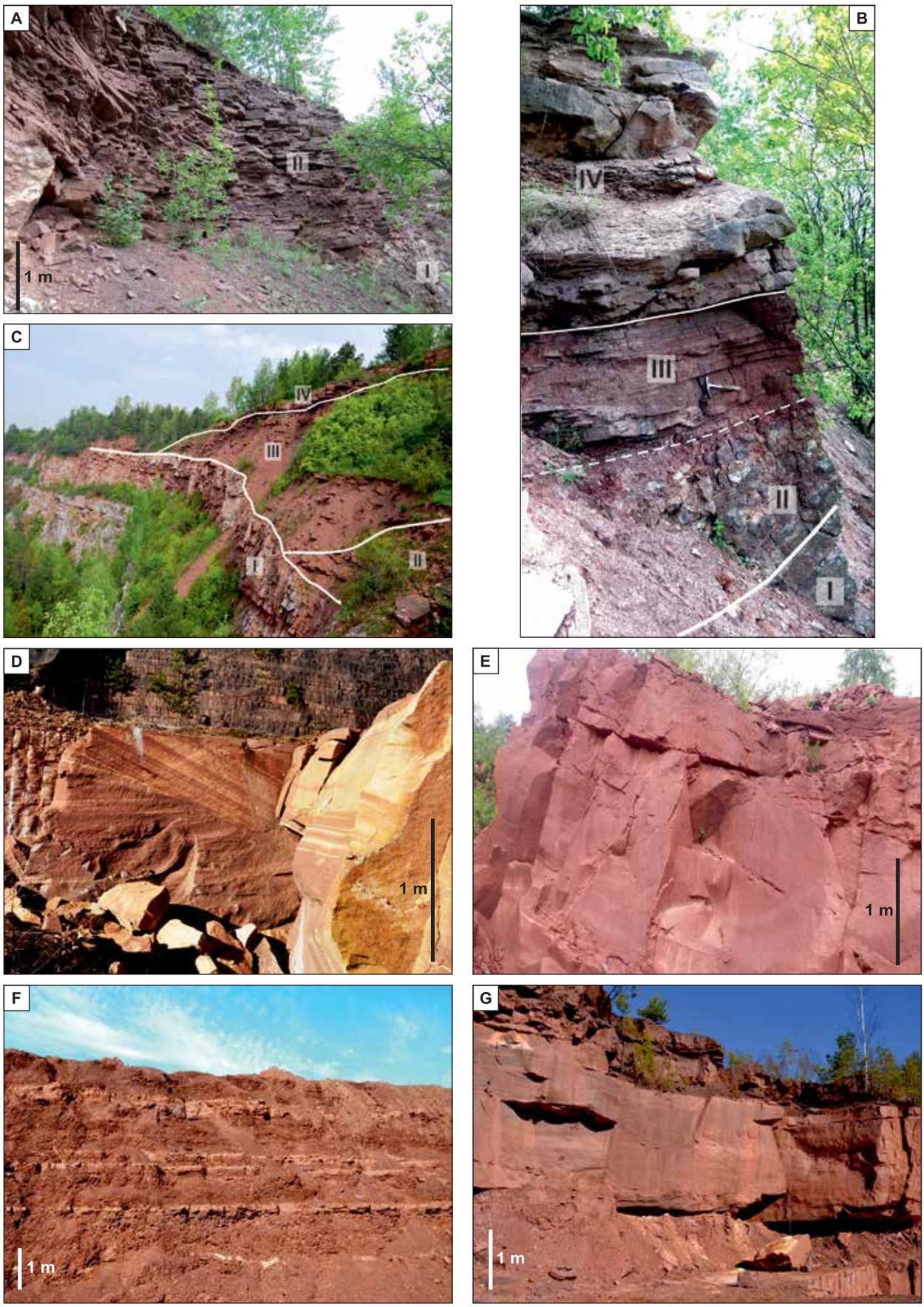


FIG. 11. Osady pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich: **A** – utwory formacji heterolitów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (II) leżące na środkowodewońskich dolomitach formacji wojciechowickiej (I) w kamieniołomie Zachełmie; **B** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Zachełmie obejmujący: ogniwo brekcji z Zachełmia (II), formację heterolitów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowickiej (I); **C** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Jaworznia, obejmujący mułowce formacji ze Szczukowic (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowickiej (I) i zlepieńcach górnopermskiej formacji z Czerwonej Góry; **D** – piaskowce eoliczne ogniwa z Tumlina w kamieniołomie na górze Grodowej w Tumlinie; **E** – piaskowce gałęzickie formacji z Zagnańska w kamieniołomie Kopaniny w Gałęzicach; **F** – iłowce z przewarstwieniami piaskowców formacji z Samsonowa w kopalni iłów Józef w Pałęgach; **G** – piaskowce formacji z Baranowa w kamieniołomie Kopulak k. Suchedniowa. Fot. A, B – Z. Złonkiewicz; fot. C, D, F, G – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – D. Wieczorek

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 2. Litostratygrafia dolnego i środkowego pstrego piaskowca w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i północnej części niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia
Formacja z Jaworznej	6,0–36,2	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1976, 1984, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Pieńkowski (1989, 1991); Nawrocki i in. (1993, 2003); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Szulczewski (1995); Studencki (1998); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Malec i in. (2006); Kuleta i in. (2006a, 2007a, 2009); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz, Becker (2015); Trela, Fijałkowska-Mader (2017); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1980); Fijałkowska (1992b, 1994a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński (1996, 2015); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004a, 2005, 2006); Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski (1988, 1991); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2021)	otwór Jaworzna IG 1 na głęb. 154,7–175,8 m	rejon Tumlina	cechą formacji jest duża zmienność litofacjalna; dominują piaskowce czerwone, wiśniowe lub różowe, bezwęglanowe do słabo węglanowych, kwarcytowe lub mikowe, bardzo drobno- do średnioziarnistych, poziomo lub przekątnie warstwowane, czasami słabo widoczna przekątna laminacja riplemarkowa, miejscami zawierają klasty czerwonych do wiśniowych mułowców lub iłowców; piaskowce przeławicone wiśniowymi lub brunatnymi, mikowymi mułowcami masywnymi lub laminowanymi poziomo, miejscami występują heterolity mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowe, lokalnie silnie wapniste z domieszką bio- i intraklastów oraz ze strukturami oczkowymi
Formacja z Opoczna	41–78	dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Rubinowski (1974); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Głazek, Romanek (1978); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1980a, b); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Nawrocki (1997); Romanek (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Szulc i in. (2015a); Jewuła i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Głazek, Romanek (1978); Kuleta, Fijałkowska (1994); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Jewuła i in. (2021)	otwór Szczukowice IG 1 na głęb. 253,0–279,8 m	rejon Szczukowic	zróżnicowana – od osadów zlepieńcowo-brekcjowych przez drobnoziarniste brunatnowiśniowe piaskowce mikowe i mikowe mułowce bezwapniste, lokalnie zawierające kalkrety i rizoidy, po nieregularne heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe; w górnej części formacji występują masywne mułowce i iłowce o zaburzonej laminacji z cienkimi przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców intraformacyjnych
Formacja z Zagnańska	80–288	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta (1987, 1990,1993, 1996); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Romanek (1998); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2019, 2023, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz, Becker (2015); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta, Fijałkowska (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2021)	otwór Goleniawy IG 1 na głęb. 191,7–387,2 m	rejon Zagnańska	czerwone i różowe piaskowce o zróżnicowanym uziarnieniu z przewarstwieniami polimiktycznych zlepieńców i mułowców; wśród otoczaków (o średnicy do 5 cm) tworzących zlepieńce dominuje kwarc oraz kwarcyty, piaskowce i pyłowce kwarcowe, obecne okruchy dewońskich skał węglanowych, okruchy skał krzemionkowych, łupków kwarcytowych; w zlepieńcach występujących w spągu formacji wśród egzotyków obecne okruchy kwaśnych skał wulkanicznych (z grupy riolitu–dacytu) i ich tufów; piaskowce są warstwowane przekątnie lub rynnowo w dużej i małej skali, w piaskowcach drobnoziarnistych występuje także laminacja pozioma; osady tworzą najczęściej niepełne, proste cykle sedymentacyjne, oddzielone granicami erozyjnymi; w części północnej („piaskowce zagnańskie") piaskowce przeważnie są różowe, rzadziej jasnoszare; w części SE („piaskowce gałęzickie") charakterystyczna obfita zawartość muskowitu, dominują piaskowce różowe i czerwone, miejscami żółtobrązowe lub brunatnowiśniowe
Ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry	10,0–27,5	wschodnia część bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Kuleta (1993, 1996); Romanek (1994); Kuleta, Zbroja (1997, 2006); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta i in. (2007c); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	żwirownia we wschodniej części miejscowości Czerwona Góra (powiat ostrowiecki)	rejon Czerwonej Góry	czerwono-szare, słabo zwięzłe, polimiktyczne zlepieńce średnio- i drobnookruchowe z soczewkowatymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych i mułowców; w składzie okruchów dobrze i średnio obtoczonych, dominują piaskowce kwarcytowe i mułowce; zlepieńce masywne, warstwowane przekątnie lub poziomo
Ogniwo piaskowców eolicznych z Tumlina	kilka do 142,5	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gągol (1976, 1981); Gradziński i in. (1979); Mader (1985); Gradziński (1986, 1992); Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); Szyperko-Teller, Moryc (1988); Mader (1992); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Gągol i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006d, 2007d); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); Kiersnowski i in. (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Gradziński, Uchman (1994); Ptaszyński (2000b); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004b, 2006); Sadlok, Bujok (2008); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	otwór Goleniawy IG 1, głęb. 197,1–314,8 i 324,0–348,8 m	Wzgórza Tumlińskie	dominują czerwone średnioziarniste piaskowce wydmowe, warstwowane wielkoskalowo przekątnie; stromy kąt nachylenia lamin w górnej części zestawów zmienia się na łagodny w dolnej ich części; w formie przewarstwień występują piaskowce drobnoziarniste, miejscami przechodzące w mułowce oraz piaskowce różnoziarniste i zlepieńcowate, stanowiące osad międzywydmowy
Formacja z Goleniaw	76–>200	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b); Kuleta (1976, 1984, 1985,1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Jurkiewicz (1980b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Kuleta i in. (1995); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in., (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Złonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Fijałkowska (1994a, 2006a); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Rdzanek (1985); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Ciechy IG 1 na głęb. 197,1–273,5 m	rejon Zagnańska	podstawowa litofacja to różowoszare piaskowce drobnoziarniste z różną zawartością ooidów i bioklastów, przewarstwione osadami piaskowcowo-mułowcowymi typu heterolitów oraz szarymi wapieniami ooidowo-bioklastycznymi; piaskowce laminowane poziomo, smużyście, a także przekątnie w dużej i małej skali, wykazują ponadto uziarnienie frakcjonalne, a ich spągowe granice są na ogół erozyjne

Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
małżoraczki, muszloraczki, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców i tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Nawrocki i in., 2003)	poziom palinologiczny miosporowy *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* (Fijałkowska, 1994a, b); poziom muszloraczkowy *Eustheria gutta* (por. Schneider i in., 2020)	zony Tbn1 i Tbr1 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy przejściowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), mułowce z Dołów Opacich (Barczuk, 1979), kompleks A1 (Kuleta, 1993, 1996); jest korelowana z wyższą częścią formacji z Opoczna w Górach Świętokrzyskich oraz dolną częścią formacji bałtyckiej na Niżu Polskim
ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr1 (Nawrocki, 1997)	w starszej literaturze określana jako: dolny kompleks mułowcowy (Rubinowski, 1974), dolne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks A (Kuleta 1987, 1990); stanowi facjalny odpowiednik formacji z Jaworznej
muszloraczki, ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach–diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn1, Tbr1, Tbn2, Tbr2, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Zagnańska (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), piaskowce „gałęzickie", środkowy kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy (Rubinowski, 1974), górne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks B (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996); odpowiednikiem wyższej część formacji z Zagnańska w NE obrzeżeniu są warstwy ze Stryczowic (Mader, Barczuk, 1985); formacja z Zagnańska jest korelowana z formacją piaskowcową na Niżu Polskim
muszloraczki	trias dolny; ind, griesbach–diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zona Tbr3 (Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Czerwonej Góry (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), zlepieńce z Czerwonej Góry i piaskowce ze Stryczowic (Barczuk, 1979)
ichnofauna: ślady kręgowców	trias dolny; ind, diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn3, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Tumlina i warstwy ze Stryczewic (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), piaskowce ze Stryczewic (Barczuk, 1979), kompleks C i C2 (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996)
małże, małżoraczki, szczątki ryb, kości kręgowców, fragmenty makroflory, mio- i megaspory, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; ind–olenek, diener–smit (Kuleta, Zbroja, 2006)	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, z podpoziomami *Densoisporites nejburgii*–akritarchy i *Densoisporitesnejburgii* (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4, Tbn5 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy łopuszniańskie, warstwy murchisonowo-labiryntodontowe (Pawłowska, 1978), warstwy z *Gervilleia murchisoni*, warstwy labiryntodontowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), iłowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), kompleks D (Kuleta, 1990, 1993, 1996); jest korelowana z dolna częścią formacji z Wiór i dolną częścią formacji z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z niższą częścią formacji pomorskiej na Niżu Polskim

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia
Formacja z Wiór	40–84	bliskie NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986); Rdzanek (1992); Kuleta (1996); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Becker i in. (2007); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz i in. (1981, 1990); Ptaszyński (1996); Rdzanek (1999); Ptaszyński (2000a); Niedźwiedzki, Ptaszyński (2006); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2004b, 2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986)	nieistniejące odsłonięcie na terenie obecnego zbiornika Wióry	rejon Wiór	czerwone piaskowce średnio- i drobnoziarniste, partiami zlepieńcowate i zlepieńce piaszczyste, które tworzą proste cykle sedymentacyjne o miąższości do kilku metrów, ze zlepieńcami polimiktycznymi, zawierającymi klasty ilaste i mułowcowe, oraz piaskowcami zlepieńcowatymi w spągu; górną część zestawów budują heterolity piaskowcowo-mułowcowe lub mułowce i iłowce lokalnie z gruzłami węglanowymi
Formacja ze Stachury	40–>160	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Marcinkiewicz (1976); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Kuleta i in. (2000); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2024); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska (1994a, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2013); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2024)	otwór Stachura IG 1 na głęb. 67,2–107,4 m	Pasmo Oblęgorskie	brunatno-szare heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, przedzielane heterolitami mułowcowo-iłowcowo-wapiennymi, powstałymi częściowo w wyniku lityfikacji mat glonowych; w przewarstwieniach o różnej miąższości występują laminowane mułowce, iłowce margliste lub margle ilaste, a także kilkucentymetrowe pakiety wapieni ooidowo-bioklastycznych, lub piaskowców z ooidami i bioklastami; grubość warstewek poszczególnych odmian litologicznych w heterolitach jest zmienna. Jaśniejsze (beżowe, jasnoszare), grubsze, miąższości 1–2 cm, utworzone z piaskowców i wapieni oraz ciemniejsze (brunatne, ciemnoszare), miąższości kilku milimetrów, zbudowane z mułowców i iłowców, wspólnie tworzą warstwowanie poziome, faliste i falisto-smużysto-soczewkowe
Formacja z Samsonowa	kilkanaście do 420	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a, b, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Rdzanek (1980, 1981b, 1984); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Kuleta i in. (1995); Romanek (1995); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006b); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Szulc i in. (2015a); Kuleta (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Marcinkiewicz (1976, 1992a); Rdzanek (1981a, b, 1984); Fijałkowska (1994a, 2006a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Żyła i in. (2013); Fijałkowska-Mader (2018b); Fijałkowska-Mader, Wawrzyniak (2019); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 23,8–197,0 m; na odcinku 67,5–118,5 m tego profilu występuje pakiet osadów formacji ze Stachury, która zazębia się w tym rejonie z niższą częścią opisywanej formacji	rejon Samsonowa	brunatne i pstre (brunatno-szaro-zielone) mułowce i iłowce z gruzłami kalcytowymi, przewarstwione czerwonymi piaskowcami drobnoziarnistymi i mułowcami; rzadko występują zlepieńce intraformacyjne typu „pseudooolitu"; w dalekim obrzeżeniu w środkowej i górnej części profilu występują mułowce i iłowce z gruzłami siarczanowymi; mułowce i iłowce najczęściej są masywne i wykazują bryłowo-skorupową oddzielność, tylko lokalnie jest zachowana szczątkowa, pierwotna laminacja pozioma lub smużysta; w obrębie mułowców i iłowców występują owalne i groniaste gruzły, smugi i inne nieregularne koncentracje węglanu wapnia o średnicy 0,5–3,0 cm; miejscami skała przyjmuje postać wapienia gruzłowego; w profilach bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich udział gruzłów sięga często 30% masy skały, podczas gdy w profilach dalekiego obrzeżenia gruzły mogą być pojedyncze, przemieszane ponadto z nodulami siarczanowymi; brak struktur sedymentacyjnych w osadzie oraz obecność gruzłów węglanowych można tłumaczyć homogenizacją osadu w trakcie rozwoju procesów pedogenicznych, o czym świadczą także ślady po korzeniach roślin zachowane w niektórych przewarstwieniach piaskowców oraz struktury cętkowe
Ogniwo piaskowców z Cierchów	10–15	NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Złonkiewicz (2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 182,4–197,0 m	Pasmo Oblęgorskie	czerwone piaskowce średnio- i różnoziarniste, rzadziej gruboziarniste i zlepieńcowate przechodzące ku górze profilu w piaskowce drobnoziarniste i mułowce
Formacja z Piekoszowa	50–>147	bliskie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993); Romanek (1998); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2023, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006)	otwór Piekoszów IG 1 na głęb. 249,0–322,4 m	rejon Piekoszowa	brunatno-czerwone mułowce z gruzłami kalcytowymi, lokalnie wapienie gruzłowe, w niższej i środkowej części formacji występują przewarstwienia heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, miejscami węglanowych z bioklastami, a w części środkowej – szarych i brunatno-szarych mułowców i iłowców, laminowanych poziomo i faliście; w spągu formacji są obecne piaskowce drobno- i różnoziarniste, a w stropie – zlepieńce polimiktyczne

Górny pstry piaskowiec jest wykształcony zasadniczo w postaci dwóch domen facjalnych (fig. 9). Jedna z nich obejmuje południową, SW i zachodnią Polskę i jest to domena tzw. „formacji" retu. Druga obejmuje NW, NE i wschodnią Polskę. W tej domenie wyróżniono dwie jednostki formalne: formację barwicką i formację elbląską, oraz nieformalną tzw. „formację" węglanowo-klastyczną (tab. 1). „Formacja" retu jest dość jednolicie wykształcona na obszarze swojego występowania. Budują ją osady ilasto-węglanowe z dwoma epizodami „ewaporatowymi", zaznaczającymi się w postaci przewarstwień dolomitów, gipsów/anhydrytów lub nawet soli kamiennej. W drugiej domenie wszystkie formacje charakteryzują się bardzo zmiennym składem litologicznym, ale zwykle w znacznym stopniu są zbudowane z piaskowców, którym towarzyszą iłowce, węglany i w niewielkim stopniu gipsy/anhydryty.

Litostratygrafię górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich opracowały Senkowiczowa (1961, 1966a, 1970) oraz Kuleta (*w*: Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 10). Sukcesję rozpoczynają terygeniczne osady formacji z Baranowa. Na wschodzie są one reprezentowane głównie przez piaskowce (tzw. piaskowce baranowskie, suchedniowskie, wąchockie; fig. 11G). Stają się coraz bardziej ilaste ku zachodowi, gdzie w starszej literaturze nazywano je warstwami z Radoszyc (Senkowiczowa,1961, 1966a, 1970). W większości profili na granicy formacji z Samsonowa i formacji z Baranowa zaznacza się luka stratygraficzna. W młodszych osadach górnego pstrego piaskowca jest widoczna wyraźna dwudzielność. W obrzeżeniu zachodnim i południowym, dalekim NW i w niecce miechowskiej występują osady węglanowe z ewaporatami (warstwy gipsowe dolne, warstwy międzygipsowe, warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic; fig. 16A). Bliżej trzonu paleozoicznego nad formacją z Baranowa występują utwory węglanowo-terygeniczne (warstwy z Młodzaw, Łyżew i Dalejowa *sensu* Senkowiczowa, 1970). Najnowszą propozycję ich szczegółowej litostratygrafii przedstawił Złonkiewicz (*w*: Jewuła i in., 2023: fig. 6; 2024). W bliskim i wschodnim obrzeżeniu są one zastępowane przez osady klastyczne formacji z Baranowa, z Dalejowa i warstw z Krynek (tab. 6; fig. 10, 12–13, 16B, C).

Obszar górnośląski zasadniczo należy do domeny „formacji" retu. W jego północnej i centralnej części (w przybliżeniu tzw. rejon opolski) sukcesja ta jest wykształcona kompletnie i zawiera osady facji salinarnej, podczas gdy w części SE (w przybliżeniu tzw. rejon

TAB. 2 cd.

Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
muszloraczki, kości kręgowców, szczątki makroflory; ichnofauna: tropy kręgowców (płazów i gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; ind–olenek, diener–spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako warstwy labiryntodontowe i warstwy hieroglifowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), iłowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), piaskowce z Wiór (Rdzanek, 1992, 1999); jest korelowana z formacją z Goleniaw, dolną częścią formacji ze Stachury oraz z formacją z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z górną częścią formacji pomorskiej i dolną częścią formacji połczyńskiej na Niżu Polskim
małże, muszloraczki, kości kręgowców, szczątki flory, spory, ziarna pyłku, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, podpoziom *Cycloverrutriletes presselensis* (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy hieroglifowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962); warstwy pseudooolitowo-hieroglifowe (Pawłowska, 1978); piaskowce z Rzepina (Barczuk, 1979); kompleks E (Kuleta, 1987, 1990, 1996); jest korelowana z formacją z Piekoszowa oraz górną częścią formacji z Wiór; w bliskim i dalszym obrzeżeniu formacja ze Stachury obocznie zazębia się z formacją z Samsonowa, która ją też przykrywa; w dalekim obrzeżeniu formacja ze Stachury graniczy w spągu z formacją z Goleniaw, a w stropie z formacją z Samsonowa; formacja ze Stachury jest korelowana z górną częścią formacji pomorskiej na Niżu Polskim
małże, ślimaki, muszloraczki, kości kręgowców (ryb, płazów i gadów); makroflora, mio- i megaspory, ziarna pyłku, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, podpoziom *Cycloverrutriletes presselensis* (Fijałkowska, 1994a) i poziomy megasporowe: *Tarchirella daciae* (Marcinkiewicz, 1976, 1992a) i *Trileites polonicus–Pusulosporites populosus* (Fuglewicz, 1980); korelowany z poziomami *Trileites polonicus* i *Tarchirella daciae* (Marcinkiewicz i in., 2014) oraz zespoły megasporowe *Pusulosporites populosus–Echitriletes echinatus* i *Echitriletes echinatus–Trileites validus* (Rdzanek, 1981b, 1984)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy pseudooolitowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962); warstwy pseudooolitowo-labiryntodontowe (Pawłowska, 1978); iłowce z Michałowa (Barczuk, 1979); kompleks F (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); w bliskim i dalszym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dolna część formacji z Samsonowa obocznie zazębia się z formacją ze Stachury, ponadto dolna część formacji z Samsonowa jest korelowana z górną częścią formacji z Wiór, natomiast górna część formacji z Samsonowa odpowiada górnej części formacji z Piekoszowa; formacja z Samsonowa jest także korelowana z formacją połczyńską na Niżu Polskim
–	trias dolny; olenek, spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr5 (Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określane jako kompleks F1 (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); występuje w najniższej części formacji z Samsonowa
muszloraczki, kości kręgowców, detrytus makroflory	trias dolny; ind–olenek, diener–spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr4-Tbn6 (Kuleta, Zbroja, 2006)	formacja z Piekoszowa obocznie zazębia się z formacjami z Goleniaw, ze Stachury i z Samsonowa

śląsko-krakowski) wykształcenie jest niepełne i charakterystyczny jest brak facji salinarnej (Senkowiczowa, 1965, 1998; Wyczółkowski, 1978). Z tego względu w SE części obszaru dość często spotyka się podział górnego pstrego piaskowca na dolomity retu (inaczej warstwy z *Beneckeia tenuis* lub warstwy z *Myophoria costata* i *Beneckeia tenuis*) oraz wapienie retu (inaczej warstwy z *Lingula tenuissima* lub warstwy z *Myophoria vulgaris*) za Assmannem (1944) i Siedleckim (1952; por. Szyperko-Śliwczyńska, 1980).

Utwory węglanowe górnego pstrego piaskowca tworzą w synklinorium północnosudeckim dolną część formacji z Raciborowic (tab. 3, 4; fig. 14). Piaskowcowa formacja z Radłówki oraz najniższa część formacji z Raciborowic występują na prawie całym obszarze tego synklinorium z wyjątkiem jego skrajnie południowych fragmentów (południowa część rowu Wlenia, rów Świerzawy; fig. 8). Z południowej części tego obszaru, a także z otworów wiertniczych zlokalizowanych w synklinie Grodźca k. Bolesławca, znane są nieme paleontologicznie piaskowce, które z dużym prawdopodobieństwem należy zaliczyć do najniższej części formacji z Raciborowic (Chrząstek, 2002; Durkowski i in., 2017). Przechodzą one ku górze w osady margliste z soczewkami gipsów i anhydrytów (Leśniak, 1978a).

1.1.2. Wapień muszlowy

Litostratygrafia wapienia muszlowego w znacznej części mezozoicznego basenu Niżu Polskiego opiera się na podziale na podgrupy wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego. Wiąże się to z faktem rozpoznania jednostki głównie otworami wiertniczymi, często przewiercającymi ją bezrdzeniowo. Niekiedy wprowadza się bardziej szczegółowy podział na nieformalne jednostki warstw marglistych, falistych i piankowych w dolnej podgrupie oraz warstw glaukonitowych i ceratytowych w górnej podgrupie (Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7) w profilach zachodniej Polski. Często jednak – zwłaszcza w północnej Polsce – nie udaje się rozdzielić środkowego i górnego wapienia muszlowego (np. Gajewska i in., 1997a). W skrajnie NE części basenu wapień muszlowy przechodzi w klastyczną formację fromborską (Strzelecki, 1980; Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7).

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

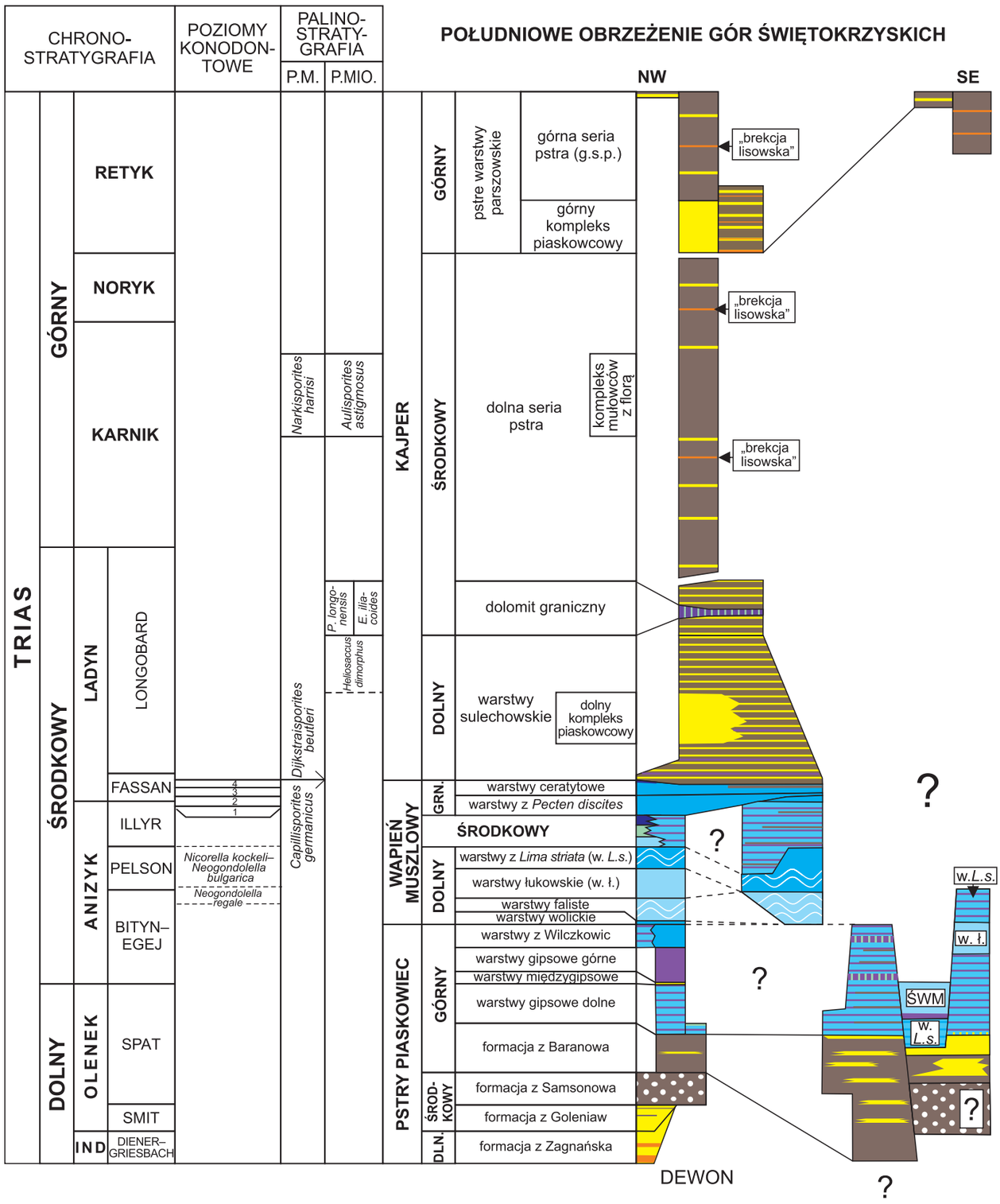
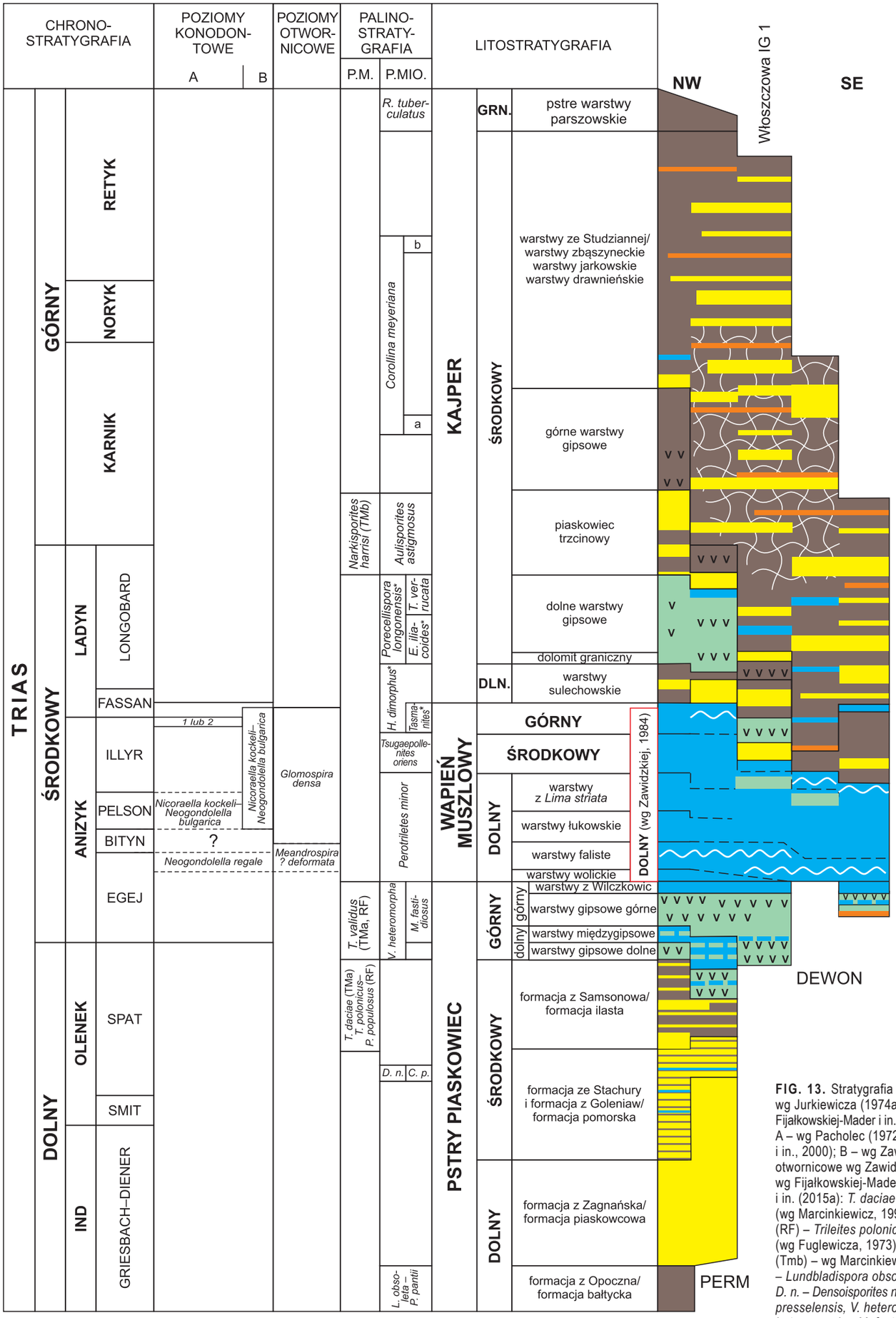


FIG. 12. Stratygrafia triasu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Trammera (1975); Pawłowskiej (1979); Czapowskiego, Romanka (1986); Szulca (2000); poziomy konodontowe wg Trammera (1975); palinostratygrafia – poziomy miosporowe wg Orłowskiej-Zwolińskiej (*w:* Pawłowska, 1979), poziomy megasporowe wg Fuglewicza (*w:* Romanek, 1982): P.M. – poziomy megasporowe, P.MIO.– poziomy miosporowe, *Ch. – Chirodella, E. – Echinitosporites, N. – Neogondolella, P. – Porcellispora,*



1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

FIG. 13. Stratygrafia triasu niecki miechowskiej wg Jurkiewicza (1974a), Kulety i in. (2000), Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a); poziomy konodontowe: A – wg Pacholec (1972), Romanek (*w:* Kuleta i in., 2000); B – wg Zawidzkiej (1984); poziomy otwornicowe wg Zawidzkiej (1984); palinostratygrafia wg Fijałkowskiej-Mader (2013); Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a): *T. daciae* (Tma) – *Tarchirella daciae* (wg Marcinkiewicz, 1992a), *T. polonicus–P. populosus* (RF) – *Trileites polonicus–Pusulosporites populosus* (wg Fuglewicza, 1973), *T. validus* – *Trileites validus*, (Tmb) – wg Marcinkiewicz, 1978; *L. obsoleta–P. pantii* – *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, *D. n.* – *Densoisporites nejburgii*, *C. p.* – *Cycloverrutriletes presselensis*, *V. heteromorpha* – *Voltziaceaesporites heteromorpha*, *M. fastidiosus* – *Microcachryidites fastidiosus*, *H. dimorphus* – *Heliosaccus dimorphus*, *R. tuberculatus* – *Ricciisporites truberculatus*;
* wg Orłowskiej-Zwolińskiej, 1972; pozostałe objaśnienia jak na figurze 12

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 3. Jednostki litostratygraficzne triasu synklinorium północnosudeckiego z uwzględnieniem prac od 1973 r.

		Milewicz, Wójcik (1973)	Leśniak (1978a, b)	Senkowiczowa (1979a)	Milewicz (1985)	Szulc (1991)	Chrząstek (2002)	Kędzierski (2002)	Śliwiński i in. (2003)	Chrząstek, Wojewoda (2011)	Wydzielenia zastosowane w tej pracy
Kajper	środkowy				formacja M fm. K \ fm. L formacja wągrowiecka						górne warstwy gipsowe piaskowiec trzcinowy dolne warstwy gipsowe
	dolny				formacja lubuska						dolomit graniczny
Wapień muszlowy	górny			formacja G og. w. gl.	formacja G						warstwy sulechowskie warstwy ceratytowe warstwy glaukonitowe
	środkowy		XIV								środkowy wapień muszl.
	dolny	warstwy wapieni piankowych	XIII	formacja C	formacja C	D	warstwy E	w. terebratulowe	formacja z Raciborowic	formacja z Raciborowic: warstwy E	formacja z Raciborowic: warstwy E
			XII			C	warstwy D	w. górażdżańskie		warstwy D	warstwy D
		górne warstwy faliste	X–XI	formacja B (gogolińska)	formacja gogolińska	B	warstwy C	warstwy górne gogolińskie		warstwy C	warstwy C
		dolne warstwy faliste	VIII–IX					dolne ?		warstwy B	
		warstwy myoforiowe	VII	formacja A	formacja z Raciborowic	A ?	warstwy B warstwy A			górny pstry piaskowiec – ret	formacja z Raciborowic: warstwy B warstwy A ?
Pstry piaskowiec	górny (ret)	ret	IV–VI I–III				górny ret dolny ret				
	dolny–środkowy	poziom lwówecki (γ)			**og. z Lwówka**						**piaskowiec kaolinitowy**
		poziom z Radłówki (β)			formacja z Radłówki				formacja z Radłówki	formacja z Radłówki	formacja z Radłówki
		poziom kaczawski (α)									

fm. – formacja, og. – ogniwo, w. – warstwy, og. w. gl. – ogniwo wapieni glaukonitowych

TAB. 4. Litostratygrafia triasu synklinorium północnosudeckiego

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Formacja z Radłówki	kilkanaście do 700	synklinorium północnosudeckie	badania litostratygraficzne: Milewicz (1985); Mader (1992); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); badania petrograficzno- sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Raczyński i in. (1998); Śliwiński i in. (2003); Durkowski, Sokalski (2016); Kowalski (2020); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Chrząstek, Wojewoda (2011); Kowalski (2020)	stratotyp – brak, hipostratotyp – łom w Nielestnie (Milewicz, 1985)	centralna część niecki północnosudeckiej
Piaskowiec kaolinitowy	kilkadziesiąt centymetrów do 4 m	synklinorium północnosudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski, Sokalski (2016); Durkowski i in. (2017); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski i in. (2017)	kamieniołom w zachodniej części Lwówka Śląskiego	rejon Lwówka Śląskiego
Formacja z Raciborowic	174–272	synklinorium północnosudeckie	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Leśniak (1978a, b); Milewicz (1985); Chrząstek (1995b, 2002); Kędzierski (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania cyklostratygraficzne i stratygrafii sekwencji: Kędzierski (2002); badania petrograficzno-facjalno-sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Szulc (1991); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2013); Kędzierski (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski (2022); Durkowski i in. (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Styk (1990); Szulc (1991); Senkowiczowa (1992); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2007, 2008a, b, 2013); Kędzierski, Szulc (1996); Chrząstek, Niedźwiedzki (1998); Salamon i in. (2003); Kędzierski (2004); Głuchowski, Salamon (2005); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski i in. (2024); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Styk (1990); Chrząstek (2002, 2013); Kędzierski (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011)	kamieniołom w północnej części Raciborowic Górnych	rejon Raciborowic Górnych
Środkowy wapień muszlowy	27–60	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Leśniak (1978a, b); Chrząstek (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania petrograficzno- sedymentologiczne: Leśniak (1978a, b); Milewicz i in. (1977)	–	–
Warstwy glaukonitowe	3,3	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985); badania petrograficzne: Milewicz i in. (1977)	–	monoklina przedsudecka
Warstwy ceratytowe	21	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Warstwy sulechowskie	32	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	rdzeń otworu Sulechów IG 1	zachodnia Polska
Dolomit graniczny	2	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Dolne warstwy gipsowe	122	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Piaskowiec trzcinowy	69	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Górne warstwy gipsowe	50	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska

Litostratygrafię wapienia muszlowego obszaru świętokrzyskiego opracowała Senkowiczowa (1956, 1957, 1961, 1970). W dolnym wapieniu muszlowym wyróżniła ona warstwy wolickie, faliste, łukowskie (fig. 16D) i warstwy z *Lima striata* (fig. 16D, E), w środkowym – warstwy poddolomitowe, dolomitowe i naddolomitowe (fig. 16F), a w górnym – warstwy z *Pecten discites* (fig. 16G) i ceratytowe (tab. 8; fig. 12, 17). Najbardziej dyskusyjny okazał się podział wapienia muszlowego w niecce miechowskiej. Jurkiewicz (1974a) i Kuleta (*w*: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a) zakładali obecność dolnego, środkowego i górnego wapienia muszlowego, natomiast Zawidzka (1984) – prawie wyłącznie dolnego wapienia muszlowego (fig. 13).

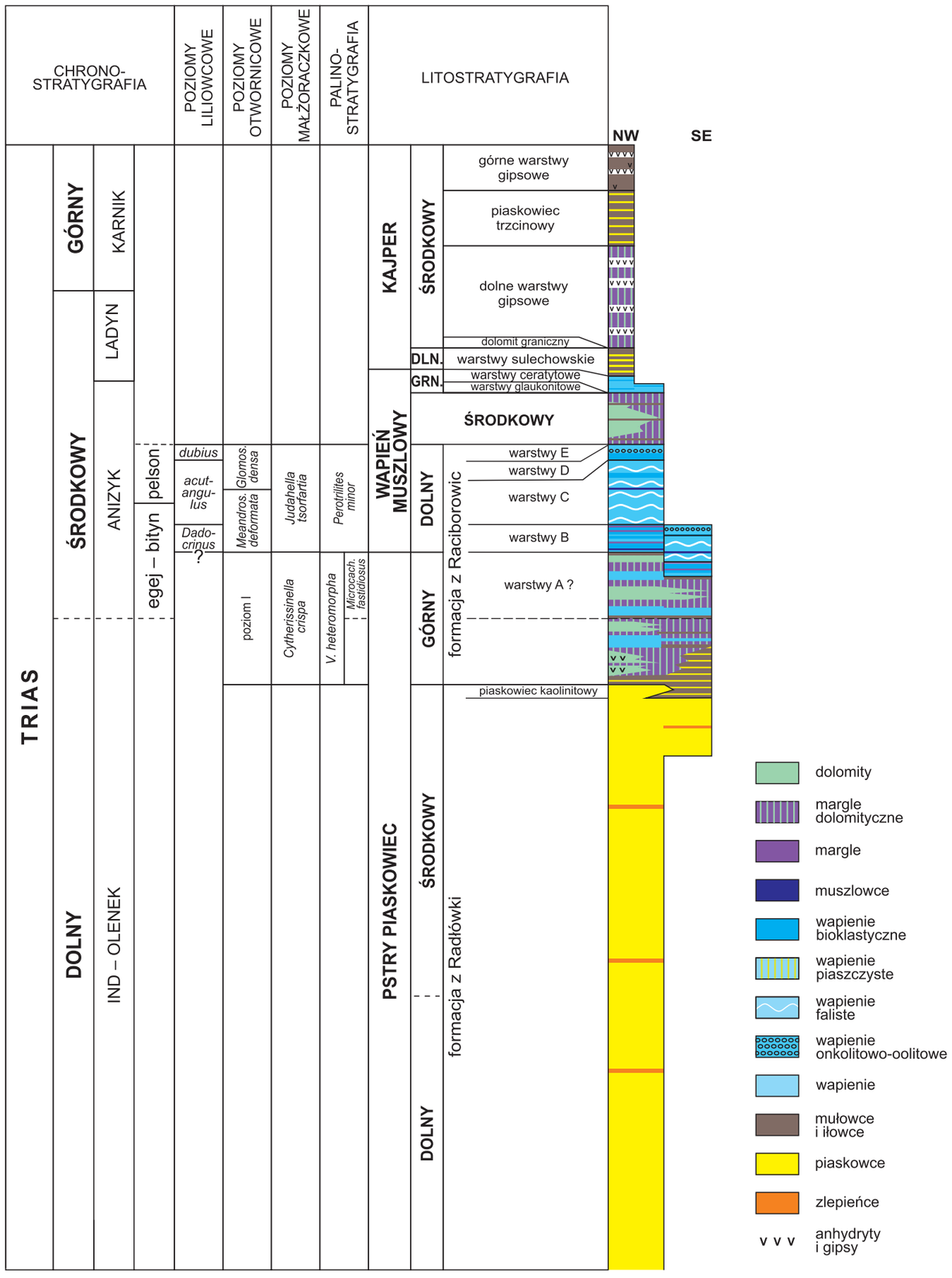
W ostatnich latach najwięcej prac dotyczyło litostratygrafii wapienia muszlowego z obszaru górnośląskiego (fig. 18). Sformalizowane zostały – dobrze udokumentowane odsłonięciami – wydzielenia dolnego wapienia muszlowego: formacja gogolińska (Kowal-Linka, 2008; fig. 19A, B), formacja góraždžańska (fig. 19C), formacja dziewkowicka (Niedźwiedzki, 2000; fig. 19D) i formacja karchowicka (Bodzioch, 1997; fig. 19E, F), odpowiadające wcześniej wydzielanym tam warstwom o zbliżonych nazwach (Assmann, 1944; Gajewska i in., 1997a; tab. 7). We wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej rozdzielenie formacji góraždžańskiej, dziewkowickiej i karchowickiej nastręcza wiele trudności, co doprowadziło do wydzielenia ich odpowiednika – warstw olkuskich (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014). Warstwy olkuskie są po części zdolomityzowane i okruszcowane, tworzą zasadniczą część tzw. dolomitów kruszconośnych (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014; fig. 18; tab. 7).

W wyższej części wapienia muszlowego tego obszaru stosuje się dwa podziały litostratygraficzne: Assmanna (1944) oraz Kotlickiego (1974). W starszym schemacie, bardziej rozpowszechnionym, wydzielono warstwy diploporowe i warstwy tarnowickie, odpowiadające w przybliżeniu podgrupie środkowego wapienia muszlowego, oraz warstwy wilkowickie i boruszowickie, odpowiadające górnemu wapieniowi muszlowemu (Gajewska i in., 1997a; Szulc, 2000; fig. 18). W schemacie Kotlickiego (1974) najniższym wydzieleniem środkowego wapienia muszlowego są warstwy jemielnickie, odpowiadające dolomitom diploporowym, a najniższym wydzieleniem górnego wapienia muszlowego są warstwy z Rybnej, odpowiadające najwyższej części warstw tarnowickich oraz warstwom wilkowickim (tab. 7). Należy podkreślić, że doskonała dokumentacja odsłonięciami oraz szerokie, przemysłowe wykorzystanie wapienia muszlowego regionu śląsko-krakowskiego i opolskiego pobudzało zainteresowanie badawcze i skutkowało częstymi modyfikacjami schematów litostratygraficznych opracowywanych profili. W literaturze można zatem znaleźć bardzo różne odmiany nazw tych samych jednostek,

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
piaskowce kruche, rozsypliwe, kwarcowe lub arkozowe, różnoziarniste, różnobarwne: od czerwonych przez różowe, lokalnie żółte i kremowe, do białych, masywne lub warstwowane poziomo, przekątnie albo krzyżowo, obecne pojedyncze otoczaki kwarcu, kwarcytu lub łupków krzemionkowych a także intraklasty mułowcowe o średnicy od kilkunastu mm do 7 cm, lokalnie przewarstwienia zlepieńców oraz pojedyncze, cienkie przewarstwienia iłowców i mułowców; w wyższej części wyraźna cykliczność sedymentacji, cykle rozpoczyna drobnoziarnisty zlepieniec, który przechodzi w piaskowiec grubo-, a następnie średnio- i drobnoziarnisty	skamieniałości śladowe	trias dolny; ind–olenek (?)	–	formacja z Radłówki jest korelowana z formacją piaskowcową na monoklinie przedsudeckiej (Szyperko-Teller i in., 1997); w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) dzielona na poziom kaczawski, poziom z Radłówki i poziom lwówecki, nawiązujące do piaskowca kaczawskiego, warstw z Radłówki i lwóweckiego piaskowca budowalnego wyróżnionych przez Scupina (1933a, b)
piaskowiec kaolinitowy utworzony z szarych, szarokremowych i jasnoróżowych piaskowców głównie drobno- i średnioziarnistych, masywnych, warstwowanych poziomo, rzadziej przekątnie, zawierających dużą ilość kaolinitu, przewarstwionych oliwkowozielonymi i oliwkowoszarymi mułowcami i iłowcami	–	trias dolny; olenek (?)	–	piaskowiec kaolinitowy został wyróżniony przez Mroczkowskiego (1972; Mazij, Mroczkowski, 1972)
w spągu szare i beżowe piaskowce, mułowce i iłowce przechodzące w szare, lokalnie czerwone margle, margle dolomityczne, lokalnie ilaste z przewarstwieniami szarozielonkawych iłowców i przewarstwieniami wapieni, które ku górze profilu przechodzą w szare, cienkopłytowe margle ilaste i wapienie margliste; w NW części niecki dolomity oraz przewarstwienia i soczewki gipsów i anhydrytów w dolnej części profilu; w dolnych częściach profili brzeżnych partii niecki przewarstwienia piaskowców; wyższa część formacji, korelowana z dolnym wapieniem muszlowym, jest zbudowana z wapieni różnego typu: pelitycznych, organodetrytycznych, onkolitowo-oolitowych, gruzłowych, falistych, muszlowców i margli	ramienionogi, małże, ślimaki, głowonogi, łódkonogi, szkarłupnie – liliowce, wężowidła i jeżowce, konodonty, zęby i łuski ryb, kości płazów i gadów, otwornice, miospory, glony, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny–środkowy; olenek–anizyk	poziomy liliowcowe: *Dadocrinus, acutangulus* i *dubius,* poziomy otwornicowe: *Meandrospira deformata* i *Glomospira densa,* poziomy małżoraczkowe *Cytherissinella crispa* i *Judahella tsorfatia (tuberculifera)*; palinostratygrafia: poziomy miosporowe: *Voltziaceaesporites hetermomorpha,* podpoziom *Microcahryidites fastidiosus* i *Perotrilites minor*	formację z Raciborowic wyróżnił Milewicz (1985), obejmowała ona osady retu i warstwy myoforiowe dolnego wapienia muszlowego; Śliwiński i in. (2003) poszerzyli zasięg formacji i objęli nią osady retu i dolnego wapienia muszlowego, Chrząstek i Wojewoda (2011) w formacji z Raciborowic opisali wydzielone wcześniej przez Chrząstek (2002) warstwy B–E, a w niniejszej pracy wlicza się do niej również warstwy A o niejasnej pozycji stratygraficznej
jasnoszaro-kremowe, jasnoszaro-żółte i szare cienkoławicowe dolomity, dolomity margliste, margle i mułowce dolomityczne, wapienie dolomityczne, w stropie przewarstwienia szarych, drobnoziarnistych piaskowców	małże, ramienionogi	trias środkowy	–	środkowy wapień muszlowy jest korelowany z kompleksem XIV Leśniaka (1978a, b)
szare piaskowce kwarcowe średnio- i gruboziarniste z glaukonitem przeławicone szarym dolomitem marglistym	–	trias środkowy; anizyk	–	wydzielenie opisane na podstawie rdzenia otworu Gozdnica IG 2 (Milewicz i in., 1977)
szare, naprzemianlegle wapienie, wapienie dolomityczne i margle	ramienionogi	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare lub pstre iły i iłowce przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami warstwowanymi poziomo i przekątnie w małej skali	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
margle dolomityczne	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare i jasnoszare anhydryty, ciemnoszare margle dolomityczne, żyłki białego gipsu	–	trias środkowy–górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare, miejscami pstre mułowce i iłowce przeławicone szarozielonkawymi piaskowcami średnioziarnistymi, warstwowanymi poziomo lub przekątne	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szarozielone i czerwonobrunatne mułowce i iłowce z przewarstwieniami i gniazdami biało-różowego gipsu	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)



Glomos. — Glomospira
Meandros.— Meandrospira
Microcach. — Microcahryidites
V. — Voltziaceaesporites

FIG. 14. Stratygrafia i litologia utworów triasu synklinorium północnosudeckiego; poziomy liliowcowe wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993); Chrząstek (2002); Głuchowskiego, Salamona (2005); otwornicowe wg Styk (1990), Chrząstek (2002); małżoraczkowe wg Styk (1990); palinostratygrafia wg Durkowskiego i in. (2024); litostratygrafia wg Mroczkowskiego (1972); Milewicza (1985); Głuchowskiego, Salamona (2005); litologia wg Milewicza, Wójcika (1973); Milewicza (1985); Chrząstek (2002); Chrząstek, Wojewody (2011)

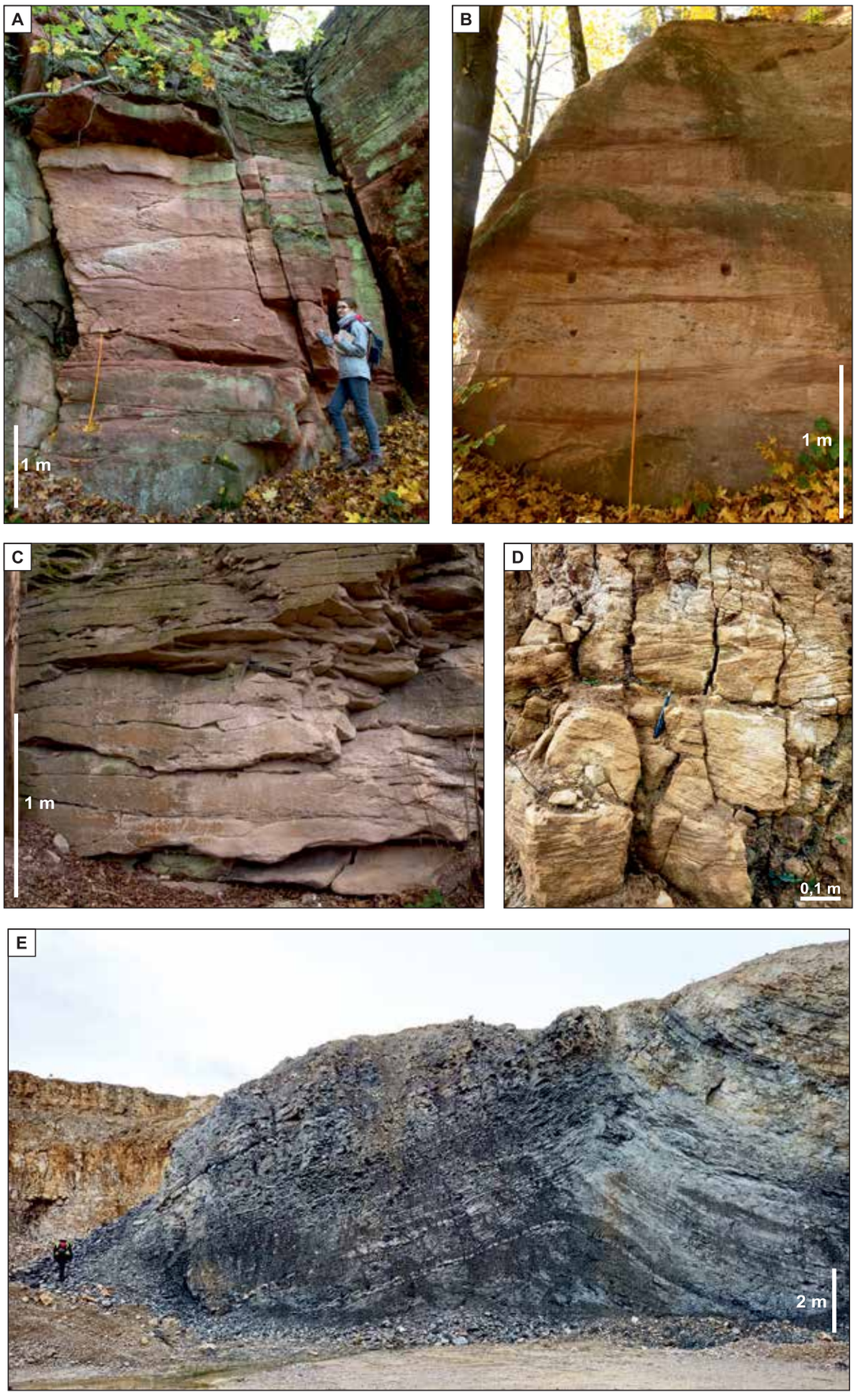


FIG. 15. Utwory triasu regionu sudeckiego: **A** – odsłonięcie piaskowców arkozowych formacji z Radłówki w Nielestnie, synklinorium północnosudeckie; **B** – odsłonięcie warstwowanych piaskowców arkozowych formacji z Bohdašina w Łącznej, synklinorium śródsudeckie; **C** – odsłonięcie piaskowców kaolinowych w Jawiszowie, synklinorium śródsudeckie; **D, E** – kamieniołom w Raciborowicach Górnych (synklinorium północnosudeckie; D – formacja z Raciborowic, warstwy C; E – formacja z Raciborowic, warstwy E). Fot. A. Kowalski

TAB. 5. Litostratygrafia triasu synklinorium śródsudeckiego

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Uwagi
Formacja z Bohdašina	kilka-dziesiąt	synklinorium śródsudeckie	badania litostratygraficzne: Lorenc, Mroczkowski (1978); Kowalski (2017); badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020)	Bohdašin, Czechy	synklinorium śródsudeckie	czerwone i różowe różnoziarniste piaskowe arkozowe ze zróżnicowanymi petrograficznie otoczakami kwarcytów, kwarcu żyłowego, agatów, granitów, gnejsów, porfirów, piaskowców i in., wielkości od kilku do 15 cm, na ogół rozmieszczonych nieregularnie; piaskowce warstwowane przekątnie w małej i dużej skali, rzadziej równolegle	–	trias dolny	w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami czerwonymi (α) i ogniwem D (Lorenc, Mroczkowski, 1978); nazwę formacji z Bohdašina wprowadzili do literatury Tásler i in. (1979); Mader (1992) w dolnej części formacji z Bohdašina wyróżnił dolne polimiktyczne piaskowce i zlepieńce, a w środkowej – środkowe piaskowce skaleniowe
Piaskowiec kaolinitowy z Devět Křížů	10 do ok. 20	synklinorium śródsudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Don i in. (1981); Kowalski (2017, 2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Kowalski (2020)	kamieniołom Devět Křížů, Czechy	rejon Červeného Kostelce	kruche, białawe i jasnoszare, gruboławicowe piaskowce gruboziarniste o spoiwie kaolinitowym i zlepieńce, zawierające otoczaki skał metamorficznych (gnejsów i kwarcytów) i magmowych (granitów, granodiorytów, rzadziej riolitów); warstwowane przekątnie w dużej i średniej skali; w górnej części profilu piaskowce grubo- i średnioziarniste warstwowane przekątnie w dużej skali, o wyraźnej oddzielności płytowej	skamieniałości śladowe	trias dolny	piaskowiec z Devět Křížů stanowi nieformalną nazwę ogniwa z Barchovin (Holub, 1972); w starszej, polskiej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami białymi (β)

czy też modyfikacje znaczenia jednostek o tych samych nazwach. W tej publikacji ograniczono się do przedstawienia jednostek formalnych oraz najbardziej rozpowszechnionych jednostek nieformalnych (patrz tab. 7). Jednostkami nieformalnymi posługiwano się dla tych części profilu, dla których nie dokonano formalizacji litostratygraficznej.

Od czasu pracy Assmanna (1933) dolną granicę dolnego wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim przyjęto w miejscu pojawienia się pierwszej ławicy liliowcowej, utworzonej z członów liliowców z rodzaju *Dadocrinus* (Senkowiczowa, 1979a). Granica ta – rozdzielająca pstry piaskowiec i wapień muszlowy – przebiega na ogół w obrębie jednolitej serii marglisto-wapiennej i przy braku skamieniałości trudno ją wskazać. W regionie wydziela się formację z Raciborowic obejmującą pierwotnie górny pstry piaskowiec i najniższą część dolnego wapienia muszlowego (Milewicz, 1985), a następnie rozszerzoną na cały dolny wapień muszlowy regionu (Milewicz, 1997; Śliwiński i in., 2003; Chrząstek i Wojewoda, 2011; tab. 3, 4; fig. 14). W profilach rdzeni wiertniczych często całą sukcesję wapienno-marglistą, leżącą pomiędzy utworami górnego pstrego piaskowca a dolomitami środkowego wapienia muszlowego lub, częściej, utworami kredy górnej, określa się jako dolny wapień muszlowy (por. Chrząstek, 2002; Durkowski i in., 2024). W odsłonięciach, zwłaszcza w kamieniołomach w Raciborowicach Górnych i Jerzmanicach-Zdroju, można wydzielić mniejsze jednostki w obrębie formacji z Raciborowic – określane jako warstwy od A do E (Chrząstek, 2002; Chrząstek, Wojewoda, 2011; fig. 14, 16D, E). Warstwy te dobrze korelują się z warstwami gogolińskimi, góraždžańskimi i terebratulowymi obszaru górnośląskiego (Chrząstek, 2002; Kędzierski, 2002; tab. 3).

Osady środkowego wapienia muszlowego, wykształcone głównie jako dolomity i margle dolomityczne, podrzędnie ewaporaty, a także warstwy ceratytowe i warstwy glaukonitowe górnego wapienia muszlowego, stwierdzono jedynie w kilku otworach wiertniczych w NW części synklinorium (np. otwory Przewóz 1 i Gozdnica IG 2; Milewicz i in., 1977; Leśniak, 1978a; Senkowiczowa, 1979a; Chrząstek, 2002; fig. 8).

1.1.3. Kajper

Do końca XX w. kajper dzielono jedynie na część dolną i górną, stosując równocześnie pojęcie retyku jako jednostki litostratygraficznej, obejmującej utwory najwyższego triasu, leżące nad kajprem (fig. 20). Dopiero podczas opracowywania tabeli stratygraficznej Polski na początku XXI w. zrezygnowano ze stosowania pojęcia retyku w sensie litostratygraficznym, ze względu na stosowanie jednostki o identycznej nazwie w podziale chronostratygraficznym triasu. Rozszerzono zasięg grupy kajpru na cały najwyższy interwał triasu, a dotychczasowe wydzielenia uznawane za kajper górny włączono do kajpru środkowego (fig. 20). Do podgrupy tej zaliczono również najniższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk niższy). Najwyższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk wyższy) zaliczono do kajpru górnego (patrz Becker i in., 2008). Dla większości obszaru Polski stosuje się w kajprze jednostki nieformalne, często nawiązujące do wydzieleń utworzonych w niemieckiej części basenu (fig. 20). Jednostką kajpru dolnego, o największym rozprzestrzenieniu na Niżu Polskim, są warstwy sulechowskie (Gajewska, 1978; Gajewska i in., 1997b; Becker i in., 2008). W kajprze środkowym wyróżnia się w zasadniczej części obszaru Polski warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy, warstwy gipsowe górne, warstwy jarkowskie oraz warstwy zbąszyneckie (fig. 20; tab. 9). Dwa ostatnie wydzielenia są często trudne do rozdzielenia, zwłaszcza w nierdzeniowanych otworach wiertniczych (por. Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997). Z wydzielania warstw drawieńskich poniżej warstw jarkowskich zrezygnowano w ogóle (Deczkowski, 1977; Becker i in., 2008). W NE Polsce kajper środkowy jest reprezentowany przez warstwy nidzickie, uważane za odpowiednik warstw jarkowskich i zbąszyneckich (fig. 20; tab. 9).

Kajper górny budują, w zasadniczej części Niżu Polskiego, warstwy wielichowskie, a w NE Polsce odpowiadające im warstwy bartoszyckie (Deczkowski i in., 1997; fig. 20; tab. 9). W północnej i NW Polsce stosuje się pojęcie warstw z *Trileites*, określając nim tę część warstw wielichowskich (lub ich całość), która charakteryzuje się bardziej piaskowcowym wykształceniem (Dadlez, Franczyk, 1979; Franczyk, 1983, 1987; Iwanow, Becker, 2007; Becker i in., 2008).

Dla obszaru świętokrzyskiego Jurkiewicz (1974a, 1988) podał – opartą na wydzieleniach z Niżu Polskiego – litostratygrafię terygenicznych osadów kajpru dolnego (warstwy sulechowskie), utworów węglanowo-ewaporatowych dolnej części kajpru środkowego (dolomit graniczny i dolne warstwy gipsowe, znane tylko z wierceń), terygenicznych i terygeniczno-ewaporatowych utworów środkowej części kajpru środkowego (piaskowiec trzcinowy i górne warstwy gipsowe, znane tylko z wierceń) północnego i zachodniego obrzeżenia (fig. 21) oraz niecki miechowskiej (fig. 13). Podział wyższej części kajpru środkowego zaproponowała Fijałkowska-Mader (2018a) – wyróżniła warstwy ze Studziannej (fig. 22), które (w obrębie dominujących, brunatnych mułowców i iłowców) zawierają przewarstwienia piaskowców oraz poziomy tzw. brekcji lisowskiej, zbudowanej z gruzłów węglanowych, kalkretów oraz zlepieńców wapiennych (por. Szulc, 2005; Szulc i in., 2015a; tab. 10; fig. 13). Warstwy ze Studziannej są odpowiednikiem warstw jarkowskich i zbąszyneckich na Niżu Polskim. Kajper górny natomiast skorelowała z ilasto-mułowcowymi pstrymi warstwami parszowskimi (fig. 12, 13, 21), będącymi odpowiednikiem warstw wielichowskich na Niżu Polskim. Autorami podziału stosunkowo najsłabiej poznanego triasu górnego w południowym obrzeżeniu są Pawłowska (1979) oraz Czapowski i Romanek (1986). Na podstawie profili wiertniczych wyróżnili oni kajper dolny, dolomit graniczny, dolną serię pstrą, z kompleksem mułowców z florą, stanowiącym odpowiednik piaskowca trzcinowego oraz górny kompleks piaskowcowy i górną serię pstrą, które można zaliczyć do pstrych warstw parszowskich (fig. 12).

Na obszarze górnośląskim wykreowano kilka schematów litostratygraficznych w obrębie grupy kajpru (fig. 23). Zasadniczo kajper dolny jest wydzielany na poziomie podgrupy lub reprezentują go warstwy miedarskie (Kotlicki, 1974). W zachodniej części regionu powyżej warstw miedarskich są wyróżniane warstwy z Opola oraz warstwy z Potempy (Kotlicki, Włodek, 1976; tab. 9) a także, odpowiadająca im stratygraficznie we wschodniej części regionu,

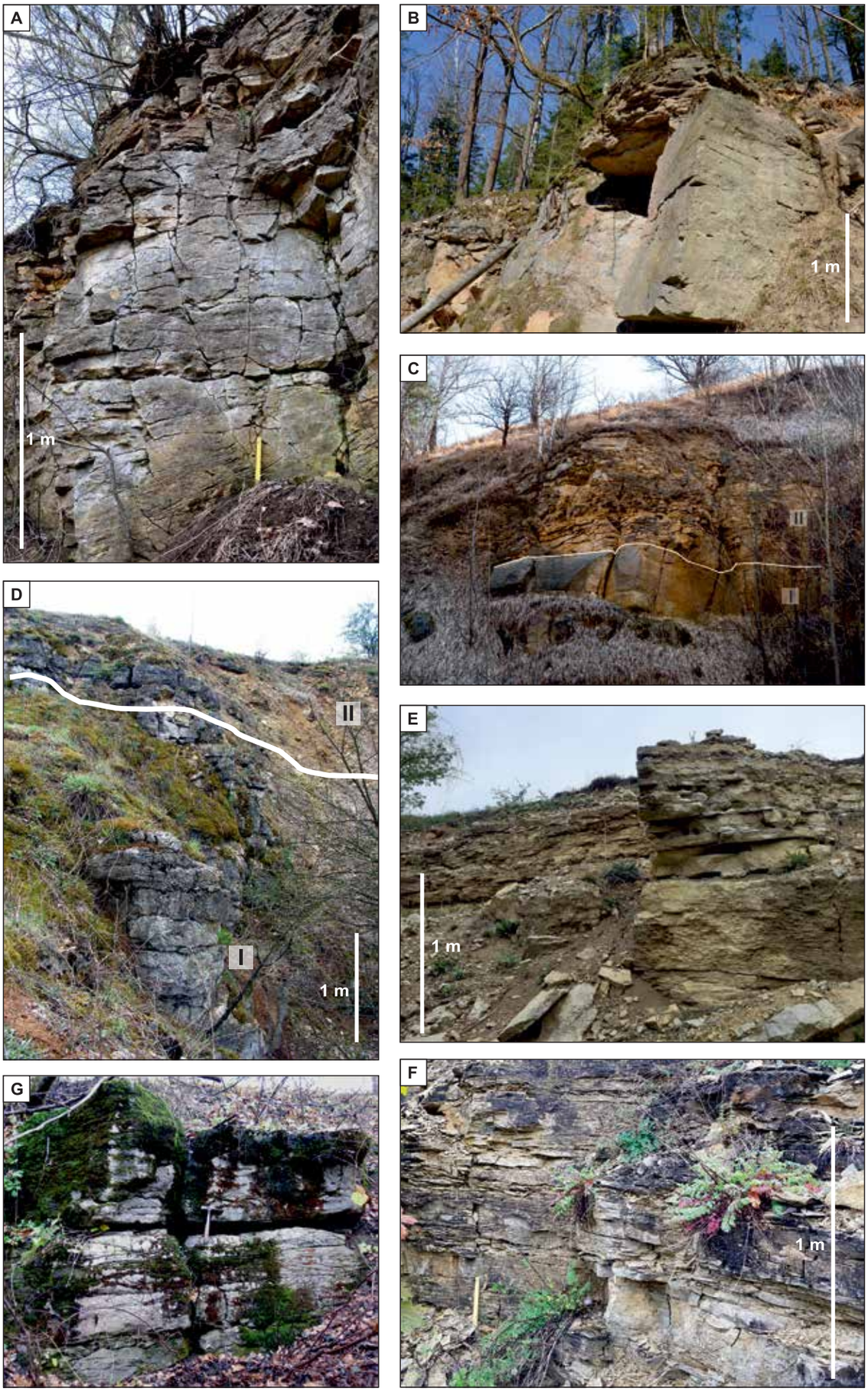


FIG. 16. Osady górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich: **A** – wapienie warstw międzygipsowych retu w kamieniołomie w Piekoszowie; **B** – piaskowce warstw z Krynek w kamieniołomie Gęsbury („Oczy Ziemi") koło Suchedniowa; **C** – piaskowce warstw z Krynek (I) i osady węglanowe wapienia muszlowego (II) w kamieniołomie Witulin w Dołach Biskupich; **D** – wapienie warstw łukowskich (I) i warstw z *Lima striata* (II) dolnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Wolicy; **E** – wapienie warstw z *Lima striata* w kamieniołomie w Wolicy; **F** – wapienie środkowego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Promniku; **G** – wapienie warstw z *Pecten discites* górnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Bliżynie-Gostkowie. Fot. A, D, F – W. Trela; fot. B, C – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – M. Poros; fot. G – Z. Złonkiewicz

TAB. 6. Litostratygrafia górnego pstrego piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar
Formacja z Baranowa	40–200	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gągol (1974); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993, 1998); Romanek (1993, 1995); Romanek (1994); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta (2004); Malec i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006a, c, 2007b); Złonkiewicz (2010, 2019, 2024); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1982); Kuleta i in. (2001, 2005a, b, 2006b, d, 2007e); Kuleta (2004); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Bujok i in. (2008); Żyła i in. (2013); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2024)	kopalnia Baranów w Suchedniowie	rejon Suchedniowa
Warstwy z Radoszyc	20–80	dalekie zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Jurkiewicz (1993); Romanek (1995, 2006a, b); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Dybova-Jachowicz, Laszko (1978); Marcinkiewicz (1978); Malec (1981); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Fijałkowska (2006a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3, głęb. 350–400 m	rejon Radoszyce–Mniów
Warstwy gipsowe dolne	20–40	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a, 1988, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1995); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy między-gipsowe	20–30	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1973, 1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Jewuła i in. (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Liszkowski (1993); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2013, 2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Fijałkowska-Mader (2013); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy gipsowe górne	kilka–27	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973); Romanek (1976); Fijałkowska-Mader (2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy z Wilczkowic	25–85	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1993, 1994, 1995); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Fuglewicz (1980); Malec (1981); Głuchowski, Salamon (2005); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Morawska (1996); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Wilczkowice–Radoszyce
Warstwy z Dalejowa	2–50	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Gągol (1974); Filonowicz (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Romanek (1995); Romanek, Kuleta (2018); Złonkiewicz (2019); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Senkowiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2019)	–	rejon Mniów–Suchedniów
Ogniwo wapieni marglistych z Jarug	kilkadziesiąt cm do1 m	bliskie NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich.	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Romanek (1994)	odsłonięcie w brzegu rzeczki Kamionki w Jarugach	wschodnia część północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich
Warstwy z Krynek	10–40	bliskie północne i NE oraz dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Ptaszyński (1981b); Studencki (1993); Romanek (1993, 1995, 2006a, c); Romanek (1994); Kuleta i in. (2005b); Trela i in. (2007); Trela, Wojtyna (2009); Złonkiewicz (2019); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Karaszewski (1976); Romanek (1976, 2006b); Senkowiczowa (1982); Kuleta i in. (2005b); Fijałkowska (2006b); Niedźwiedzki i in. (2007); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Trela (1998)	–	rejon Wąchock–Krynki

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwag
czerwone, rzadziej różowe i białe (odbarwione) piaskowce średnio- i drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, czerwone mułowce i iłowce, lokalnie z plamistymi białymi i seledynowymi odbarwieniami wokół śladów po korzeniach roślin, tworzące proste cykle sedymentacyjne o miąższości od kilku do kilkunastu metrów; grube, do 4 m, warstwy piaskowca, tworzące dolną część cykli, z intraklastami iłowców i otoczakami hematytu; w górnych iłowcowych członach cykli inicjalne gleby kopalne; cechą charakterystyczną są „polewy" i laminy wzbogacone w hematyt na górnych i dolnych powierzchniach ławic piaskowców	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kręgowców: ryb, płazów i gadów, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias dolny–środkowy; olenek–anizyk, spat–bityn?	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha* (Żyła i in., 2013)	formacja obejmuje utwory określane w starszej literaturze jako: poziom podrudny (Kleczkowski, 1953), warstwy z Radoszyc, warstwy z Wąchocka, warstwy z Młodzaw i warstwy z Łyżew (Senkowiczowa, 1966a, b) i kompleks podwęglanowy (Gągol, 1974); obocznie zazębia się z dolnymi warstwami gipsowymi warstwami międzygipsowymi i górnymi warstwami gipsowymi wyróżnianymi w dalekim zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich
drobnoziarniste piaskowce ciemnoczerwone (wiśniowe); rzadziej różowe, z ziarnami kaolinu, z przewarstwieniami piaskowców gruboziarnistych i mułowców ciemnoczerwonych (wiśniowych) czasem nieco piaszczystych; spoiwo stanowi kalcyt, uwodnione tlenki żelaza, czasem krzemionka lub dolomit	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kręgowców (ryb, płazów i gadów); szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk	poziom palinologiczny megasporowy *Trileites validus* (Fuglewicz, 1973).	niejasna relacja do formacji z Baranowa
szare dolomity, margle i iłowce z przewarstwieniami gipsów, piaskowców i wapieni glaukonitowych	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, kości kręgowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha* (Fijałkowska, Trzepierczyńska ,1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe I korelowane z górną częścią warstw z Wąchocka (Senkowiczowa, 1966a)
szare wapienie margliste, margle dolomityczne, mułowce i iłowce z przewarstwieniami piaskowców	ramienionogi, małże, ślimaki, kości kręgowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Fijałkowska, Trzepierczyńska, 1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	korelowane z warstwami z Młodzaw (Senkowiczowa, 1966a, b)
szare wapienie margliste, margle dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców, gipsu i anhydrytu; zielonkawo-wiśniowe i szare margle dolomityczne, beżowe dolomity i iłowce z przewarstwieniami piaskowców	małże, muszloraczki, kości kręgowców, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe II korelowane z warstwami z Łyżew (Senkowiczowa, 1966a, b)
szare wapienie organogeniczne z podrzędnymi przewarstwieniami dolomitów, margli oraz wiśniowych mułowców i pstrych iłowców, a także z lokalnymi przewarstwieniami gipsu i anhydrytu; w dalekim zachodnim obrzeżeniu w wykształceniu warstw z Wilczkowic zaznacza się wyraźna trójdzielność: dolną część budują czerwone iłowce i takież wapienie, środkową – wapienie szare zbite, lokalnie bitumiczne, z małżami, górną – wapienie z przewarstwieniami wiśniowych mułowców	ramienionogi, małże, ślimaki, liliowce, małżoraczki, muszloraczki, kości kręgowców, otwornice, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, bityn	poziom liliowcowy *Dadocrinus* (Głuchowski, Salamon, 2005); poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006) i megasporowy *Trileites validus* (Fuglewicz, 1980)	korelowane z warstwami z Dalejowa i warstwami z Krynek (Senkowiczowa, 1966a,b) oraz wapieniami marglistymi z Jarug (Barczuk, 1979)
dwa typy osadów: marglisto-dolomityczne, w których podrzędnie występują piaskowce i iły, oraz ilasto-piaskowcowe, w których margli brak lub występują podrzędnie; osady pierwszego typu budują naprzemianlegle margle dolomityczne i dolomity płytkowe żółtoszare, piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, iły i łupki margliste; występuje w nich poziom syderytów ilastych, szarokremowych lub ciemnoszarych, wietrzejących na kolor rdzawy; osady typu drugiego to iły pstre, wiśniowe, żółte oraz plamiste, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych drobnoziarnistych, zlewnych, piaskowców z drobnym żwirkiem, niekiedy limonitycznych, oraz, rzadko, margli dolomitycznych i dolomitów marglistych, z przewarstwieniami limonitów i limonitów piaszczystych	ramienionogi, małże, ślimaki, małżoraczki, kości płazów, zęby rekinów, otwornice, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006)	–
szare, twarde wapienie margliste i dolomity	–	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	–	w schemacie Kulety i Zbroi (2006) ogniwo z Jarug zostało włączone do warstw z Dalejowa
szarożółte, rzadziej różowawe i czerwone piaskowce różnoziarniste z otoczakami kwarcu do 1 cm średnicy z cienkimi przewarstwieniami wiśniowych, zielonkawych, żółtych i fioletowych iłowców, których ilość i miąższość wzrasta we wschodniej części obrzeżenia, lokalnie spotyka się przewarstwienia margli i dolomitów piaszczystych	małże, małżoraczki, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006); w otworze Ostałów PIG 2 Fijałkowska-Mader (2006b) stwierdziła poziom *Perotrilites minor*, co wskazuje na diachronizm jednostki	Barczuk (1979) wprowadził nazwę piaskowce z Bukowia dla warstw z Krynek we wschodniej części NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 7. Litostratygrafia wapienia muszlowego Niżu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja gogolińska	40–80, maks. do ponad 90	monoklina przedsudecka, synklinorium północnosudeckie	badania wapienia muszlowego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej były prowadzone od połowy XIX w.; formacja gogolińska odpowiada wyróżnionym przez Assmanna (1944) warstwom gogolińskim; litostratygrafia Assmanna (1944), przetłumaczona przez Siedleckiego (1949) stała się podstawą do formalizacji jednostki przez **Kowal-Linkę (2008)**; wcześniejsze próby formalizacji przez Senkowiczową (1980) nie zostały sfinalizowane; interpretację wieku formacji przedstawiła Zawidzka (1975a) na podstawie badań litologicznych i biostratygraficznych (konodonty), a dodatkową dyskusję na podstawie magnetostratygrafii przeprowadzili Nawrocki i Szulc (2000); bardzo liczne prace poświęcono zespołowi skamieniałości formacji, z których do najnowszych należą m.in. prace Hagdorna i Głuchowskiego (1993), Senkowiczowej (1998), czy Niedźwiedzkiego (2002); formacja gogolińska była również rozważana w szerszym kontekście sedymentologicznym i genetycznym m.in. w pracach Szulca (2000), Kędzierskiego (2002) i Matysika (2016, 2019). Kowal-Linka (2009) przeprowadziła dalsze badania litostratygraficzne	stratotyp złożony, składający się ze stratotypów podrzędnych jednostek (ogniw i poziomów)	Wyżyna Śląsko-Krakowska
Warstwy margliste	do ok. 30	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy faliste	ok. 30–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1964, 1971)** i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy piankowe	ok. 40–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)** i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Formacja górażdżańska	6–27, przeważnie 15–20	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom górażdżańskim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994); **Niedźwiedzki (2000)**; Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom Górażdże; hipostratotyp – kamieniołom Strzelce Opolskie	Śląsk Opolski
Formacja dziewkowicka	7–19, przeważnie 11–15	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom terebratulowym, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994); **Niedźwiedzki (2000)**; Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom w Dziewkowicach; hipostratotyp – kamieniołom I na Górze Św. Anny („Amfiteatr")	Śląsk Opolski
Formacja karchowicka	10–17	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom karchowickim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994), **Bodzioch (1997)**; Szulc (2000); Matysik (2010, 2016)	holostratotyp – kamieniołom Zakładów Przemysłu Wapienniczego w Tarnowie Opolskim; hipostratotyp – kamieniołom cementowni „Strzelce Opolskie" w Strzelcach Opolskich	zachodnia część Górnego Śląska (Śląsk Opolski), od Rogowa Opolskiego po południk przechodzący przez Tarnowskie Góry
Warstwy glaukonitowe	od kilku do ok. 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy ceratytowe	zwykle kilkanaście do ponad 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Formacja fromborska	zwykle ok. 30, miejscami dochodzi do 50, a nawet 70	monoklina mazursko-podlaska (północna część)	jednostka wprowadzona przez **Strzeleckiego (1980)** podczas opracowywania osadów triasu NE Polski pod kątem ich potencjału złożowego rud uranu; stosowana głównie w pracach stratygraficznych i kartograficznych (m.in. Gajewska, 1988; Becker i in., 2008; Podhalańska, 2012; Franz i in., 2021)	–	NE część Niżu Polskiego
Warstwy diploporowe	z reguły od kilku do ok. 50	monoklina śląsko-krakowska	liczne prace litologiczno-litostratygraficzne (m.in.: **Lehmann, Füchsel, 1780 *w:* Assmann, 1944**; Kłapciński, 1959; Wyczółkowski, 1978; Śliwiński, 1978), sedymentologiczne i sedymentologiczno-stratygraficzne (m.in.. Szulc, 2000; Matysik, 2014, 2016); mineralogiczno-złożowe (m.in. Śliwiński, 1978; Gałkiewicz, Śliwiński, 1985; Pieczonka, 2011; Mikulski i in., 2013, 2017)	–	Wyżyna Śląska i Wyżyna Krakowsko-Częstochowska

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
zbudowana z: kremowych, szarych i różowawych, grubo-, średnio- i cienkoławicowych wapieni organodetrytycznych; kremowych i szarych, średnio- i cienkoławicowych wapieni pelitowych, często o strukturze falistej lub falisto-gruzłowej; żółtawych i pomarańczowych dedolomitów (wapienie margliste); szarych wapieni piaszczystych; zlepieńców śródformacyjnych; szarych i brązowych margli, zazwyczaj złupkowanych. Jednostki podrzędne (od spągu do stropu): 1) ogniwo wapienia krynoidowego z Zakrzowa, 2) ogniwo margla ze Skały, 3) ogniwo wapienia komórkowego z Emilówki, 4) poziom wapienia marglistego z Odrowąża, 5) poziom wapienia z Malni, 6) ogniwo wapienia falistego z Ligockiej Góry; w obrębie 1): warstwa wapienia pelitowego z Krapkowic, warstwa wapienia organodetrytycznego z Dąbrówki, warstwa wapienia organodetrytycznego z Podboru; w obrębie 2): warstwa zlepieńca śródformacyjnego z Kociny; w obrębie 3): warstwa wapienia organodetrytycznego z Karłubca, warstwa wapienia marglistego z Otmętu	zróżnicowane gatunkowo małże, ślimaki i ramienionogi, liliowce z rodzajów *Dadocrinus* i *Holocrinus*, zróżnicowane skamieniałości śladowe, rzadziej: małżoraczki, wężowidła, jeżowce, łódkonogi, głowonogi oraz elementy szkieletowe ryb, płazów i gadów	trias środkowy; anizyk; być może również najwyższy trias dolny; najwyższy olenek	głównie konodontowa; podpoziom *Neospathodus germanicus* oraz najniższa część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy najniższą część dolnego wapienia muszlowego
margle szare, przeławicone wapieniami marglistymi szarymi z liczną fauną; nagromadzenia skorup nadają skale miejscami teksturę gruzłową	w przeławiceniach wapiennych liczna fauna głównie *Myophoria vulgaris* Schloth; pojedyncze liliowce	trias dolny/środkowy	poziom miosporowy *Perotrilites minor*	najniższa część dolnego wapienia muszlowego; wcześniej określane jako „warstwy myoforiowe" (Gajewska, 1964, 1971) i włączane do najwyższego pstrego piaskowca (retu); różne przesłanki co do przynależności chronostratygraficznej (trias dolny lub środkowy)
wapienie margliste szare, nieregularne przeławicenia iłowców i margli ciemnoszarych; pojedyncze przewarstwienia wapieni drobnokrystalicznych jasnoszarych i szarobeżowych ze szczątkami przekrystalizowanej fauny	przekrystalizowana w nielicznych przewarstwieniach wapieni drobnokrystalicznych (małże)	trias środkowy; anizyk	poziom miosporowy *Perotrilites minor;* poziom małżoraczkowy *Judahella teorfatia III*	środkowa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego *Wellenkalk*; Gajewska (1964, 1971) stosowała pojęcie serii wapieni falistych
jasnobeżowe wapienie, miejscami oolitowe, mniej lub bardziej porowate; przewarstwienia wapieni falistych oraz szarych wapieni drobnokrystalicznych z liczną przekrystalizowaną fauną muszlową i liliowcami	w niektórych przewarstwieniach liczna fauna (małże, ramienionogi, liliowce)	trias środkowy; anizyk	poziom konodontowy *kockeli*; poziom miosporowy *Perotrilites minor*; poziom małżoraczkowy *Judahella teorfatia III*	najwyższa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego *Schaumkalk*; Gajewska (1971) stosowała pojęcie serii wapieni piankowych
trzy kompleksy średnio- i gruboławicowych wapieni ziarnistych z onkoidami i bioklastami, rozdzielone dwoma kompleksami wapieni mikrytowych (pelitowych lub kostkowych); jednostki podrzędne: ogniwo mikrytu z Kamiennej, ogniwo mikrytu z Wysokiej, ogniwo ziarnitu z Choruli, ogniwo ziarnitu z Ligoty, ogniwo ziarnitu z Rogowa	w wapieniach ziarnistych występuje bardzo bogaty ilościowo i jakościowo zespół skamieniałości; z ramienionogów najliczniejsze są *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*, a małży – *Entolium discites*, pospolite są ślimaki, zwłaszcza *Neritaria* i *Worthenia* oraz liliowce *Encrinus*, wśród otwornic przeważa *Glomospira densa*; w wapieniach mikrytowych występują skamieniałości śladowe *Balanoglossites* i *Palaeophycus*	trias środkowy; anizyk, pelson niższy	głównie konodontowa; dolna część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy środkową część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
cienkoławicowe margle i wapienie margliste (w części dolnej) oraz wapienie faliste i gruzłowe z ławicami muszlowców terebratulowych (w części górnej); między nimi leżą ławice wapieni liliowcowych; jednostki podrzędne: ogniwo enkrynitu z Góry Św. Anny, ogniwo margla z Kamionka, ogniwo muszlowca z Chełma	zespół skamieniałości jest liczny, ale słabo zróżnicowany taksonomicznie; w zależności od litologii dominuje ramienionóg *Coenothyris vulgaris*, małże *Enantiostreon difformae*, *Gervillia* i *Plagiostoma*, liliowce *Eckicrinus* i *Holocrinus*; najczęstsze skamieniałości śladowe to: *Balanoglossites*, *Palaeophycus* oraz *Thalassinoides*	trias środkowy; anizyk, pelson wyższy	głównie konodontowa; górna część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy wyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
cienko-, średnio- i gruboławicowe, lokalnie silnie kawerniste i zawierające krzemienie wapienie szkarłupniowo-muszlowe i pelityczne (te ostatnie zwykle zbioturbowane) o barwie beżowej; w wapieniach występują biohermy gąbkowe, koralowcowe oraz gąbkowo-liliowcowo-koralowcowe; w wapieniach szkarłupniowo-muszlowych powszechne są warstwowania przekątne w dużej i małej skali, riplemarki falowe, uziarnienia frakcjonalne i rynny erozyjne; jednostki podrzędne: ogniwo wapienia ze Strzelec Opolskich (w tym warstwa wapienia gąbkowego z Szymiszowa i warstwa wapienia krynoidowego ze Szczepanka), ogniwo wapienia z Kamienia Śląskiego, ogniwo wapienia z Tarnowa Opolskiego (w tym warstwa wapienia biohermalnego z Rajsówki i warstwa wapienia riplemarkowego z Kosorowic)	bardzo bogaty zespół skamieniałości, najbardziej charakterystyczne są: gąbki krzemionkowe, koralowce, ramienionogi (szczególnie *Mentzelia mentzeli* i *Punctospirella*), jeżowce oraz liliowce (szczególnie *Silesiacrinus silesiacus*), najbardziej typowe skamieniałości śladowe to *Thalassinoides* i *Balanoglossites*	trias środkowy; anizyk: pogranicze pelsonu i illyru	głównie konodontowa; pogranicze poziomów *Neospathodus kockeli* i *Godolella excelsa*	formacja tworzy najwyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
wapienie drobnokrystaliczne, w dolnej części z laminami ilastymi podkreślającymi ślady rozmyć; miejscami dość liczne skupienia glaukonitu	dość liczna fauna małży i ramienionogów	trias środkowy; anizyk/ladyn	poziom małżoraczkowy *Gemanella schweyeri* V; poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus–Tasmanistes*	niższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
głównie utwory ilasto-margliste z miąższymi przewarstwieniami wapieni marglistych, szarych lub drobnokrystalicznych oraz zlepów muszlowych; miejscami w części przystropowej występuje spiaszczenie osadu lub wprysnięcia anhydrytu	stosunkowo liczna fauna małży i ceratytów	trias środkowy; ladyn	poziom małżoraczkowy *Gemanella schweyeri* V; poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus–Tasmanistes*; poziom megasporowy *Capillisporites germanicus*	wyższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
głównie szare osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych oraz skał węglanowych (węglany najczęściej w spągu wydzielenia)	w przewarstwieniach wapieni źle zachowane: małże, skorupiaki, ramienionogi, łuski ryb	trias środkowy	zespoły miosporowe: *Tsugaepollenites oriens* oraz *Perotrilites minor*	formacja (bez pracy formalizującej) w obrębie grupy wapienia muszlowego, oboczna facjalnie w stosunku do klasycznych węglanowych osadów tej grupy
przeważają dolomity drobnokrystaliczne żółte, szarożółte, jasnożółte do białych, niekiedy z domieszką ooidów, głównie gruboławicowe; spotyka się konkrecje krzemieni brunatnych lub szarych; ku NW obszaru występowania pojawiają się wapienie (jasnoszare, słabo ilaste), stanowiące miejscami znaczną część profilu jednostki; okruszcowanie związkami cynku i ołowiu głównie w dolomitach	różnorodne, źle zachowane: liliowce, ramienionogi, małże, ślimaki, korale, glony	trias środkowy; anizyk	wyższy poziom konodontowy *excelsa*; poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtIV	wydzielenie włączane do środkowego wapienia muszlowego; odpowiednik dolomitów diploporowych; paralelizowane z warstwami jemielnickimi

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Warstwy tarnowickie	ok. 10	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Assmann, 1944**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy wilkowickie	do ok. 20	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Assmann, 1944; **Kłapciński, 1959**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy boruszowickie	ok. 8–12, maks. do 50	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in: **Assmann, 1944**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy jemielnickie	ok. 30	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Kotlicki, 1974**; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy z Rybnej	ok. 15	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Kotlicki, 1974**; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy olkuskie	ok. 40	wschodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne (m.in.: **Śliwiński, 1961**; Kotlicki, 1974; Matysik, 2014, 2016)	–	wschodnia część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

formacja chrzanowska (Bilan, 1976). Jednostki te są korelowane z warstwami gipsowymi dolnymi, do których włączany jest tutaj poziom tzw. dolomitu granicznego (Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997; Becker i in., 2008). Utwory odpowiadające piaskowcowi trzcinowemu są włączane do formacji bolesławskiej, a ich piaskowcowe facje wydziela się też jako warstwy (piaskowce) z Piotrowiny (Bilan, 1976; Kotlicki, 1974; Kotlicki, Włodek, 1976; Kotlicki, 1995 *w:* Szulc, Racki, 2015) wykreowane odpowiednio dla wschodniej i zachodniej części obszaru. Powyżej utworów paralelizowanych z piaskowcem trzcinowym Szulc i Racki (2015) wprowadzili szczegółowo zdefiniowaną formację pstrych mułowców i węglanów z Grabowej (formacja z Grabowej), obejmującą zespół urozmaiconych litologicznie utworów wyższego kajpru śląsko-krakowskiego (fig. 19G, H, 23; tab. 9). W wyższej części formacji wyróżniono ogniwo wapienia woźnickiego, a wydzielane wcześniej w regionie brekcje lisowskie uznano za powtarzające się w profilu formacji horyzonty przemytych gleb kopalnych typu kalcisoli (Szulc, Racki, 2015). Formacja z Grabowej *sensu* Szulc i Racki (2015) rozszerzyła wcześniej zdefiniowaną przez Bilana (1976) formację grabowską o wydzielane poniżej iłowce z Kluczy i warstwy (margiel) z Lublińca oraz wydzielaną powyżej formację wojsławicką (Bilan, 1976; Kotlicki, 1995 *w:* Szulc, Racki, 2015; Szulc, Racki, 2015). W podziale stosowanym dla pozostałej części Niżu Polskiego formacja z Grabowej odpowiada warstwom gipsowym górnym, jarkowskim i zbąszyneckim (Szulc, Racki, 2015; fig. 20, 23). Szulc i Racki (2015) skorelowali utwory formacji połomskiej, przykrywające formację z Grabowej, z warstwami wielichowskimi.

Utwory kajpru w synklinorium północnosudeckim opisano tylko z jednego otworu – Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970; fig. 8). Obejmują one warstwy sulechowskie, dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy i górne warstwy gipsowe (tab. 3; fig. 14), które są wykształcone tak samo jak na monoklinie przedsudeckiej (por. Milewicz, 1985).

1.2. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Anna Becker

Stratygrafia sekwencji triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego jest najlepiej opracowana dla górnego pstrego piaskowca (głównie „formacji" retu) oraz wapienia muszlowego i niższego kajpru. Jest to sukcesja rozwinięta w środowisku płytkiego morza epikontynentalnego, dla której interpretacja ciągów systemów depozycyjnych, w kontekście zmian względnego poziomu morza, ma w pełni logiczne uzasadnienie. Sukcesja ta jest również dobrze odsłonięta na obszarze śląsko-krakowskim, co umożliwia szczegółowe interpretacje środowiskowe. Zastosowanie klasycznej stratygrafii sekwencji dla niższego pstrego piaskowca i wyższego kajpru jest postrzegane w literaturze jako trudne i dyskusyjne. Trudność (oprócz jednoznacznego wskazania eustatyki jako głównego elementu warunkującego depozycję) dotyczy bowiem nie tylko dyskusyjnych zasadniczych założeń paleogeograficznych, zwłaszcza dla wczesnego triasu, lecz także braku jednoczasowych horyzontów odniesienia do interpretacji sekwencyjnych, ze względu na ubogi zasób danych biostratygraficznych. Tym niemniej pierwszą, wstępną koncepcję podziału na sekwencje depozycyjne triasowej sukcesji Niżu Polskiego zaproponowali Szulc (1995) oraz Beutler i Szulc (1999). Koncepcja ta została dość szczegółowo rozwinięta dla sukcesji obejmującej górny pstry piaskowiec, wapień muszlowy oraz niższy kajper (Szulc, 2000; Kędzierski, 2002; Matysik, 2014). Dla niższej części pstrego piaskowca zaproponowano regionalny schemat sekwencyjny, opierający się na metodologii cykli poziomu bazowego (Becker, 2005), omówiony w końcowej części rozdziału, oraz bardziej lokalne interpretacje klasycznych sekwencji depozycyjnych, obejmujące również wyższą część kajpru (np. Iwanow, 2012; Feldman-Olszewska, 2014a, b). Dla utworów najwyższego triasu (ogólnie wyższy środkowy i górny kajper) brak jest regionalnych interpretacji sekwencyjnych, mimo próby podjętej przez Krzywca (2000).

W górnym pstrym piaskowcu Szulc (2000, 2014) wydzielił dwie sekwencje depozycyjne S1 i S2 (fig. 5, 24). Dolne granice obu sekwencji są związane z lukami stratygraficznymi, przy czym spąg sekwencji S2 jest podkreślony poziomami wietrzeniowymi i paleoglebami. Obie sekwencje mają podobną budowę: ciąg LST budują osady równi mułowej lub sebhy, ciąg TST to węglany z powierzchnią (strefą) maksymalnego zalewu zaznaczającą się występowaniem szczególnie licznej fauny. W sekwencji S1 na Górnym Śląsku występują w tej pozycji wśród fauny również liczne głowonogi. Ciąg HST to głównie osady restrykcyjnego szelfu węglanowego, sebhy oraz równi mułowej i piaszczystej. Na Górnym Śląsku sekwencje te można odnieść w przybliżeniu odpowiednio do dolomitów i wapieni retu. Na Niżu Polskim, w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, sekwencja S1 obejmuje dolny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe I), kompleks międzyewaporatowy (warstwy międzygipsowe), górny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe II) oraz najniższą część kompleksu nadewaporatowego (warstwy z Wilczkowic; Szulc, 2014). Sekwencja S2 obejmuje zasadniczą część kompleksu nadewaporatowego (warstw z Wilczkowic; Szulc, 2014).

W dolnym i środkowym wapieniu muszlowym wyinterpretowano (Szulc, 2000, 2014, z uzupełnieniami Matysika, 2014, 2016) cztery sekwencje wieku anizyjskiego (An1–An4 lub A1–A4; fig. 5, 18).

TAB. 7 cd.

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
dolomity pelitowe, często płytkowe, margliste, cienko warstwowane, z domieszką minerałów ilastych, łyszczyków i kwarcu; podrzędnie z przewarstwieniami czystych dolomitów i wapieni (w tym dolomitycznych) oraz margli dolomitycznych z gipsem, rzadziej anhydrytem	nieliczna fauna i flora, miejscami częstsza	trias środkowy; anizyk	poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtlV	pierwotnie przez Assmanna (1944) zdefiniowane warstwy tarnowickie (z Tarnowic) składały się z części dolnej i górnej i włączane były do górnego wapienia muszlowego; Kotlicki (1974), zaliczył do warstw tarnowickich tylko dolną część pierwotnego wydzielenia; obecnie zalicza się je do środkowego wapienia muszlowego
zlepieniec zbudowany z otoczaków wapieni, często organodetrytycznych, dolomitów i margli, spojonych ciemnoszarym marglem, przechodzący ku górze w wapienie margliste żółte i dolomity; w stropie przewarstwienia oolitowe	obfita fauna: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; ladyn	poziom konodontowy 2–3 i najniższy 4; poziom otwornicowy *Glomospira densa*; poziomy amonitowe (od dołu): ?*pulcher*, *robustus*, *compressus*, *evolutus*, *spinosus*; zespół sporowo-pyłkowy ZtlV	niższa część górnego wapienia muszlowego; pierwotnie wydzielano konglomerat z Wilkowic (warstwy z Wilkowic) oraz warstwy z Wilkowic (warstwy z kolonii Wilkowice, niem. *Georgendorfer Schichten*), połączone później w jedno wydzielenie warstw z Wilkowic; wg podziału Kotlickiego (1974) wraz z górnymi warstwami z Tarnowic tworzą warstwy z Rybnej
iłowce dolomityczne, margliste i margle, ciemnoszare, łupkowate z cienkimi przewarstwieniami dolomitów, dolomitów mułowcowych, wapieni, mułowców i piaskowców	liczne głowonogi, małże, małżoraczki, łuski ryb i fragmenty kości, tworzące miejscami ławice brekcji kostnej; flora: skrzypy	trias środkowy; ladyn	poziom konodontowy 4; poziom amonitowy *enodis*; zespół sporowo-pyłkowy ZtV (część najwyższa)	najwyższa część górnego wapienia muszlowego
charakterystyczna jest znaczna regionalna zmienność litologiczna: różnego typu dolomity (w tym diploporowe, gruzłowate i zlepieńcowate) oraz wapienie (m.in. gruzłowate i zlepieńcowate)	nieliczne, źle zachowane	trias środkowy; anizyk	prawdopodobnie jak dla warstw diploporowych	włączane do środkowego wapienia muszlowego wykreowane jako synonim dolomitów diploporowych dla obszaru Górnego Śląska; stosunkowo rzadko stosowane w literaturze
wapienie miejscami detrytyczne, miejscami zlepieńcowate z obfitą fauną; podrzędnie dolomity i margle	liczne: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; ladyn	poziomy konodontowe 1–3 i najniższy 4; wyższy poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtV	najniższa część górnego wapienia muszlowego; odpowiada wydzielanym pierwotnie przez Assmanna (1944) górnym warstwom z Tarnowic oraz warstwom wilkowickim; rzadko stosowane w literaturze
w dolnej części dominują wapienie sparytowe, oolitowe, miejscami porowate (typu wapieni piankowych); w wyższej części dominują wapienie drobnokrystaliczne i mikrytowe z falistymi przewarstwieniami ilastymi (typ wapieni falistych); często zdolomityzowane i okruszczowane	fauna nieliczna	trias środkowy; anizyk	–	warstwy olkuskie wydzielono jako litostratygraficzny odpowiednik warstw górażdżańskich, terebratulowych i karchowickich (obecnie formacje: górażdżańska, dziewkowicka i karchowicka), które ku wschodowi są niemożliwe do rozdzielenia; zdolomityzowane i okruszczowane warstwy olkuskie tworzą tzw. dolomit kruszconośny

Spąg sekwencji An1 wyznaczają zdiagenezowane meteorycznie, halitonośne, kawerniste węglany (wapienie komórkowe), które przechodzą w bioklastyczne wapienie ciągu transgresywnego najniższej formacji gogolińskiej. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza horyzont twardego dna inkrustowany małżami *Plagiostoma* w sukcesji cienkoławicowych wapieni głębokomorskich. Granica sekwencji An2 leży w spągu drugiego poziomu poewaporatowych węglanów kawernistych. Ciąg TST budują wapienie głębokomorskie z tempestytami wyższej formacji gogolińskiej czy też warstw falistych. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza, uboga w cienkie przewarstwienia dystalnych tempestytów, stropowa partia formacji gogolińskiej, a na Niżu Polskim – pojawienie się konodontów *Nicoraella kockeli* (Tatge) w stropowej części warstw falistych (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Ciąg HST reprezentują wapienie bioklastyczne, ooidowe i onkolitowe formacji górażdżańskiej oraz niższa część warstw piankowych na Niżu Polskim (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Dolną granicę sekwencji An3, podkreśloną powierzchnią ferrikretową (Matysik, 2016), tworzą przeobrażone w wyniku meteorycznej diagenezy osady płycizn ooidowo-onkolitowych w stropowej części formacji górażdżańskiej i warstw piankowych. Ciąg TST jest reprezentowany przez drobnolaminowane, głębokomorskie wapienie z ubogą gatunkowo fauną (głównie ramienionogi *Coenothyris vulgaris*) i nielicznymi skamieniałościami śladowymi, deponowanymi w restrykcyjnych warunkach środowiskowych, typowych dla szybko postępującej transgresji. Strefa maksymalnego zalewu sekwencji An3 jest uważana za maksimum transgresji anizyjskiej w całym basenie środkowej Europy (Szulc, 2000, 2007a; Matysik, 2016). Wyznaczają ją osady wyższej formacji dziewkowickiej oraz poziom rozmytego, spoistego dna (*firmground*) w najwyższej części warstw piankowych. Ciąg HST reprezentują wapienie z bogatym zespołem skamieniałości śladowych, świadczącym o dobrym natlenieniu zbiornika oraz wysokoenergetyczne kalkarenity i budowle gąbkowo-koralowcowe formacji karchowickiej. Najwyższą część sekwencji An3 tworzą debryty onkolitowe i algowe oraz płytkomorskie wały ooidowe warstw diploporowych. Dolna granica sekwencji An4 jest podkreślona poziomami paleogleb, strukturami krasowymi oraz osadami plai zarówno w warstwach tarnowickich na Śląsku, jak i w najniższej części środkowego wapienia muszlowego Niżu Polskiego. Stromatolity gąbkowo-mikrobialne oraz pozbawione skamieniałości dolomity reprezentują ciąg LST. Dolomity i ubogie w faunę wapienie wyznaczają strefę maksymalnego zalewu, a dolomity i wapienie ze strukturami emersyjnymi i wpryśnięciami czy laminami siarczanów reprezentują ciąg HST. Sekwencja An4, zdaniem Szulca (2000, 2007a, 2014), obejmuje zasadniczą część warstw tarnowickich na Śląsku oraz środkowego wapienia muszlowego na Niżu Polskim. Kolejne sekwencje depozycyjne, wieku zasadniczo ladyńskiego, są oznaczane symbolami La1–La3 (lub L1–L3; Szulc, 2000, 2007a, 2014). Spąg sekwencji La1 wyznacza horyzont ze strukturami krasowymi i paleoglebami na pograniczu warstw tarnowickich i wilkowickich na Śląsku oraz warstwą stromatolitu w spągu warstw glaukonitowych otworu Gorzów Wielkopolski IG 1. Spąg ten jest stosunkowo słabo rozpoznany w polskiej części basenu. Osady ciągu LST są reprezentowane przez wapienie dolomityczne, a ciąg transgresywny budują skondensowane wapienie warstw wilkowickich. Maksimum zalewu wyznacza w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 horyzont z bogatym zespołem fauny, w tym z liliowcami, w warstwach glaukonitowych. Charakterystyczne dla tego maksimum jest występowanie ramienionoga *Coenothyris cycloides*. Ciąg HST reprezentują margle i morskie osady drobnoklastyczne warstw boruszowickich na Śląsku oraz warstw ceratytowych Niżu Polskiego. Matysik (2016, 2019) połączył osady sekwencji An4 i La1 w jedną, czwartą sekwencję w obrębie wapienia muszlowego (fig. 18).

Sekwencja La2 jest zapisana w sukcesji triasowej Śląska jedynie szczątkowo, w postaci wciętych dolin rzecznych najniższego dolnego kajpru, ze względu na marginalne położenie tego obszaru i jego emersję na tym etapie historii basenu (fig. 23; Szulc, 2007a, b). W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 istnieje rozbieżność między interpretacjami Szulca (2014) i Feldman-Olszewskiej (2014b), dotyczącymi granic sekwencji w strefie przejściowej między wapieniem muszlowym a kajprem. Szulc (2014) uznał, że sekwencje depozycyjne wapienia muszlowego (dokładnie sekwencję L1) kończy erozyjna granica spągowa dolnego kajpru. Feldman-Olszewska (2014b) natomiast zinterpretowała niższe warstwy sulechowskie (niższy dolny kajper) jako osad ciągu HST najwyższej sekwencji wapienia muszlowego (sekwencja T2 wg Feldman-Olszewskiej, 2014b).

Kolejna sekwencja depozycyjna, oznaczona na Śląsku jako La3, a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-1, obejmuje osady najwyższego dolnego kajpru oraz najniższego kajpru środkowego (fig. 23). Jej dolną granicę wyznacza w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 spąg osadów fluwialnych, reprezentujących ciąg LST, zalegających na osadach płytkomorskich. Na Śląsku granica ta jest słabo czytelna, a sukcesję sekwencji La3 rozpoczynają transgresywne, płytkomorskie osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami dolomitów. Maksimum zalewu wyznaczają tu warstwy z Opola (tzw. dolomit graniczny), a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 – spąg sukcesji bogatej w przewarstwienia anhydrytowe w najniższej części warstw gipsowych dolnych (Feldman-Olszewska, 2014b). Ciąg HST reprezentują osady sebhy, plai i równi mułowej dolnych warstw gipsowych (warstwy z Potempy i formacja chrzanowska na Śląsku).

TAB. 8. Litostratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecce miechowskiej

Nazwa	Miąż-szość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Warstwy wolickie	3–6	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Trammer (1975); Romanek (1976, 1995, 2006a); Kostecka (1978); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982, 1989); Liszkowski (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	odsłonięcia w miejscowości Wolica	rejon Wolicy
Warstwy faliste	4–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a, 2018); Kostecka (1979); Pawłowska (1978, 1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy łukowskie	10–30	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c,1976a, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Kostecka (1979); Romanek (1982); Złonkiewicz (1998, 2024); Szulc (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981b, 1995, 2006a); Trammer, Mizerski (1976); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy z *Lima striata*	10–22	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich z wyjątkiem NE części, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974a,b,c, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Kostecka (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Filonowicz, Lindner (1987); Nawrocki, Szulc (2000); Szulc (2015a, b); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1956); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981a, b, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); Bodzioch (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy poddolomitowe	4–12	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Pawłowska (1978, 1979); Jurkiewicz (1980a, b)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy dolomitowe	6–19	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygrafia: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Dybova-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Romanek (2006b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy naddolomitowe	3–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek (2006a, c); Romanek, Kuleta (2018); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a, 2006b); Jurkiewicz (1980a, b, 1988, 1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy z *Pecten discites*	1–9	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1981a, d, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1982, 1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1989, 1991); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Romanek, Kuleta (2018)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy ceratytowe	5–10	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974, 1976a, 1980a, b, 1993); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1981a, d, 1995); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Studencki (1998); Nawrocki, Szulc (2000); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972); Styk (1965); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1982, 1989, 1991); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader (2006b, 2018b); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Bodzioch (1984)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc

Litologia	Skamieniałości:	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwag
wapienie drobnokrystaliczne, organogeniczne, jasnoszare z przewarstwieniami zlepieńców śródformacyjnych	małże, ślimaki, szkarłupnie, fragmenty kości, łuski i zęby ryb; ichnofauna: ślady bezkręgowców; detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom małżoraczkowy *Judahella pulchra,* poziom otwornicowy *Meandrospira deformata*	–	–
wapienie pelityczne z przewarstwieniami wapieni falistych, gruzłowych i liliowcowych	małże, małżoraczki, szkarłupnie, strzykwy (skleryty); gąbki (igły); zęby i kości ryb, konodonty, skolekodonty, otwornice; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, egej	poziom konodontowy *Neogondolella regale,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziom otwornicowy *Meandrospira deformata*	–	–
wapienie pelityczne, wapienie margliste, wapienie liliowcowe, konkrecje krzemienne	małże, ślimaki, szkarłupnie, skleryty strzykw, igły gąbek, małżoraczki, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty, glony; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy, anizyk, bityn–pelson	poziomy konodontowe: *Neogondolella regale, Nicoraella kockeli–Neogondolella bulgarica,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziomy otwornicowe: *Meandrospira deformata* i *Glomospira densa*	–	–
wapienie pelityczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie gruzłowate, szare i oliwkowe łupki ilaste i margliste	gąbki, koralowce, małże, ślimaki, głowonogi, szkarłupnie, ramienionogi, kości płazów, małżoraczki, skleryty strzykw, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, pelson–illyr	poziom konodontowy *Nicoraella kockeli–Neogondolella bulgarica,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziom otwornicowy *Glomospira densa*	zona HC1r i dolna część zony HC1n	po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej *Lima striata* Schlotheim za synonim *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991, M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z *Plagiostoma striatum*
margle i wapienie	małże, ślimaki, kości płazów, zęby, łuski i kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	górna część zony HC1n i dolna część zony HC2r	–
dolomity, margle dolomityczne, wapienie dolomityczne, iłowce, gipsy, anhydryty	małże, ślimaki, małżoraczki, zęby ryb, miospory, detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, illyr	poziom miosporowy *Tsugaepollenites oriens*	zona HC2r	–
wapienie z przewarstwieniami margli i iłów, piaskowce wapniste	małże, ślimaki, kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	zona HC2r	–
wapienie drobnokrystaliczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, żółtawe lub jasnoszare z przewarstwieniami szarych iłów, iłowców i margli, lokalnie nagromadzenia skorup małży *Entolium discites* o charakterze muszlowca	małże, ślimaki, ramienionogi, głowonogi, szkarłupnie, konodonty, kości i zęby ryb, kości gadów, mega- i miospory	trias środkowy; anizyk–ladyn, illyr–fassan	poziom amonitowy *pulcher*?, poziom konodontowy 1 *Neogondolella mombergensis – Chirodella dinodoides* i dolna część poziomu 2 *Neogondolella mombergensis,* podpoziom *Tasmanites* poziomu miosporowego *Heliosaccus dimorphus*	górna część zony HC2n, zona HC3r i dolna część zony HC3n	warstwy nazywane warstwami pektenowymi (Rubinowski, 1974); po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej *Pecten discites* Schlotheim za synonim *Entolium discites* (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991; M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z *Entolium discites*
wapienie, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, mułowce, iłowce, piaskowce	małże, ślimaki, głowonogi, ramienionogi, konodonty, otwornice, kości, zęby i łuski ryb, kości gadów, mega- i miospory; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; ladyn, fassan	poziomy amonitowe: *robustus, compressus, evolutus, spinosus, postspinosus, enodis,* poziomy konodontowe: górna część poziomu 2 *Neogondolella mombergensis,* poziom 3 *Neogondolella media*, poziom 4 *Neogondolella haslachensis,* podpoziom *Tasmanites* poziomu miosporowego *Heliosaccus dimorphus*, poziom megasporowy *Capillisporites germanicus*	górna część zony HC3n i zona HC4r	–

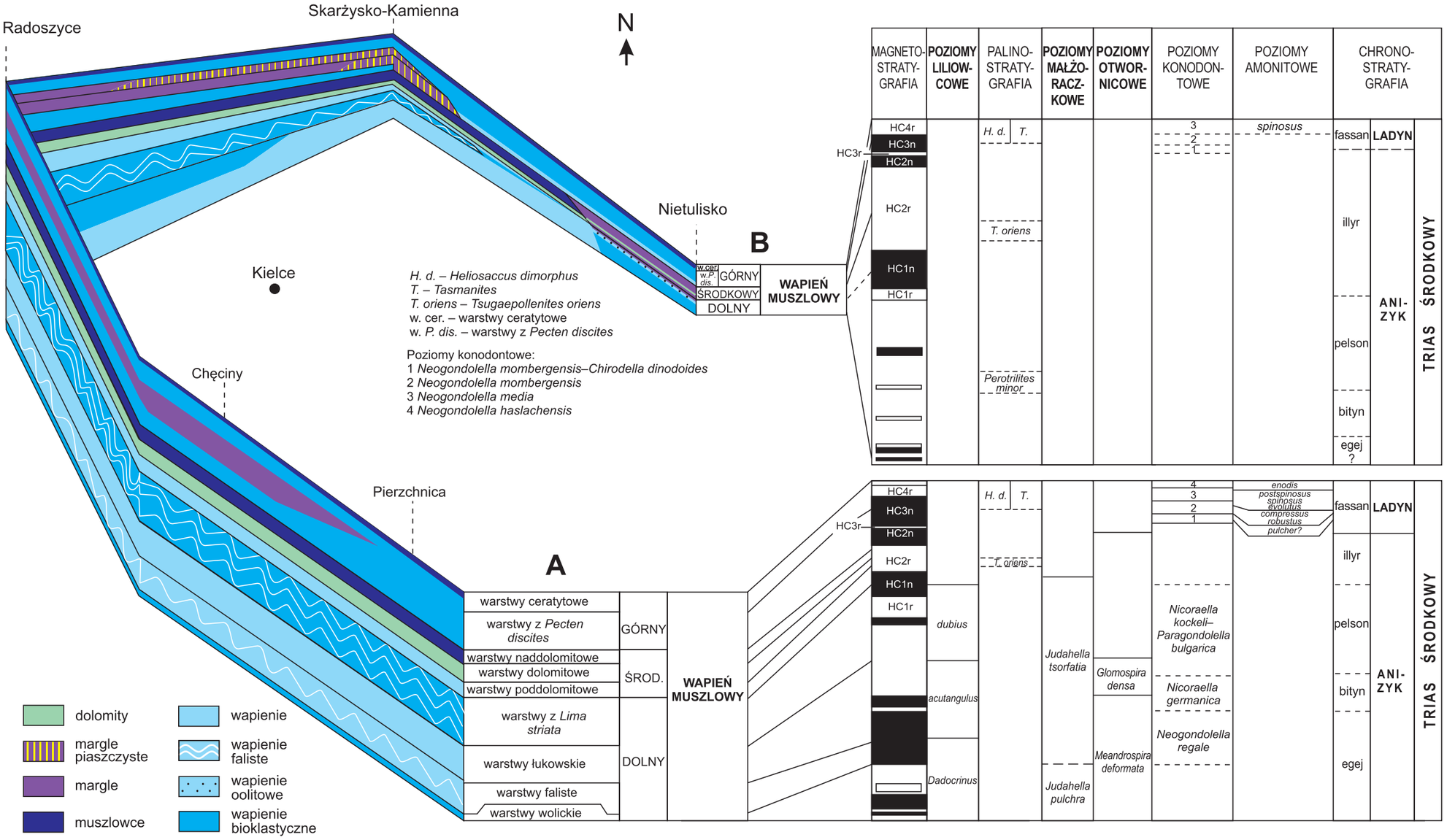


FIG. 17. Stratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Senkowiczowej (1979a, 1989), Ptaszyńskiego (1981a, b); magnetostratygrafia wg Nawrockiego, Szulca (2000a, b); poziomy liliowcowe wg Głuchowskiego, Salamona (2005); palinostratygrafia: A – wg Dybowej-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); B – wg Fijałkowskiej (2006a, b), Fijałkowska-Mader (2018b); poziomy małżoraczkowe wg Styk (1982); poziomy otwornicowe wg Gaździckiego i in. (1975); poziomy konodontowe: A – wg Trammera (1971, 1972, 1975); Romanek (1977); Nawrockiego, Szulca (2000a, b), B – wg Romanek (1977, 1981a, b); Ptaszyńskiego (1981a); poziomy amonitowe wg Senkowiczowej (1991)

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

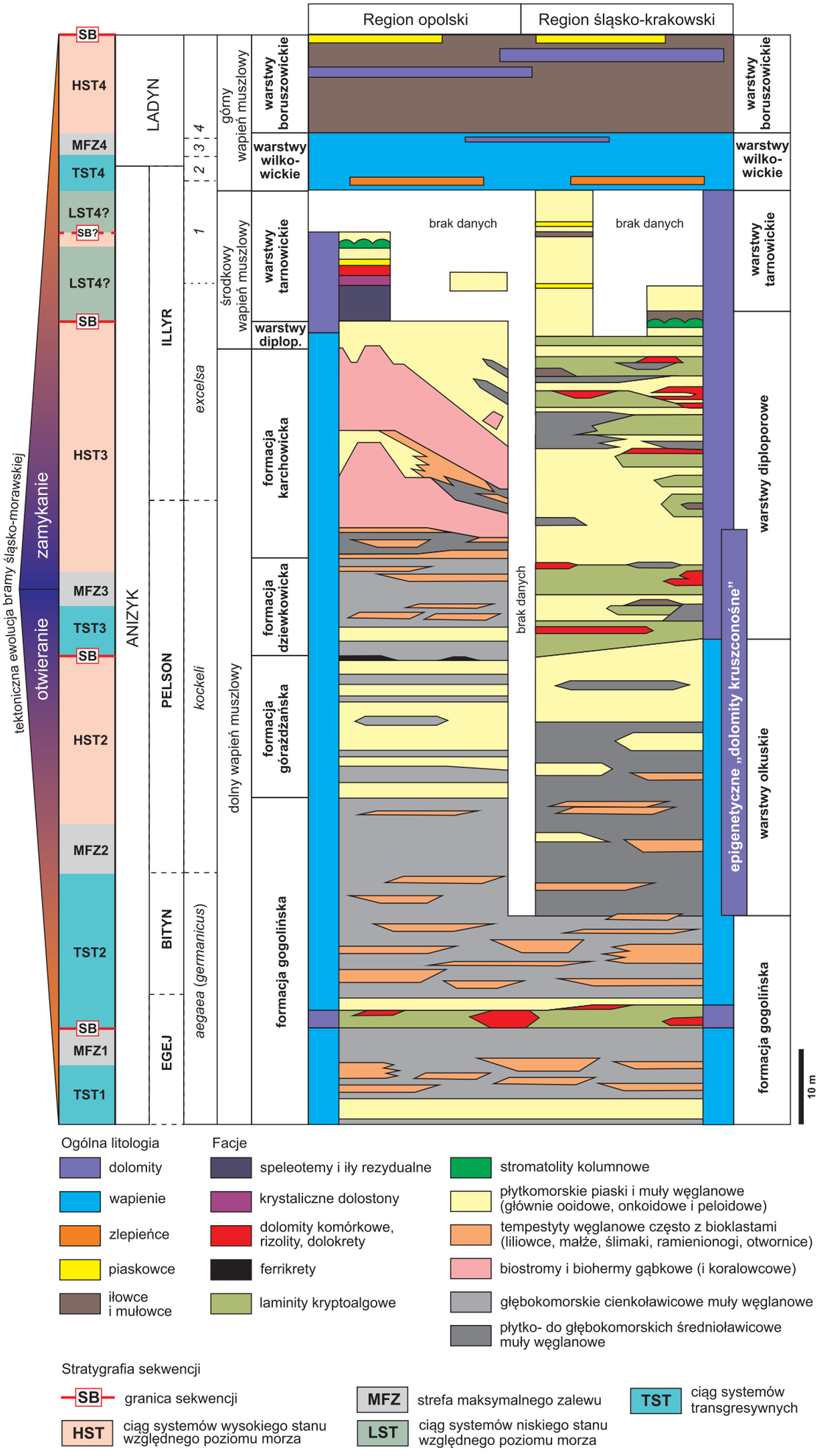


FIG. 18. Stratygrafia wapienia muszlowego regionu opolskiego i śląsko-krakowskiego wraz ze schematycznym rozkładem litologiczno-facjalnym wg Matysika (2016, zmieniono) oraz literatury tam cytowanej; litologia górnego wapienia muszlowego na podstawie Szulca (2000); orientacyjne położenie poziomów konodontowych na podstawie Zawidzkiej (1975a)

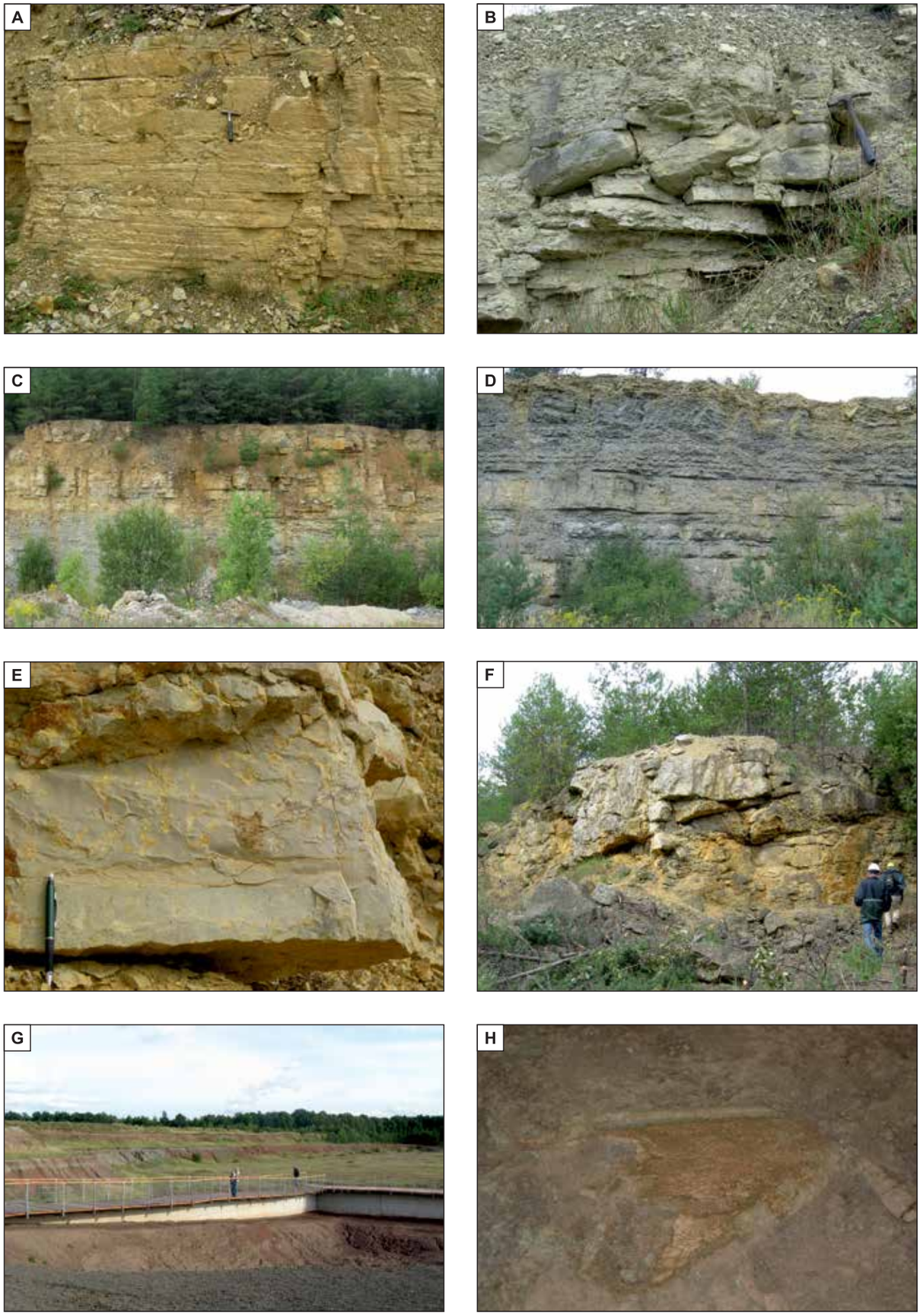


FIG. 19. Wapień muszlowy i kajper Śląska: **A** – warstwowane przekątnie wapienie bioklastyczne niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; **B** – spływy rumoszowe wywołane wstrząsem sejsmicznym w niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; **C** – przejście formacji gogolińskiej w formację górażdżańską w Strzelcach Opolskich; **D** – drobnowarstwowane wapienie i margle formacji dziewkowickiej z wyraźnym przewarstwieniem ogniwa enkrynitu z Góry Św. Anny (dawniej: głównej ławicy krynoidowej, Hauptcrinoidenbank); **E** – bioturbacje w spoistym dnie w wapieniach najniższej formacji karchowickiej, Tarnów Opolski; **F** – rafa gąbkowo-koralowcowa, formacja karchowicka, Tarnów Opolski; **G** – odsłonięcie mułowców formacji z Grabowej w Krasiejowie; **H** – czaszka kręgowca z poziomu kościonośnego z formacji z Grabowej, Krasiejów. Fot. A. Becker

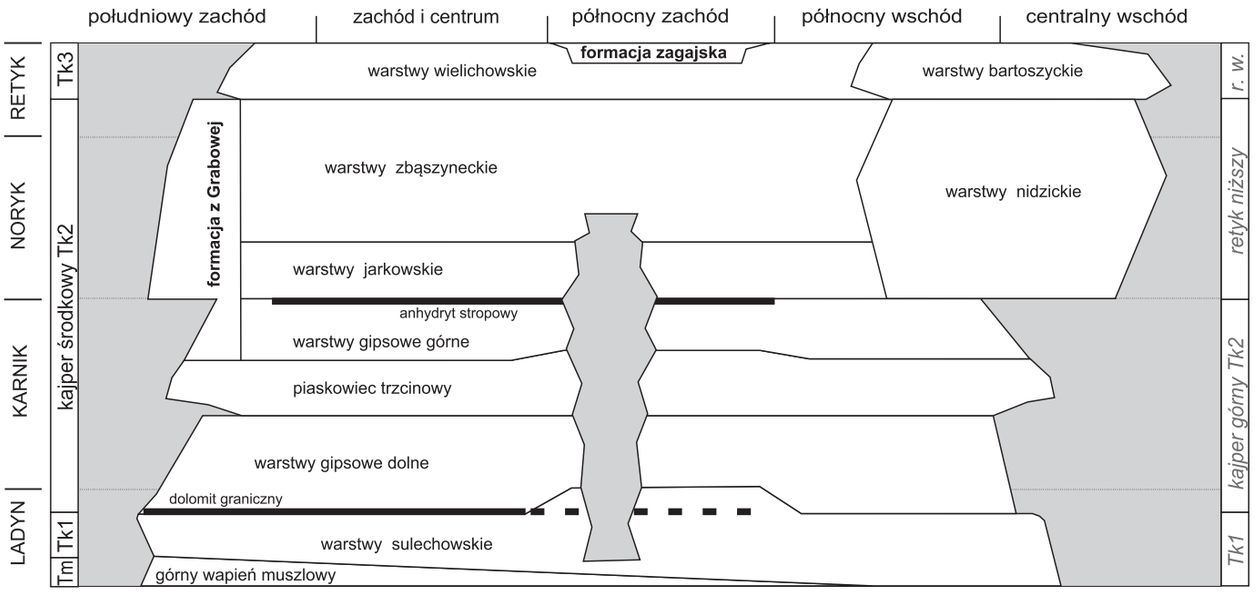


FIG. 20. Schemat litostratygrafii kajpru Niżu Polskiego (bez obszaru sudeckiego i świętokrzyskiego) na podstawie Franza i in. (2021, zmieniono); po prawej stronie schematu pokazano starszy, nieaktualny obecnie, nadrzędny podział litostratygraficzny na kajper i retyk

Dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej wyznacza spąg piaskowca trzcinowego (warstwy z Piotrowiny na Śląsku). Sekwencja ta została oznaczona w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-2, a w nomenklaturze wprowadzonej przez Szulca (2000) – jako Ca1 (pierwsza sekwencja wieku karnickiego; Franz i in., 2021). Fluwialne osady piaskowca trzcinowego tworzą ciąg LST (Feldman-Olszewska, 2014b; Franz i in., 2021; fig. 23). Ciąg TST wg Feldman-Olszewskiej (2014b) tworzą warstwy gipsowe górne łącznie z dwiema warstwami anhydrytu (tzw. anhydryt stropowy), interpretowane jako osad sebhy przybrzeżnej i laguny. Powierzchnię maksymalnego zalewu autorka ta wyznaczyła w stropie tzw. anhydrytu stropowego. Cienki pakiet warstw gipsowych górnych, przykrywających anhydryt stropowy, reprezentuje ciąg HST. Spąg leżących wyżej fluwialnych warstw jarkowskich tworzy dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej (T3-3; Feldman-Olszewska, 2014b). Na Śląsku sukcesja wyższej części kajpru jest interpretowana jako rezultat depozycji w środowisku plai, fluwialnej równi mułowej oraz koryt rzecznych i nie była interpretowana w kontekście szeroko pojętej stratygrafii sekwencji.

Cykle poziomu bazowego są jednostkami stratygraficznymi, rejestrującymi retrogradacyjne i progradacyjne następstwa środowisk, interpretowane jako wynik zmian stosunku rozwoju przestrzeni akomodacyjnej do intensywności dostawy materiału w basenie (np. Shanley, McCabe, 1994; Cross, Lessenger, 1998; Nystuen, 1998). Rosnący stosunek tych dwóch parametrów odpowiada wzniosowi poziomu bazowego i zapisuje się retrogradacyjnym następstwem, a jego zmniejszanie się – spadkowi tego poziomu i zapisuje się progradacją. Pełny cykl składa się z dwóch semicykli: wzniosu i spadku poziomu bazowego. Granice cykli mogą stanowić nieciągłości, ale z reguły są to stopniowe przejścia trendów pro- i retrogradacyjnych w siebie nawzajem. Becker (2005) wyróżniła cykle poziomu bazowego dużej skali w dolnym pstrym piaskowcu oraz małej i średniej skali w środkowym pstrym piaskowcu (fig. 25, 26). Formacja bałtycka reprezentuje jeden cykl poziomu bazowego dużej skali, w którym przejście z trendu wzniosu do spadku jest zarejestrowane nieco powyżej środkowej części formacji w osadach odbrzeża. W formacji pomorskiej autorka wyróżniła trzy do czterech cykli bazowych średniej skali, które mają regionalny potencjał korelacyjny (Becker, 2005: fig. 23, 24). Niskie położenie poziomu bazowego było związane z depozycją w obrębie strefy brzegowej lub łach ooidowo-piaszczystych, natomiast wysokie położenie poziomu bazowego odzwierciedlało się w depozycji w centrum zbiornika w warunkach otwartych (fig. 26). Szczególnie charakterystyczne są maksima wzniosu poziomu bazowego pierwszego i trzeciego cyklu średniej skali. Pierwsze z nich reprezentuje sukcesja szaro-zielonych heterolitów drobnoziarnistych z liczebnym, dwugatunkowym zespołem akritarch (Orłowska-Zwolińska, 1977,

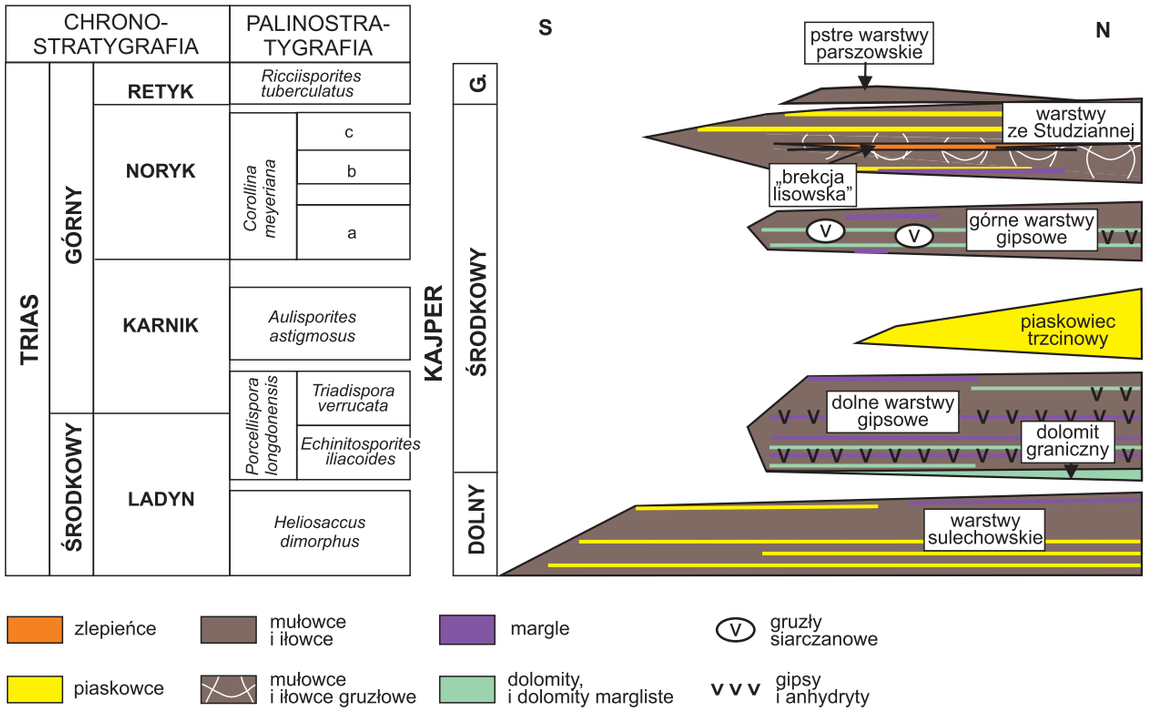


FIG. 21. Stratygrafia kajpru w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (wg Jurkiewicza, 1980b, 1988; Fijałkowskiej-Mader, 2018a; palinostratygrafia wg Fijałkowskiej, 1992a)

TAB. 9. Litostratygrafia kajpru Niżu Polskiego. Występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego (2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Warstwy sulechowskie	70–100, maks. 160	północna część monokliny przedsudeckiej, północna i centralna część synklinorium szczecińsko-miechowskiego, antyklinorium środkowopolskiego i synklinorium koszalińsko-zamojskiego	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1978)**; badania litostratygraficzne: m.in. Deczkowski (1977); Gajewska (1987); Becker i in. (2008); Franz i in. (2021); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000); Feldman-Olszewska (2014b); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Styk (1982); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	brak, opisane m.in. na podstawie rdzenia z otworu Sulechów IG 1	Niż Polski, głównie część centralna i zachodnia
Warstwy miedarskie	ok. 20, miejscami do ponad 50	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. **Kotlicki (1974)**; Kotlicki, Włodek (1976); Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania biostratygraficzne i paleontologiczne: Kotlicki, Siewniak-Madej (1982); Laszko (1982); Sulej i in. (2011); Czepiński i in. (2023); Rytel i in. (2024)	brak, opisane po raz pierwszy w Miedarach	Wyżyna Śląska
Warstwy gipsowe dolne	zwykle ok. 80 do ponad 200	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b; Feldman-Olszewska (2008, 2014b); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, za typowy profil można uznać otwór Wągrowiec IG 1	Niż Polski
Piaskowiec trzcinowy	zwykle ok. 50–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Gajewska (1973, 1978, 1988); Deczkowski (1977); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in., (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014), badania paleoklimatyczne: Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania petrofizyczne: np. Feldman-Olszewska i in. (2012); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski
Warstwy gipsowe górne	zwykle 50–150, lokalnie może przekraczać 300	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski
Warstwy jarkowskie	ok. 50–120	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc, (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy zbąszyneckie	ok. 50–300	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania mineralogiczno-geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pieńkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy wielichowskie	ok. 20–150	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Pieńkowski (2004); Franz i in. (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1971, 1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania multidyscyplinarne stratygraficzne: np. Pieńkowski i in. (2012); badania mineralogiczno--geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pieńkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016); Mikulski i in. (2022)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy nidzickie	zwykle 40–100, maks. do ok. 200	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedymentologiczne: m.in. **Dadlez (1968)**; Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Szulc (2018); Becker (2019); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, nazwane od najpełniejszego ich profilu uzyskanego w otworze Nidzica IG 1	NE i wschodnia Polska
Warstwy bartoszyckie	zwykle ok. 15–70, maks. do ok. 100	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedymentologiczne: m.in. **Dadlez (1968,** 1974); Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Becker (2015c); Szulc (2018); Franz i in. (2021); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	–	NE i wschodnia Polska
Warstwy z Piotrowiny	zwykle ok. 45	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	stosowana głównie w badaniach litostratygraficznych i kartograficznych: np. **Kotlicki, Włodek (1976)**; Gajewska i in. (1997)	–	Wyżyna Śląska
Warstwy z Opola	zwykle poniżej 10	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); **Kotlicki, Włodek (1976)**; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu Opole	Wyżyna Śląska
Warstwy z Potempy	ok. 50–60	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); **Kotlicki, Włodek (1976)**; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu 21 w Potempie	Wyżyna Śląska
Formacja chrzanowska	10–90	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne: **Bilan (1976)**; Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Fijałkowska-Mader i in., (2015b); badania sedymentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewuła i in. (2019)	brak, najpełniejsze profile znane z rejonu Chrzanowa (m.in. otwór nr 75 = N-215 k. Ciężkowic)	południowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
utwory mułowcowe i iłowcowe, w dolnej części głównie szare, ku górze coraz bardziej pstre; przewarstwienia piaskowców głównie szarych koncentrują się głównie w najniższej i najwyższej części wydzielenia, ale zwykle nie stanowią więcej niż 40% sumarycznej miąższości jednostki; pojedyncze przewarstwienia wapieni, dolomitów, margli, głównie w środkowej części; detrytus zwęglonej flory, nieliczne skorupki małży, ziarna glaukonitu, w najwyższej części sporadyczne wpryśnięcia anhydrytu	słabo zachowane, nieliczne małże, zwęglona flora	trias środkowy; ladyn	poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus*; poziom megasporowy *Dijkstraisporites beutleri*; poziomy małżoraczkowe *Spelunella alata*, *Gemmanella schweyeri*	jednostka rangi formacji w podgrupie kajpru dolnego, często utożsamiana z kajprem dolnym; w propozycjach formalizacji wydzieleń litostratygraficznych triasu jednostkę tę ujmowano w formację lubuską
szaroczarne, rzadziej pstre, iłowce iłowce piaszczyste laminowane horyzontalnie lub faliście i piaskowce ze szczątkami zwęglonej flory; miejscami w iłowcach przewarstwienia żółtawego wapienia lub zlepieńca wapiennego, miejscami dolomitów; w piaskowcach glaukonit	szczątki ryb, płazów, gadów; szczątki flory	trias środkowy; ladyn	–	jednostka rzadko używana; częściej spotyka się terminy kajper iłowęglowy, iłowęgle lub kajper dolny; ostatnio bardziej popularna dzięki licznym znaleziskom paleontologicznym
szare, ciemnoszare i szarozielonkawe iłowce z licznymi przewarstwieniami, smugami i gniazdami anhydrytu, podrzędnie (głównie w najniższej części) dolomitu; sporadycznie miejscami przewarstwienia wapieni lub piaskowców; w rejonie Donatowo–Strzelno-Krośniewice kilkudziesięcio- do kilkusetmetrowy pakiet soli kamiennej w środkowej części; w najwyższej części barwa iłowców staje się szaroczerwona; najniższą część tworzy tzw. pakiet iłowców z dolomitem granicznym	miejscami szczątki ryb i małżów oraz muszloraczki (esterie), miejscami liczne; skamieniałości te występują głównie w niższej części wydzielenia	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *unterer Gipskeuper*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); najniższe wydzielenie podgrupy kajpru środkowego
w dolnej części zmienna: piaskowce drobno- i średnioziarniste jasnoszare z licznym pyłem kaolinowym, przechodzące obocznie w mułowce szare, piaszczyste; w górnej części osady mułowcowo-piaszczyste szare i pstre z cienkimi przewarstwieniami margli, dolomitów i zlepieńców węglanowych, wpryśnięcia gipsów	skorupki małży (w najniższej części); szczątki zwęglonych lub spirytyzowanych roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Aulisporites astigmosus*; poziom megasporowy *Narkisporites harrisi*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *Schilfsandstein*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960); szczegółowy opis wydzielenia z zasadniczej części Niżu Polskiego podała Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego, powyżej dolnych warstw gipsowych; w Niemczech wydzielenie Schilfsandstein zostało sformalizowane jako formacja ze Stuttgartu (fm. sztutgarcka) – niektórzy autorzy stosują nazwę tej formacji również na terenie Polski
iłowce czerwone z wpryśnięciami lub przewarstwieniami anhydrytu lub gipsu; sporadycznie cienkie przewarstwienia piaskowcowe; w najwyższej części występuje charakterystyczny pakiet ciemnoszarych iłowców z kilkumetrową warstwą lub cieńszymi przewarstwieniami szarego anhydrytu stropowego (głównie na monoklinie przedsudeckiej i w niecce łódzkiej)	–	trias górny; karnik–noryk	w najwyższej części poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *oberer Gipskeuper*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego powyżej piaskowca trzcinowego
iłowce pstre, często dolomityczne ze smugami lub przewarstwieniami dolomitów (w tym oolitowych), rzadziej piaskowców; w iłowcach częste drobne konkrecje węglanowe lub redeponowane poziomy takich konkrecji	zwęglona flora, zęby ryb i gadów, małżoraczki, niekiedy nieoznaczalne szczątki małżów	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	wydzielenie wyższej części kajpru środkowego (powyżej warstw gipsowych górnych); wcześniej zaliczane do tzw. retyku niższego; poniżej warstw jarkowskich wydzielano warstwy drawnieńskie, które obecnie wlicza się do warstw jarkowskich
iłowce, rzadziej iłowce mułowcowe i iłowce piaszczyste pstre, często o strukturze gruzłowej, rzadziej warstwowane, zlepieńce iłowcowe; w iłowcach drobne konkrecje wapienne lub dolomitowe, przewarstwienia zlepieńców zbudowanych z otoczaków dolomitów, wapieni, iłowców, niekiedy przewarstwienia piaskowców; miejscami piryt lub syderyt	szczątki zwęglonej flory, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	najwyższe wydzielenie kajpru środkowego, często trudne do oddzielenia od leżących poniżej warstw jarkowskich; wcześniej wyższa część tzw. retyku niższego
skały ilasto-mułowcowo-piaszczyste, głównie szare, podrzędnie brązowe ze zmiennym udziałem piaskowców jasnoszarych; częste występowanie sferolitów syderytowych lub żelazistych, smug węglistych i węgli, miejscami piryt; miejscami dolomityzacje, syderytyzacje lub smugi syderytu; rizoidy	szczątki zwęglonej flory	trias górny; retyk	poziom miosorowy *Ricciisporites tuberculatus*; poziom megasporowy *Trileites pinguis*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego (wcześniej tzw. retyk wyższy); facje z większym udziałem piaskowców na pograniczu pomorskiego segmentu antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej nazywane są warstwami z *Trileites*
osady pstre, często zlepieńcowate, o zmiennej litologii; najczęściej iłowce, iłowce gruzłowate, zlepieńce iłowe; różny udział przewarstwień piaskowców, mułowców, margli, dolomitów i różnorodnych zlepieńców (w tym z otoczaków skał węglanowych); w iłowcach drobne konkrecje wapienne i dolomityczne	szczątki ryb, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru środkowego, korelowane z warstwami jarkowskimi i zbąszyneckimi; uznawane wcześniej za tzw. retyk niższy
iłowce i mułowce szare, miejscam dolomityczne lub węgliste, podrzędne przewarstwienia piaskowców szarych lub brązowych; sporadycznie laminy węgla, konkrecje syderytyczno-ilaste, ilasto-żelaziste, pirytowe, sferolity syderytowe, syderytyzacje, limonityzacje, sieczka roślinna; udział piaskowców wzrasta ku NE	sieczka roślinna, okruchy drewna, odciski roślin	trias górny; retyk	poziom miosporowy *Ricciisporites tuberculatus*; poziom megasporowy *Trileites pinguis*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego, korelowane z warstwami wielichowskimi; wcześniej uznawane za tzw. retyk wyższy
piaskowce i mułowce z detrytusem flory; piaskowce typu szarogłazowego w postaci grubych ławic, cieńszych przewarstwień lub laminacji; w dolnej części szare, ku górze przechodzące w żółtawe lub brunatnoczerwone; w dolnej części niekiedy laminy węgla; dość częste poziomy gleby stigmariowej	detrytus zwęglonych szczątków roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Aulisporites astigmosus*; poziom megasporowy *Narkisporites harrisi*	jednostka rzadko używana, częściej stosuje się pojęcie piaskowca trzcinowego, jednostki w obrębie kajpru środkowego
dolomity pelityczne beżowoszare, margle dolomityczne oraz zlepieńce ilasto-węglanowe	małże	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis,* podpoziom *Echinitosporites iliacoides*	częściej stosowana nazwa to dolomit graniczny
ciemnoszare margle i iłowce dolomityczne lub wapniste z przewarstwieniami dolomitów i margli dolomitycznych, często gruzłowych oraz cienkimi przewarstwieniami piaskowców; żyłki lub wtrącenia anhydrytów i gipsów	–	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis,* podpoziom *Triadispora verrucata*	odpowiadają warstwom gipsowym dolnym
dominują iłowce, mułowce, margle dolomityczne (szare, czasem z odcieniem żółtawym lub zielonkawym, głównie masywne) oraz dolomity (głównie mikryty i mikrosparyty), tworzące liczne przewarstwienia; rzadko występują przeławicenia piaskowców dolomitycznych oraz zlepieńców śródformacyjnych złożonych z okrągławych fragmentów dolomikrytów (dolocrete); charakterystyczne są lokalnie występujące przewarstwienia gipsu; miejscami liczne przewarstwienia, żyły, gniazda gipsu włóknistego	ubogie: liścionogi (muszloraczki) i małżoraczki	trias górny; karnik	poziom palinostratygraficzny *Longdonensis verrucata*	niepewny status formalny jednostki; odpowiednik warstw gipsowych dolnych zaliczanych do kajpru środkowego

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja bolesławska	10–35	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne: **Bilan (1976)**; Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz (1978); Fijałkowska-Mader i in. (2015b); badania sedymentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewuła i in. (2019)	brak, typowy profil przedstawia otwór nr 70 = BPH-141 z okolic Bolesławia	S część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
Formacja pstrych mułowców i węglanów z Grabowej	od kilku do 175, maks. ok. 400	SE monoklina przedsudecka; NE obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	jednostka pierwotnie opisana przez Bilana (1976) jako formacja grabowska, ale w węższym znaczeniu; badania litostratygraficzne: Deczkowski (1977); Grodzickicka-Szymanko (1978); Kotlicki (1995); Deczkowski i in. (1997); **Szulc, Racki (2015)**; Szulc i in. (2015b); badania sedymentologiczno-facjalne: Pieńkowski (1988); Szulc i in. (2006); Gruszka, Zieliński (2008); Bodzioch, Kowal-Linka (2012); Jewuła i in. (2019) Dzik i in. (2000); Dzik, Sulej (2007); Sulej i in. (2012); Niedźwiedzki i in. (2014); Pacyna (2014); badania chronostratygraficzne (oparte głównie na palinostratygrafii): Orłowska-Zwolińska (1984, 1985); Fijałkowska i in. (2015b), badania klimatostratygraficzne i chemostratygraficzne: Pieńkowski i in. (2014); Brański (2014); Środoń i in. (2014); Szulc i in. (2015b, c); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	zespół stratotypów: otwór Woźniki K1 (stratotyp dolnej granicy, głęb. 68,8 m), otwór Patoka 1 (stratotyp górnej granicy), otwór Kozieglowy WB-3, odsłonięcia: Woźniki, Lipie Śląskie, Patoka	rejon między Olkuszem a Lublińcem



FIG. 22. Iłowce górnej części warstw ze Studziannej (środkowy kajper) w kopalni iłów w Wyszynie Machorowskiej. Fot. A. Fijałkowska-Mader

1984; głęb. 2208,0–2209,8 m w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1; fig. 24). Drugie wyinterpretowano w obrębie wapieni stromatolitowych i ziarnistych z glaukonitem na głębokości 2112,0 m. Najniższe położenie poziomu bazowego było związane z depozycją piaskowców w strefie litoralnej w spągu formacji oraz z depozycją czerwonawych wapieni oolitowych strefy przybrzeżnej (głęb. 2130,2–2136,2 m; fig. 25). Korelacja regionalna cykli poziomu bazowego wykazała dwie luki stratygraficzne w profilu środkowego pstrego piaskowca: na granicy dolnej i górnej formacji pomorskiej oraz na granicy formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych/formacji połczyńskiej(?), co pokrywa się z wcześniejszymi wnioskami lito- i magnetostratygraficznymi (Szyperko-Śliwczyńska, 1973; Gajewska, Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Nawrocki, 1997). W obrębie formacji połczyńskiej Becker (2005) wyróżniła trzy pełne cykle poziomu bazowego średniej skali oraz jeden cykl niepełny (tylko semicykl wzniosu; fig. 26). W tej formacji maksima wzniosu wiążą się z dominacją w basenie osadów plai, a spadek poziomu bazowego manifestował się progradacją terminalnych stożków aluwialnych oraz piaszczystych koryt fluwialnych ku centrum basenu. Feldman-Olszewska (2014a) przedstawiła interpretację sekwencji depozycyjnych dla sukcesji dolnego i środkowego pstrego piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 25). Pierwszą sekwencję triasową, ograniczoną dwiema powierzchniami transgresji, tworzy formacja bałtycka. Ciąg transgresywny tworzą osady sebhy i laguny. W środkowej części osadów lagunowych wyznaczono powierzchnię maksymalnego zalewu. Ciąg HST tworzą osady laguny i ponownie sebhy. Druga sekwencja triasu obejmuje formację pomorską. Jej dolna granica jest powierzchnią transgresji osadów płytkiego szelfu terygeniczno-węglanowego na osady sebhy przybrzeżnej. Najbardziej ilasty interwał osadów szelfu wyznacza powierzchnię maksymalnego zalewu. Wyższa część osadów szelfu przechodząca w piaszczysto-oolitowe osady bariery i węglanowe osady laguny tworzą ciąg HST. Szczątkowo zachowane fluwialne osady formacji połczyńskiej (?, dawniej warstwy podewaporatowe formacji retu) tworzą ciąg LST trzeciej sekwencji triasu, ograniczonej od dołu powierzchnią regresji, w nomenklaturze Szulca (2000) nazywanej sekwencją S1. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) dobrze korespondują z cyklami poziomu bazowego dużej skali wg Becker (2005) oraz Becker i Nawrockiego (2007). Podstawową różnicą w obu interpretacjach jest podejście do problemu istnienia połączenia z otwartym oceanem podczas depozycji najniższego triasu obszaru Niżu Polskiego. Becker (2005, 2014b) rozważała istnienie czasowych połączeń, głównie podczas depozycji formacji pomorskiej. Feldman-Olszewska (2014a) zinterpretowała całą sukcesję w kontekście środowiska morskiego. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) potwierdzają ogólny schemat sekwencyjny dolnego i środkowego pstrego piaskowca zaproponowany przez Szulca (1995) oraz Beutlera i Szulca (1999).

Sekwencje depozycyjne opisane przez Feldman-Olszewską (2014a) dla niższego triasu oraz Szulca (2000) dla niższego i środkowego triasu są interpretowane jako sekwencje 3. rzędu. Becker (2005) skorelowała cykle bazowe średniej skali wyznaczone dla środkowego pstrego piaskowca z sekwencjami 4. rzędu.

Stratygrafię sekwencji wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich opracował Szulc (2000). Nazewnictwo sekwencji jest zbieżne z tym stosowanym dla obszaru śląsko-krakowskiego i Niżu Polskiego. Sekwencje S1 i S2 obejmują odpowiednio formację baranowską i warstwy gipsowe dolne oraz interwał od najwyższych warstw gipsowych dolnych po niższe warstwy gipsowe górne. W wapieniu muszlowym wyróżniono sekwencje An(1), An(2) i La(1), których powierzchnie maksymalnego zalewu odpowiadają takim powierzchniom sekwencji An2, An3 i La1 opisanym ze Śląska (Szulc, 2000). Sekwencja An(1) obejmuje interwał od najwyższych warstw gipsowych górnych po najwyższe warstwy łukowskie, sekwencja An(2) obejmuje głównie warstwy z *Lima striata* i niższy wapień muszlowy środkowy, a sekwencja La(1) obejmuje sukcesję od wyższego środkowego wapienia muszlowego po warstwy ceratytowe (Szulc, 2000).

TAB. 9 cd.

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
budowa dwudzielna: niższą część tworzy ogniwo iłowców z Błędowa, a wyższą – ogniwo iłowców z Kluczy; iłowce z Błędowa charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym (zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce i iły, wapienie, margle i dolomity) skał o zróżnicowanym zabarwieniu i pstre; w iłowcach z Kluczy dominują pstre iłowce, wśród których występują przewarstwienia mułowców i wapieni	w wapieniach występują skorupki małżoraczków, liścionogów (muszloraczków), małżów i ślimaków	trias górny; karnik	poziom palinologiczny *astigmosus*	niejasny status formalny jednostki; odpowiednik piaskowca trzcinowego zaliczanego do środkowego kajpru (iłowce z Błędowa); iłowce z Kluczy włączone do sformalizowanej w 2015 r. formacji z Grabowej
kompleks pstrych osadów mułowcowo-iłowcowych, na ogół marglistych, z licznymi przewarstwieniami jasnych wapieni (w wyższej części sukcesji) oraz piaskowców i skał grubookruchowych; charakterystyczne podrzędne składniki to rezydualne żwirowce węglanowe („brekcja lisowska") oraz ciemne poziomy wzbogacone w materiał roślinny, rzadziej z akumulacjami kostnymi i sporadycznymi przewarstwieniami muszlowcowymi; formacja dzieli się w pełni na trzy ogniwa: ogniwo mułowcowo-ewaporatowe z Ozimka, ogniwo marglistych mułowców i piaskowców z Patoki oraz ogniwo wapienia woźnickiego	skamieniałości występują w lokalnych nagromadzeniach o urozmaiconym składzie; występują szczątki kręgowców, zwęglona flora, małże, muszloraczki, małżoraczki	trias górny; noryk, w spągu prawdopodobnie również najwyższy karnik	palinostratygrafia; poziom *Corollina meyeriana*	podstawowa jednostka środkowego kajpru Górnego Śląska, zawierająca unikatowe biocenozy kręgowców

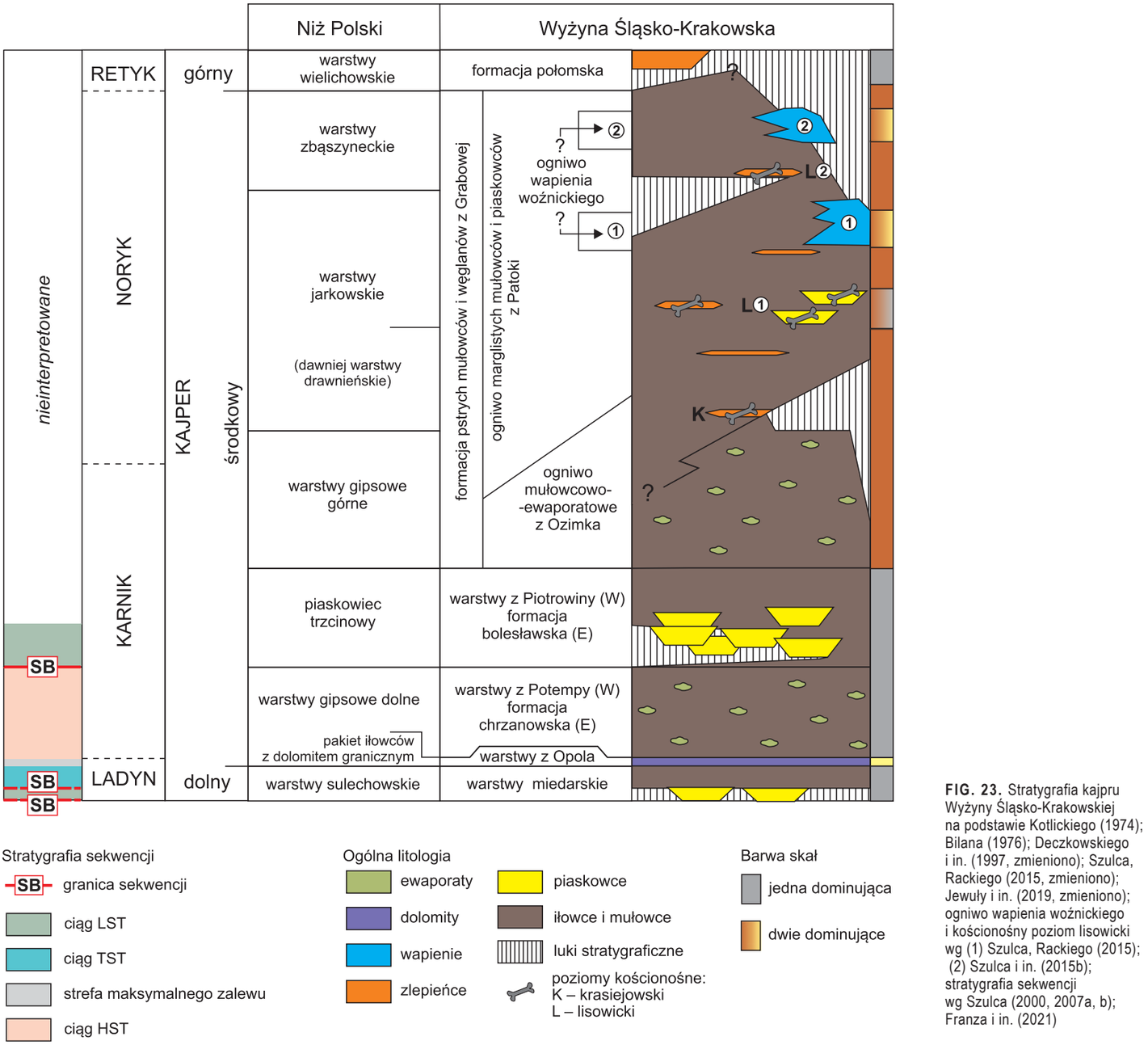


FIG. 23. Stratygrafia kajpru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na podstawie Kotlickiego (1974); Bilana (1976); Deczkowskiego i in. (1997, zmieniono); Szulca, Rackiego (2015, zmieniono); Jewuły i in. (2019, zmieniono); ogniwo wapienia woźnickiego i kościonośny poziom lisowicki wg (1) Szulca, Rackiego (2015); (2) Szulca i in. (2015b); stratygrafia sekwencji wg Szulca (2000, 2007a, b); Franza i in. (2021)

TAB. 10. Litostratygrafia kajpru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Warstwy sulechowskie	30–120	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1974a,b,c, 1980a,b, 1988, 1993); Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Hakenberg (1974); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982, 1994); Studencki (1993); Romanek M. (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Rdzanek (1981a); Styk (1982); Fijałkowska (1989, 1992a); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska (2006a, 2006b); Krupnik (2010); Krupnik i in. (2011, 2014); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Kuleta, Iwanow (2006b)	rdzeń otworu Sulechów IG 1, głęb. 642,5–723,0 m	NW Polska
Dolomit graniczny	kilka do 36	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Jurkiewicz (1980a,b, 1988, 1993, 1995); Czapowski, Romanek (1986); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b)	–	NW Polska
Dolne warstwy gipsowe	50–160	północne i zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna i centrala część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973); Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993, 1995); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	NW Polska
Piaskowiec trzcinowy	kilka do 64	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1993, 1995); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a)	–	Niż Polski
Górne warstwy gipsowe	70–220	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Rup, Kuleta (1980); Kuleta, Iwanow (2006b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	Niż Polski
Warstwy ze Studziannej	110–600	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1988, 1993, 1995); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	rdzeń otworu Studzianna IG 2, głęb. 1093–1215 m	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
„Brekcja lisowska"	kilka cm do 2,5 m	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021)	–	Wyżyna Śląsko-Krakowska
Dolna seria pstra	150–173	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Romanek A. (1982); Czapowski, Romanek (1986); badania biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Czapowski, Romanek (1986)	otwór Krauzów IG 1	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Pstre warstwy parszowskie	kilka do 57	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1993); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski i in. (2014)	–	rejon Parszowa k. Skarżyska-Kamiennej

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
dolna część profilu – osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste barwy szarej i szaro-zielonej, z detrytusem roślinnym i licznymi ziarnami glaukonitu; środkowa część – ciemnoszare i czarne mułowce ze zwęglonym detrytusem roślinnym i przeławiceniami piaskowca, miejscami brunatno-czerwony margiel dolomityczny; górna część – utwory piaskowcowo-ilaste, pstre, z konkrecjami żelazistymi oraz śladowymi ilościami anhydrytu	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, małżoraczki, otwornice, zęby i łuski ryb, mega- i mikrospory, lęgnie ramienic (chary); szczątki makroflory	środkowy ladyn	poziom palinologiczny miosporowy *Heliosaccus dimorphus*	nazwa jednostki wprowadzona przez Gajewską (1978) dla utworów opisywanych we wcześniejszej literaturze na obszarze Polski jako kajper dolny lub iłowęgle
dolomity, iłowce z przewarstwieniami dolomitów, margle dolomityczne barwy szarej i ciemnoszarej; w profilach z dalekiego północnego i południowego obrzeżenia w spągu osadów węglanowo-iłowcowych występują piaskowce (piaskowiec spągowy wg Kulety, Iwanowa, 2006b)	małże, ramienionogi, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony	górny ladyn; longobard	podpoziom palinologiczny miosporowy *Echinitosporites iliacoides* poziomu *Porcelispora longdonensis*	nazwa jednostki wprowadzona przez Szyperko-Śliwczyńską (1960) dla profili z Niżu Polskiego
iłowce margliste i mułowce dolomityczne, szare, szarozielone lub brunatnowiśniowe z przeławiceniami margli dolomitycznych i wapieni, lokalnie w dolnej części profilu iłowce i mułowce dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców oraz piaskowce	małże, liścionogi, kości kręgowców, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory	ladyn/karnik; longobard/jul	podpoziomy palinologiczne miosporowe *Echinitosporites iliacoides* i *Triadispora verrucata* poziomu *Porcelispora longdonensis*	jednostka opisana po raz pierwszy pod nazwą seria gipsowa dolna przez Szyperko-Śliwczyńską (1960); nazwę dolne warstwy gipsowe wprowadzili Dadlez i Kopik (1963)
piaskowce drobno- i średnioziarniste, szarozielone, iłowce i mułowce wiśniowo-brunatne i szarozielone z przewarstwieniami piaskowców szarozielonych, w strefie dystalnej zbiornika w dolnej części występują mułowce wiśniowo-brunatne z przeławiceniami zlepieńców i piaskowców szarozielonych i wiśniowo-brunatnych, w górnej części piaskowce drobno- i średnioziarniste, szarozielone	szczątki makroflory, miospory	karnik	poziom palinologiczny *Aulisporites astigmosus*	na podstawie zmiany nazewnictwa tej jednostki w Niemczech, dla osadów piaskowca trzcinowego stosuje się niekiedy nazwę „formacja sztutgarcka”
iłowce i mułowce dolomityczne, wiśniowo-brunatne, szare i zielonoszare, margle dolomityczne szare, lokalnie warstewki i skupienia gipsu i anhydrytu	miospory, chary	górny karnik–dolny noryk; górny tuwal–dolny lak	podpoziom „a” poziomu palinologicznego *Corollina meyeriana*	–
w obrębie wydzielenia wyraźna trójdzielność: w części dolnej profilu występują mułowce wiśniowo-brunatne i szarozielone o teksturze bryłowej z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych zielonoszarych, w części środkowej w mułowcach widoczne plamiste, zielonkawe odbarwienia po korzeniach roślin oraz gruzełki węglanowe, tworzące nagromadzenia, tzw. pseudooolity lub poziomy brekcji lisowskiej, występują przeławicenia piaskowców drobnoziarnistych szarych i szarozielonych, laminowanych poziomo lub przekątnie w małej skali, w części górnej – mułowce wiśniowo-brunatne, plamiste z przewarstwieniami piaskowców różnoziarnistych i zlepieńców śródformacyjnych	małże, małżoraczki, łuski ryb, szczątki flory, miospory,	noryk–retyk	poziomy małżowe *Unionites posterus* w dolnej części warstw i *Rhaetavicula contorta* – w części górnej oraz podpoziomy palinologiczne „b” i „c” poziomu *Corollina meyeriana* i poziom *Ricciisporites tuberculatus*	jednostka zaproponowana przez Fijałkowską-Mader (2018a) dla utworów określanych we wcześniejszej literaturze jako retyk lub retyk *sensu polonico*
skała złożona z nieobtoczonych lub słabo obtoczonych fragmentów wapieni, gruzłów węglanowych i kalkretów, zespolonych spoiwem ilasto-węglanowym lub węglanowym, lokalnie o charakterze zlepieńca lub pseudooolitu	małże, glony	noryk	poziom palinologiczny miosporowy *Corolina meyeriana,* podpoziom „b”	poziomy „brekcji lisowskiej” koncentrują się w środkowej części warstw ze Studziannej
iłowce i mułowce brunatne, czerwone, zielonkawe, pstre, laminowane poziomo lub przekątnie w małej skali lub bezstrukturalne, gruzłowe z przewarstwieniami piaskowców, drobno- i różnoziarnistych, laminowanych poziomo i przekątnie w małej skali, zlepieńców i poziomami z brekcji lisowskiej; w środkowej części serii znajduje się kompleks mułowców ciemnoszarych i czarnych z detrytusem flory	detrytus makroflory, miospory	karnik–noryk	poziom palinologiczny miosporowy *Aulisporites astigmosus* i poziom megasporowy *Narkisporites harrisi* w obrębie poziomu mułowcowego z florą	serię można korelować z dolnymi i górnymi warstwami gipsowymi oraz warstwami ze Studziannej w zachodnim i NW obrzeżeniu oraz niecce miechowskiej, natomiast kompleks mułowcowy z florą to odpowiednik piaskowca trzcinowego
iłowce i mułowce wiśniowe, brunatne, żółte, białe, lokalnie iłowce kaolinowe, z konkrecjami syderytowi i sferosyderytami; w południowym obrzeżeniu warstwy wyraźnie dwudzielne: część dolna to tzw. górny kompleks piaskowcowy, utworzony z jasnych, drobnoziarnistych piaskowców, laminowanych przekątnie w małej skali, lokalnie z klastami kaolinowymi, z przewarstwieniami zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych, część górna to natomiast tzw. górna seria pstra zbudowana z białych, czerwonych, żółtych, seledynowych mułowców i iłowców kaolinowych	megaspory	retyk	poziom palinologiczny megasporowy *Trileites pingius*	–

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

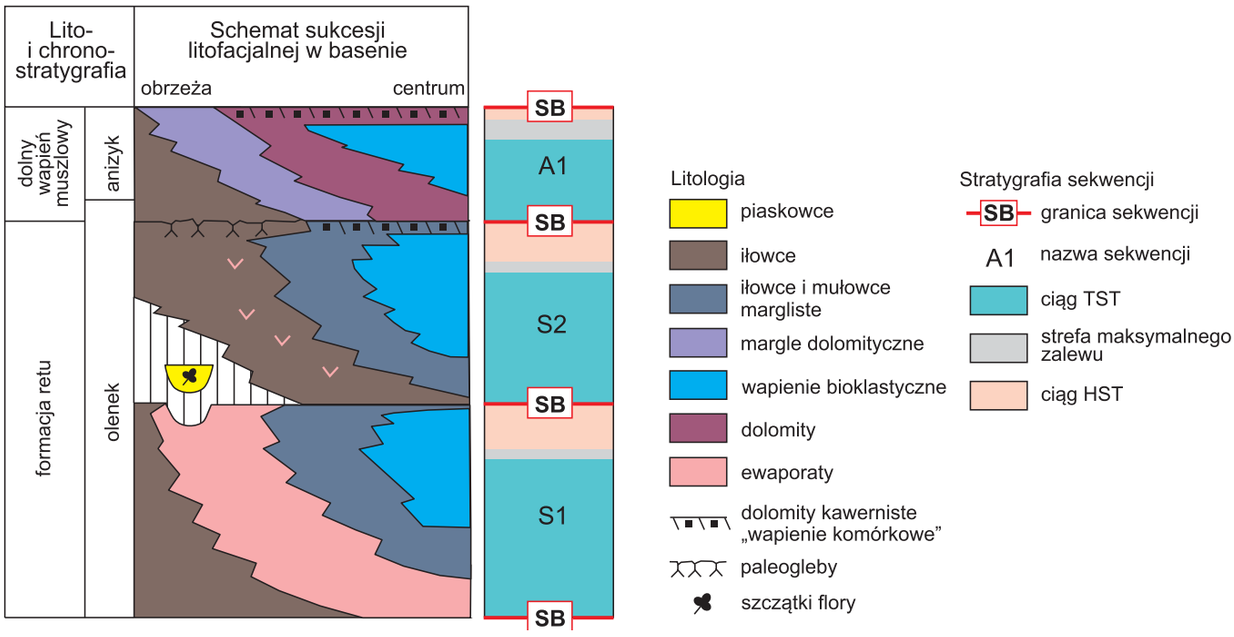


FIG. 24. Sekwencje depozycyjne 3. rzędu w górnym pstrym piaskowcu (wg Narkiewicz, Szulca, 2004; Franza i in., 2021; zmieniono)

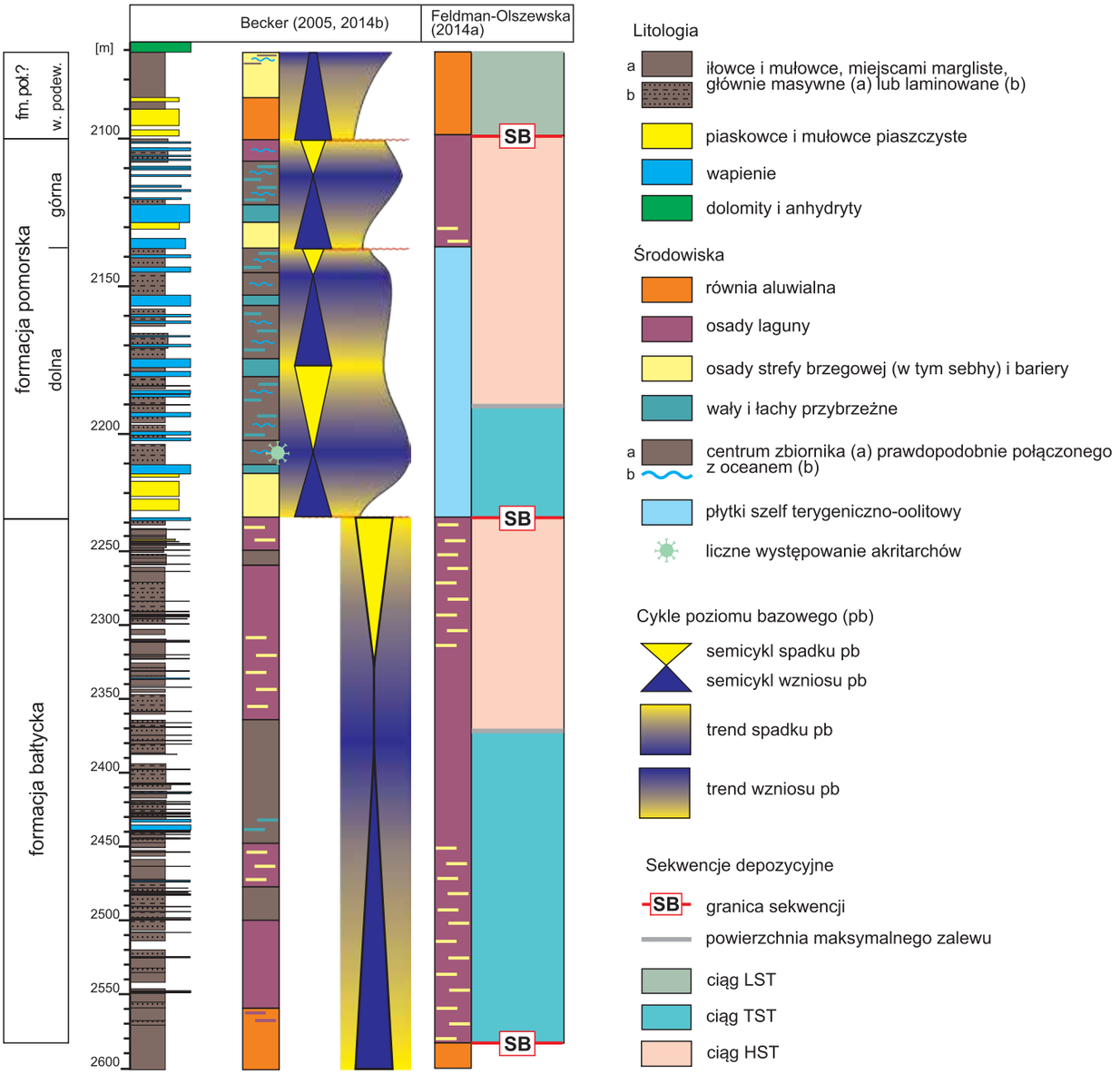
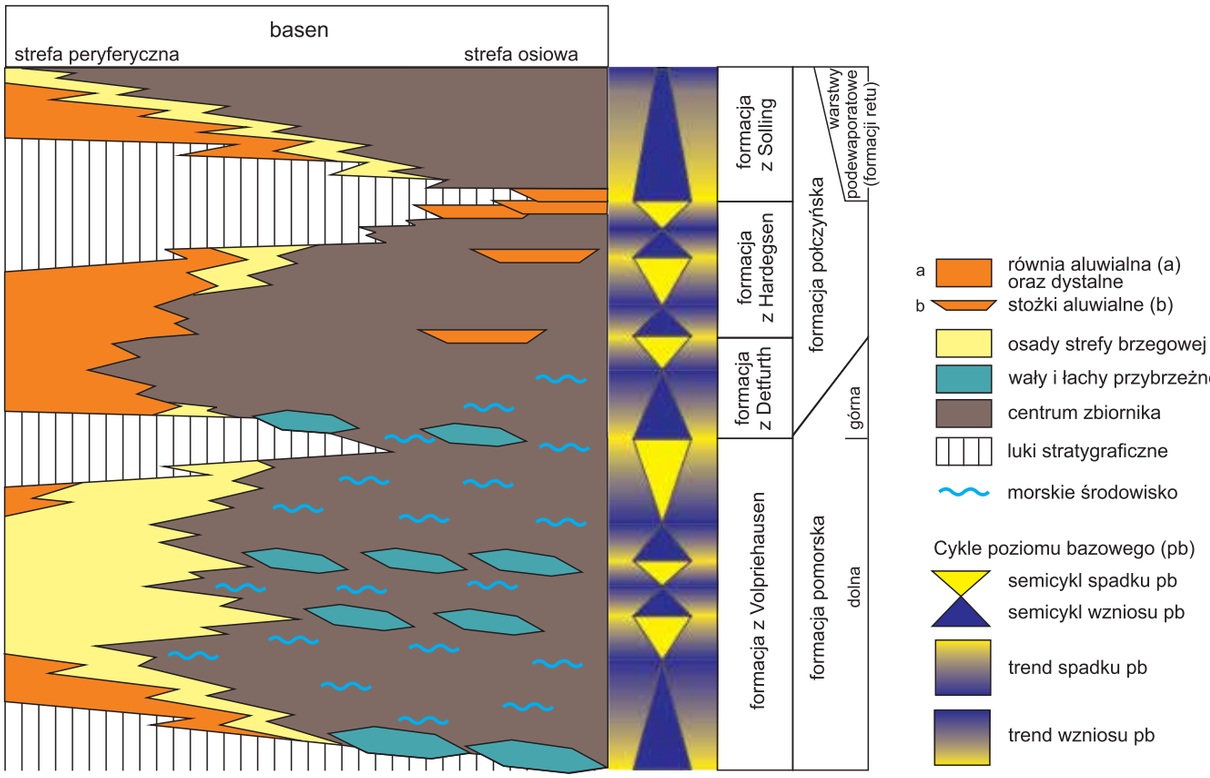


FIG. 25. Cykle poziomu bazowego i sekwencje depozycyjne w dolnym i środkowym pstrym piaskowcu – otwór Gorzów Wielkopolski IG 1: fm. poł. – formacja połczyńska, w. podew. – warstwy podewaporatowe



1 Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

FIG. 26. Schematyczny rozkład facji środkowego pstrego piaskowca we wschodniej części basenu centralnej Europy (Niemcy, Polska) w kontekście rozwoju cykli bazowych średniej skali (na podstawie Roman, 2004; Becker, 2005)

1.3. CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

Szulc (2000) przeprowadził badania izotopów trwałych węgla i tlenu dla sukcesji od najwyższego triasu dolnego po najniższy trias górny Górnego Śląska oraz fragmentów tej sukcesji z rejonu Gór Świętokrzyskich, Dolnego Śląska (niecki północnosudeckiej) oraz zachodniej Polski (monoklina przedsudecka). Badania te posłużyły przede wszystkim do interpretacji paleośrodowiskowych, ale autor wskazał stosunkowo dobrą korelację wyników uzyskanych z izotopów węgla między badanymi regionami. Przedstawił on również korelację trendów izotopowych z elementami wyznaczonych przez siebie na Górnym Śląsku sekwencji depozycyjnych w obrębie wapienia muszlowego (fig. 27). Wzrost wartości $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ koreluje się dobrze z ciągami transgresywnymi, a spadek wartości jest szczególnie charakterystyczny dla meteorycznie zmienionych osadów na granicach sekwencji. Maksymalne wartości dla $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ wiążą się z najintensywniejszym maksimum transgresji przypadającym w obrębie formacji dziewkowickiej (dawniej warstwy terebratulowe; sekwencja An3 na fig. 27), minimalne natomiast przypadają na pogranicze warstw diploporowych i tarnowickich, gdzie interpretowana jest najbardziej znacząca regresja morska wapienia muszlowego i granica sekwencji An4.

Środoń i in. (2014) zastosowali współczynniki Cr/Ti oraz Cr/Nb do korelacji chemostratygraficznej ilastych utworów górnośląskiego kajpru. Współczynniki te zmniejszają się systematycznie w górę profili, odzwierciedlając przejście materiału detrytycznego pochodzącego ze źródeł bardziej zasadowych w materiał pochodzący ze źródeł bardziej kwaśnych. W badanej sukcesji udało się wyróżnić cztery strefy o różnym poziomie obu współczynników, które można wykorzystać do regionalnych korelacji.

Badania dotyczące datowań izotopowych skał triasu Polski są bardzo nieliczne ze względu na brak w ich sukcesji, szczególnie wiarygodnych w tej metodzie, skał magmowych. Kowal-Linka i in. (2019) wydatowali wiek najmłodszego cyrkonu detrytycznego uzyskanego z kościonośnego poziomu lisowickiego formacji z Grabowej na 211 ±3 mln lat, co wskazuje na jego środkowo-późnonorycki wiek. Tym samym skały osadowe, z których uzyskano taki wynik, są interpretowane jako nie starsze niż środkowy–górny noryk.

Czapowski i Gąsiewicz (1995) oraz Gąsiewicz i Czapowski (1997) przeprowadzili szczegółowe badania chemostratygraficzne (na podstawie analiz chemicznych pierwiastków głównych i śladowych, zawartości całkowitego węgla organicznego oraz analiz izotopów trwałych węgla i tlenu) w celu wyznaczenia granicy permu i triasu. Wydzielili oni cztery kompleksy geochemiczne w obrębie tzw. warstw przejściowych, obejmujących po części stropowe wydzielenia cechsztynu oraz spągowe fragmenty dolnego pstrego piaskowca, wykształcone jako iłowce i mułowce. Autorzy ci

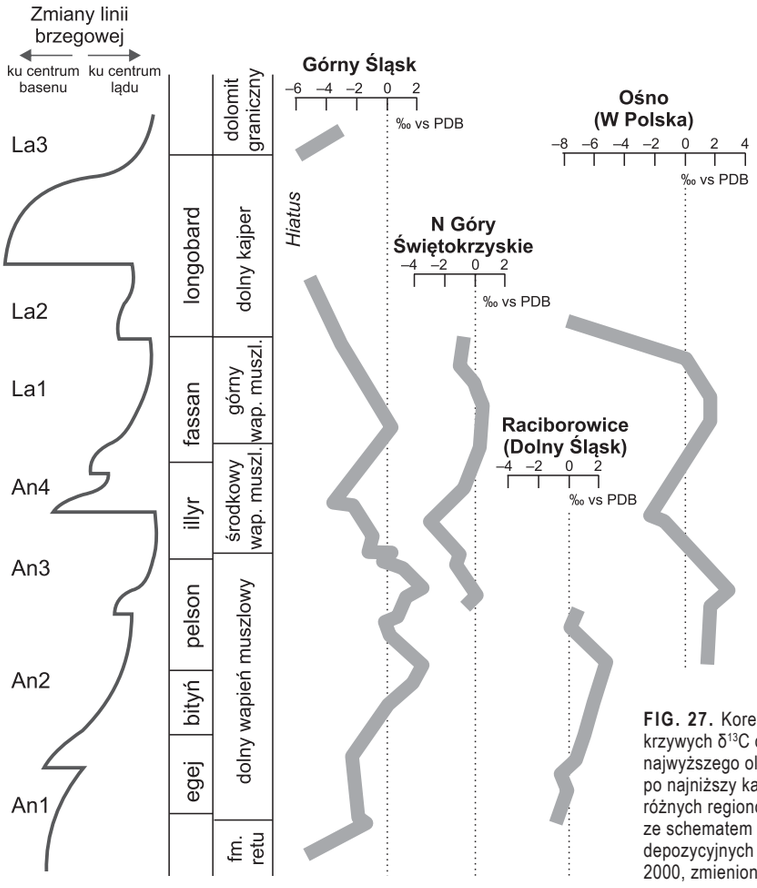


FIG. 27. Korelacja krzywych $\delta^{13}C$ dla najwyższego oleneku po najniższy karnik różnych regionów Polski ze schematem sekwencji depozycyjnych (Szulc, 2000, zmieniono)

stwierdzili brak wyraźnej korelacji między kompleksami geochemicznymi i wyznaczonymi wcześniej (Czapowski i in., 1995) trzema kompleksami litologicznymi. Anomalia geochemiczna, interpretowana jako potencjalny wskaźnik granicy systemów, jest umiejscowiona w profilu pionowym badanych otworów wiertniczych najczęściej poniżej wyinterpretowanej wcześniej granicy sedymentologicznej, co według autorów świadczy o większej czułości zmian geochemicznych na zmiany środowiskowe pogranicza permu i triasu niż zapis litologiczny.

1.4. BIOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Charakterystyczne dla triasu dolnego i górnego Polski oraz całego systemu basenów środkowoeuropejskich są ubóstwo faunistyczne i brak gatunków wskaźnikowych. Bogaty zespół fauny charakteryzuje jedynie morskie osady formacji retu i wapienia muszlowego, głównie środkowotriasowe (np. Senkowiczowa, 1985, 1991; fig. 28). Mimo to gatunki istotne stratygraficznie są stosunkowo nieliczne również w tej sukcesji. Na wcześniejszym etapie badań nad triasem, zwłaszcza świętokrzyskim, wiek osadów określano na podstawie charakterystycznych gatunków małży. Były to: *Bakevellia (Gervilleia) murchisoni* (Geinitz) w środkowym pstrym piaskowcu, *Costatoria costata* (Zenker) w górnym pstrym piaskowcu (fig. 28A), *Plagiostoma (Lima) striatum* (Schlotheim) i *Entolium discites* (Schlotheim) w górnym wapieniu muszlowym. *Unionites posterus* (Deffner et Fraas) charakteryzował najwyższy środkowy kajper, a *Rhaetavicula contorta* (Portlock) – górny kajper. Dla stratygrafii górnego wapienia muszlowego istotne były także amonity z rzędu Ceratitida. Później najlepsze rezultaty biostratygraficzne dla całego systemu przyniosły badania palinologiczne miospor (Orłowska-Zwolińska, 1985). Prowadzono również badania megaspor, ale zonacja megasporowa jest mniej rozdzielcza i mniej precyzyjna chronostratygraficznie, tym niemniej obejmuje cały trias (Marcinkiewicz i in., 2014). Dla całego systemu stworzono również zonację małżoraczkową, ale jedynie w celu korelacji poszczególnych jednostek litostratygraficznych w Polsce (Styk, 1982). Dla triasu środkowego szczególne znaczenie ma zonacja konodontowa, wyróżniająca się największą rozdzielczością (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a, b; Narkiewicz, 1999, 2014). Pozostałe podziały biostratygraficzne mają mniejsze znaczenie ze względu na swoją zbyt małą rozdzielczość (w tym wspomniana wcześniej stratygrafia oparta na małżach), zasięg przestrzenny czy stratygraficzny lub wątpliwości metodologiczne.

Najważniejszą zonację miosporową stworzyła Orłowska-Zwolińska (1977, 1983, 1984, 1985; patrz fig. 29–31). Zonacja ta jest uznawana za standardową również w najnowszej literaturze (np. Kürschner, Herngreen, 2010; Fijałkowska-Mader, 2013; Marcinkiewicz i in., 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015b; Nowak i in., 2018). W pstrym piaskowcu wyznaczono trzy zespołowe poziomy miosporowe: *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, *Densoisporites nejburgii* (obejmujący trzy podpoziomy: *Densoisporites nejburgii*–akritarchy, *Densoisporites nejburgii* i *Densoisporites nejburgii*–*Cycloverrutriletes presselensis*) oraz *Voltziaceaesporites heteromorpha* z podpoziomem *Microcachryidites fastidiosus* w górnej części poziomu. Poziom *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* występuje w najniższym pstrym piaskowcu i jest zaliczany do dolnego indu (Orłowska-Zwolińska, 1985; Fijałkowska, 1994a, b; Marcinkiewicz i in., 2014). Poziom *Densoisporites nejburgii* jest charakterystyczny dla wszystkich formacji środkowego pstrego piaskowca, a jego wiek jest trudny do zinterpretowania. Przyjmuje się, że należy on do górnego indu i oleneku (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014). Wiek poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha*, charakterystycznego dla utworów górnego pstrego piaskowca, jest najbardziej dyskusyjny (Orłowska-Zwolińska, 1985; Kürschner, Herngreen, 2010; Marcinkiewicz i in., 2014; Nowak i in., 2018). Orłowska-Zwolińska (1985) zasugerowała korelację spągu anizyku z pojawieniem się w obrębie tego poziomu miospor *Microcachryidites*. Fijałkowska-Mader (*w*: Bieńko i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wyróżniła w wyższej części środkowego pstrego piaskowca poziom *Densoisporites nejburgii–Voltziaceaesporites heteromorpha* i wyznaczyła dolną granicę poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha* w obrębie górnej części formacji z Samsonowa, korelowanej z górnym spatem. Wydzieliła także dwa podpoziomy: *Angustisulcites gorpii* i *Striatoabietites balmei* z dolnej części tego poziomu. Zbliżony schemat palinostratygraficzny dla basenu germańskiego, skorelowany z alpejskimi poziomami konodontowymi, zaproponował Kozur (1999).

Kürschner i Herngreen (2010) oraz Nowak i in. (2018) w swoich ponadregionalnych podsumowaniach badań palinostratygraficznych triasu odrzucili stosowanie poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha* i wyznaczonego wyżej, już w wapieniu muszlowym, poziomu *Perotrilites minor*–akritarchy (Orłowska-Zwolińska, 1985) jako standardowych dla basenu centralnej Europy, zastępując je poziomami *Triadispora crassa*–*Verrucosisporites* i *Stellapolenites thiergartii*, korelowanymi odpowiednio z najwyższym olenekiem i najniższym anizykiem (Kürschner, Herngreen, 2010; Nowak i in., 2018). W Polsce poziomy te jak do tej pory nie znalazły szerszego zastosowania.

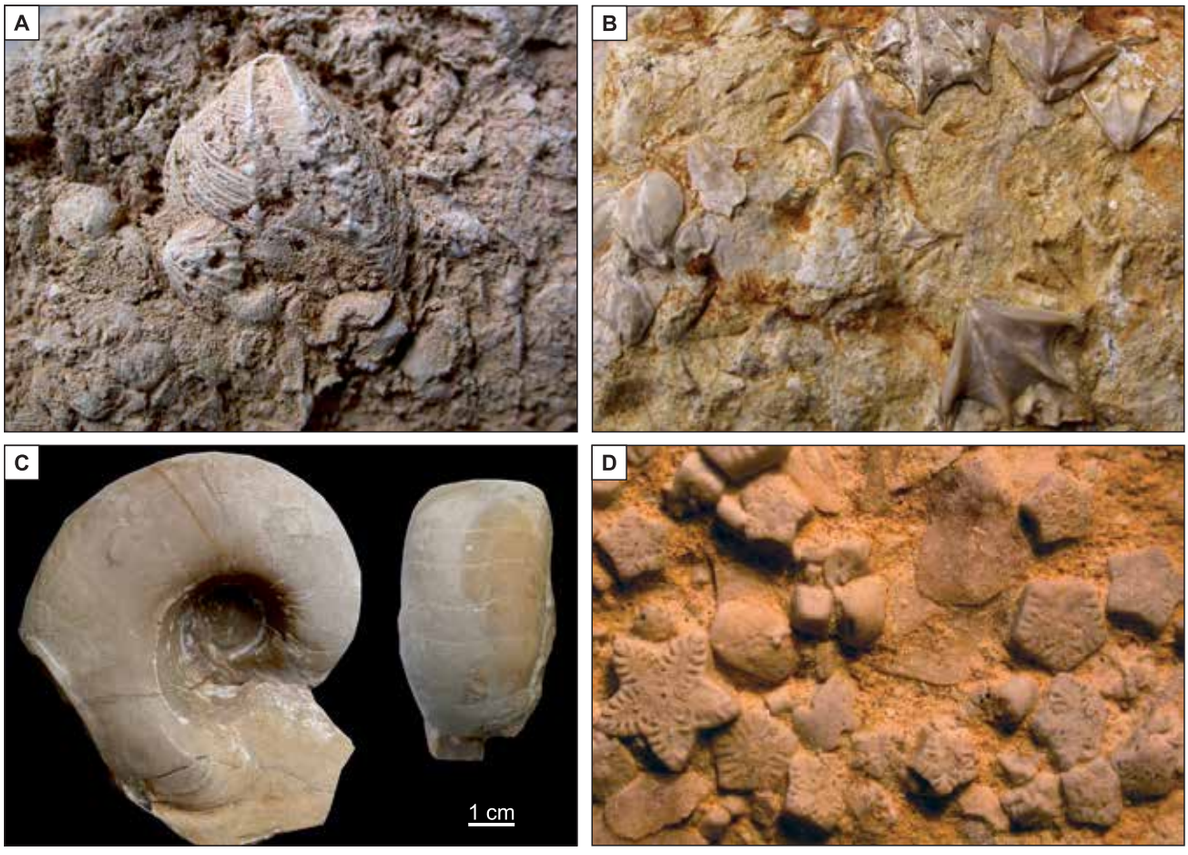


FIG. 28. Przykładowa fauna najwyższego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Górnego Śląska: **A** – *Costatoria costata* i *Myophoria vulgaris*, formacja retu, Gogolin (długość największej muszli ok. 1,5 cm); **B** – *Tetractinella trigonella*, *Silesiathyris angusta*, formacja dziewkowicka, Strzelce Opolskie (szerokość muszli w dolnej części zdjęcia ok. 1 cm); **C** – *Germanonautilus salinarius*, wyższa formacja gogolińska, Wojkowice; **D** – kolumnalia *Holocrinus acutangulus*, wyższa część formacji gogolińskiej, Wojkowice Komorne (poszczególne okazy wielkości ok. 1–3 mm). Wszystkie okazy pochodzą z Muschelkalkmuseum Ingelfingen. Fot. H. Hagdorn (B, D por. Hagdorn, 2007)

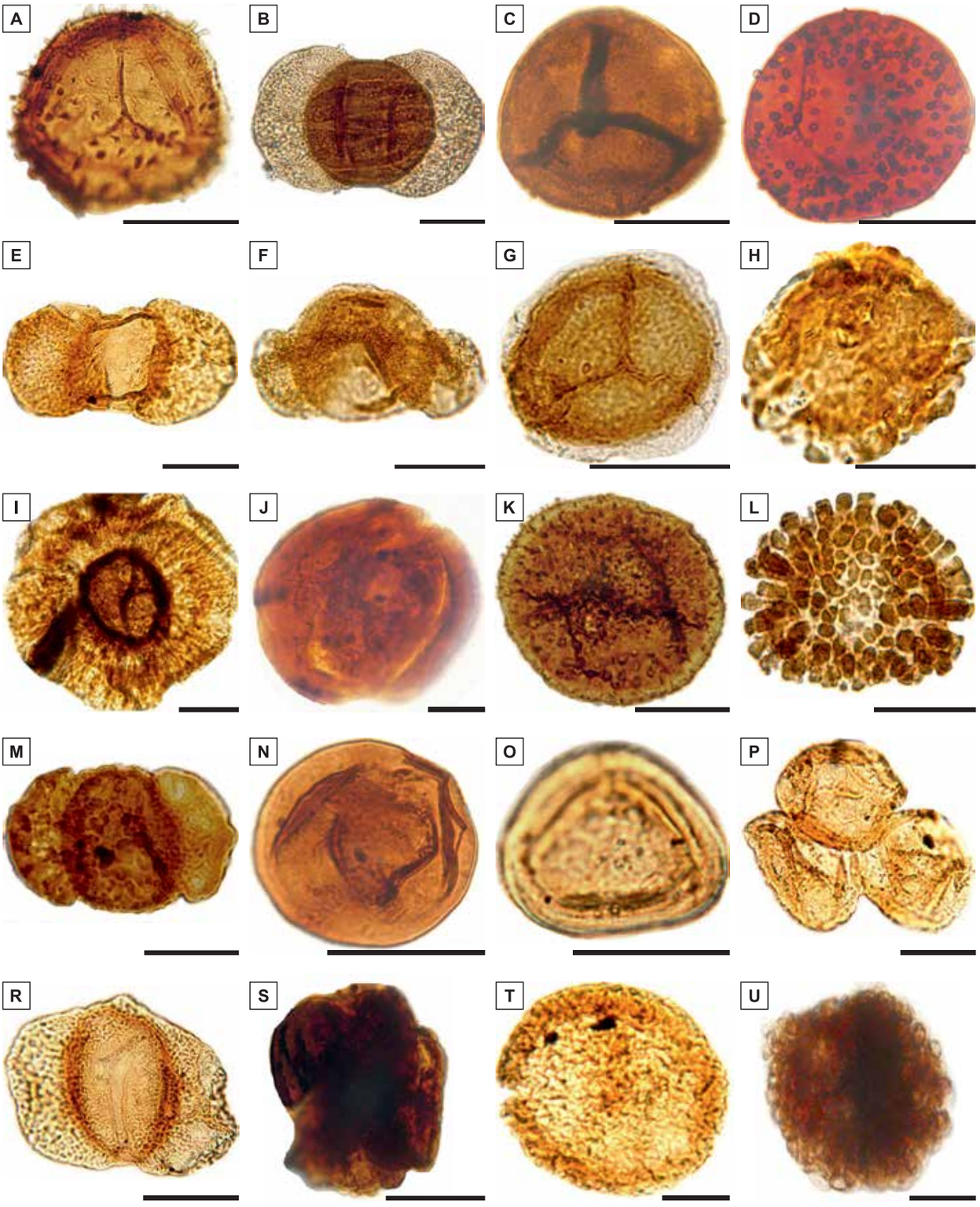


FIG. 29. Palinomorfy przewodnie i charakterystyczne dla poziomów i podpoziomów palinologicznych triasu Polski pozakarpackiej: **A** – *Lundbladispora obsoleta* Balme, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; **B** – *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; **C** – *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; **D** – *Cycloverrutriletes presselensis* Schulz, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; **E** – *Voltziaceaesporites heteromorpha* Klaus, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu; **F** – *Microcahryidites fastidiosus* (Jansonius) Klaus *al. Protodiploxypinus fastidiosus* (Jansonius) Dunay et Fisher, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu **G** – *Perotrilites minor* (Mädler) Antonescu et Taugordeau-Lanz, **H** – *Tsugaepollenites oriens* Klaus, Ostałów PIG 2, głęb. 1623,0 m, środkowy wapień muszlowy; **I** – *Heliosaccus dimorphus* Mädler, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten* discites, górny wapień muszlowy; **J** – *Tasmanites* sp., otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten* discites, górny wapień muszlowy; **K** – *Porcellispora longdonensis* (Clarke) Scheuring, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **L** – *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 866,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **M** – *Triadispora verrucata,* otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **N** – *Aulisporites astigmosus* (Leschik) Klaus, otwór Mniszków IG 1, głęb. 2320,0 m, piaskowiec trzcinowy, środkowy kajper; **O** – *Classopollis meyeriana* (Klaus) de Jersey *al. Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Góczán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **P** – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Góczán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **R** – *Labiisporites triassicus* Orłowska-Zwolińska, otwór Opoczno PIG 2, głęb. 578,8 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **S** – *Rhaetipollis germanicus* Schulz, otwór Gomunice 13, głęb. 1333,5 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **T** – *Enzonalasporites manifestus* Leschik, otwór Zamoście 1, głęb. 1231,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **U** – *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, otwór Włoszczowa IG 1, głęb. 1800,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper. Skala liniowa 30 µm. Fot. A. Fijałkowska-Mader

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

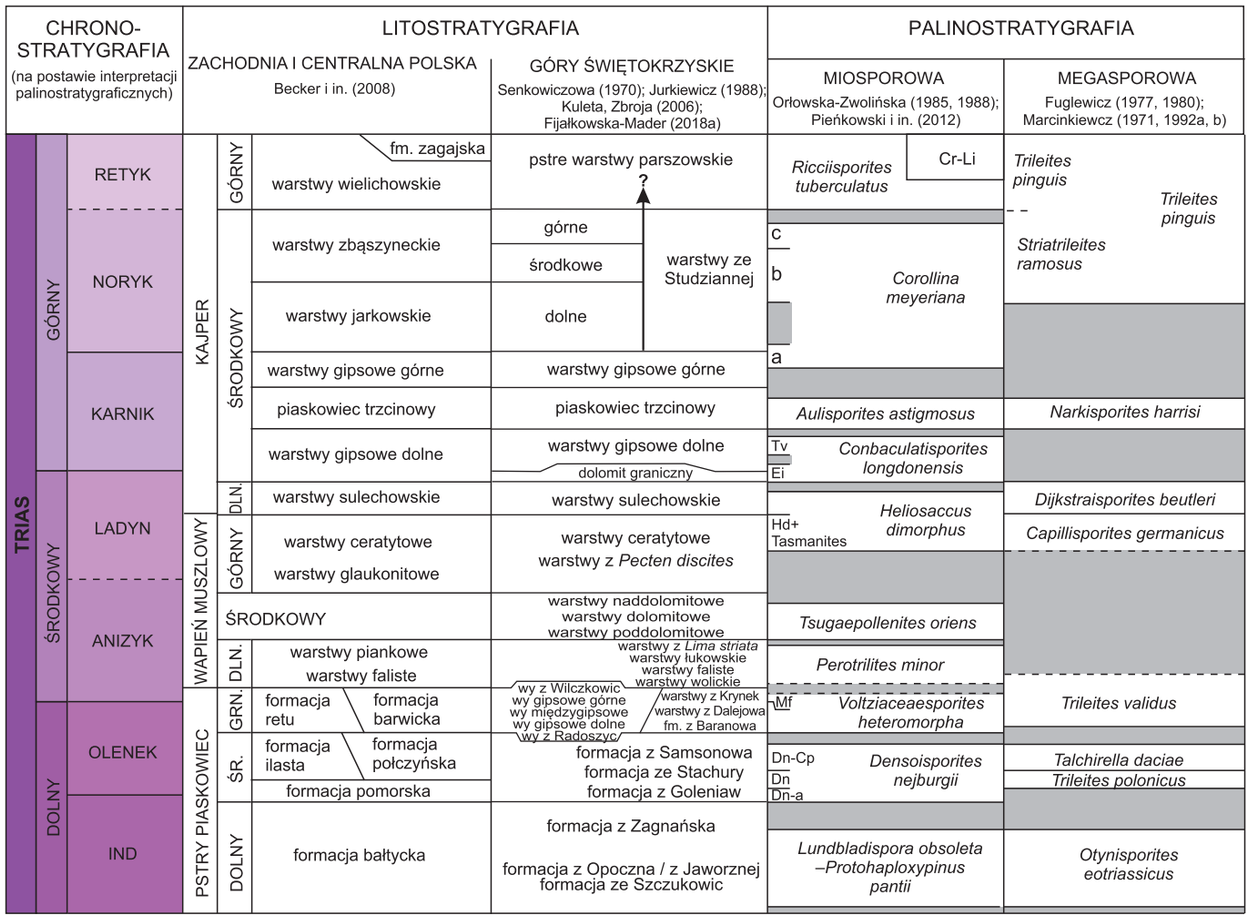


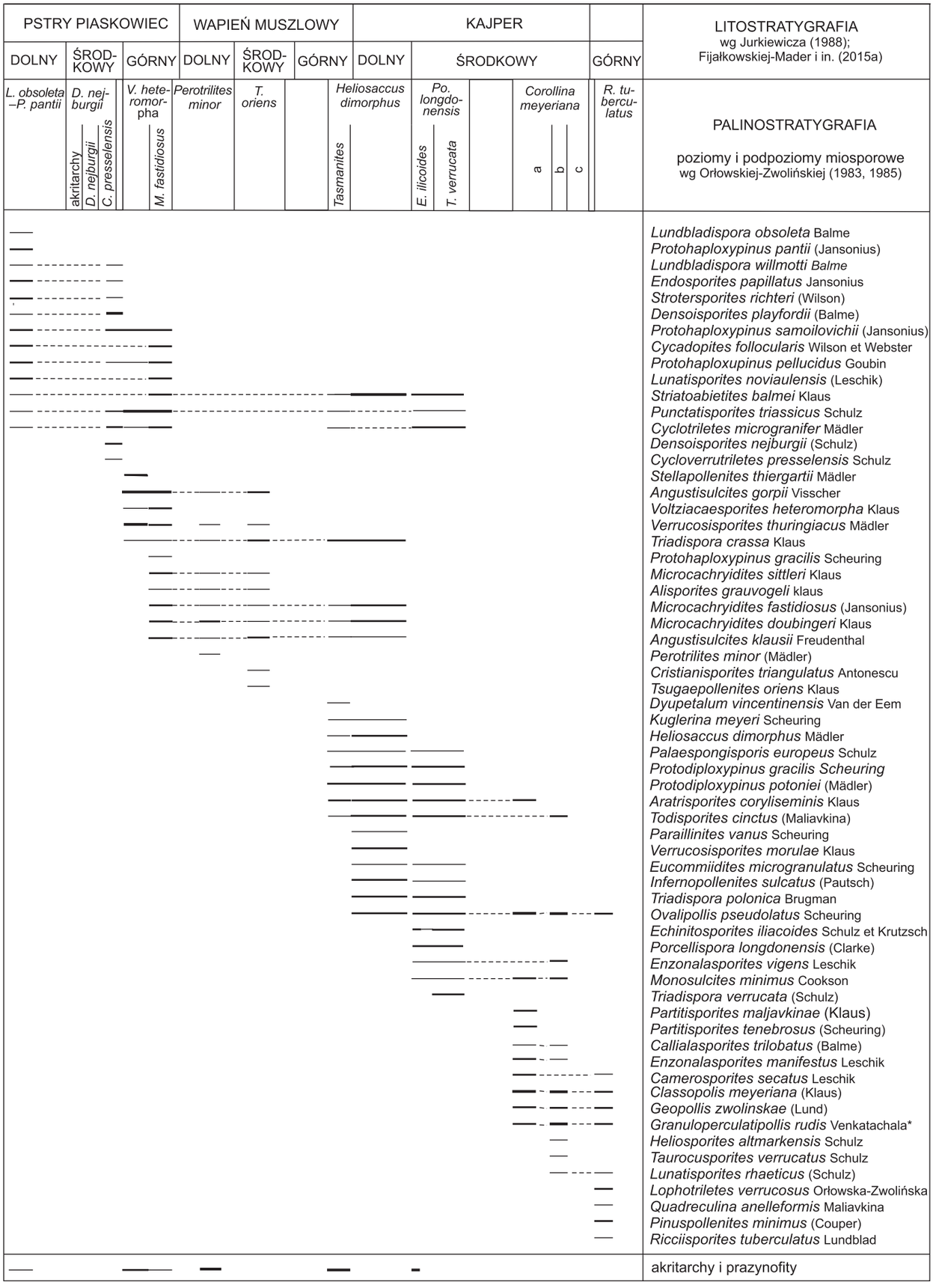
FIG. 30. Korelacja poziomów miosporowych i megasporowych triasu Polski (na podstawie Marcinkiewicz i in., 2014, zmieniono)

W dolnym wapieniu muszlowym, a lokalnie także w najwyższym górnym pstrym piaskowcu (głównie najwyższa formacja retu), zdefiniowano poziom zespołowy *Perotrilites minor* z charakterystycznym masowym występowaniem akritarch (np. Fijałkowska, Trzepierczyńska, 1990). Kolejny poziom tworzy zespół *Tsugaepollenites oriens*, stwierdzony w osadach środkowego wapienia muszlowego, którego jedną z charakterystycznych cech jest brak obecności akritarch i innych form glonowych (np. prazynofitów). Wiek obu poziomów jest bezsprzecznie anizyjski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Niższy górny wapień muszlowy jest niemy palinologicznie. Wyraźnie odmiennym zespołem palinomorf charakteryzuje się natomiast poziom *Heliosaccus dimorphus*, rozpoznany w wyższej części górnego wapienia muszlowego oraz w dolnym kajprze. W dolnej części tego poziomu, występującej w najwyższym górnym wapieniu muszlowym, wyróżnia się podpoziom *Tasmanites*, którego zespoły palinomorf zawierają liczne pazynofity i akritarchy. Poziomowi *Heliosaccus dimorphus* jest przypisywany wiek ladyński. Kolejnym, w sukcesji mikroflorystycznej triasu Polski, jest poziom *Porcellispora longdonensis* (oryginalna nazwa *Conbaculatisporites longdonensis,* patrz Orłowska-Zwolińska, 1983, 1988; Nowak i in., 2018). Wyróżniony został on w osadach dolnych warstw gipsowych, obejmujących również dolomit graniczny. Poziom dzieli się na dwa podpoziomy: *Echinitosporites iliacoides* (niższy) i *Triadispora verrucata* (wyższy), rozdzielone przez niemą palinologicznie środkową część warstw gipsowych dolnych. Wiek niższego podpoziomu jest dyskusyjny, gdyż występują w nim elementy zarówno ladyńskie, jak i karnickie. Wyższy podpoziom jest bezdyskusyjnie karnicki (Orłowska-Zwolińska, 1985). W niższej części piaskowca trzcinowego wyznaczono poziom *Aulisporites astigmosus*, którego wiek udało się dość precyzyjnie zinterpretować na środkowy karnik. Dolna część górnych warstw gipsowych jest niema palinologicznie. Z szarych przewarstwień najwyższej części tej jednostki i z leżących wyżej warstw jarkowskich i zbąszyneckich (i z odpowiadających im – w regionie świętokrzyskim – warstw ze Studziannej) opisano zespół miospor tworzący poziom *Corollina meyeriana*, rozdzielany na podpoziomy a, b i c (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Fijałkowska, 2006b; Fijałkowska-Mader, 2018a). Ostatni poziom miosporowy triasu, opisany z warstw wielichowskich oraz z pstrych warstw parszowskich, to poziom *Ricciisporites tuberculatus*. Poziom *Corollina meyeriana* koreluje się z noryckim zespołem opisanym z Alp, który przechodzi do retyku, w którym stopniowo pojawia się zespół odpowiadający poziomowi *Ricciisporites tuberculatus*. Dyskusje wokół położenia granicy obu pięter w różnych regionach na świecie utrudniają interpretację wiekową obu poziomów miosporowych najwyższego triasu Polski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Pieńkowski i in. (2012) wyróżnili w osadach najwyższego triasu NW Polski poziom palinologiczny *Cingulizonathes rhaeticus–Limbosporites lundblandi*, którego wiek jest interpretowany na środkowy–późny retyk, a z jego stropem można korelować granicę triasu i jury.

Z podziałem na poziomy miosporowe ściśle wiąże się podział na poziomy megasporowe (Marcinkiewicz, 1971, 1976, 1978, 1992a, b; Fuglewicz, 1973, 1977, 1979a, b, 1980; Marcinkiewicz i in., 2014), nieco mniej od nich precyzyjny w triasie dolnym (patrz Becker, Nawrocki, 2014). Interpretacje wiekowe poziomów megasporowych opierają się często na ich korelacji z poziomami miosporowymi (patrz Marcinkiewicz i in., 2014), przedstawionej na figurze 30. Biostratygrafia megasporowa jest dużo mniej precyzyjna dla triasu środkowego i górnego niż miosporowa (Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Uważana jest ona również przez niektórych badaczy za zależną od wykształcenia facjalnego osadów, a zatem o mniejszym potencjale stratygraficznym (np. Szulc, 2007a). W rejonie świętokrzyskim ma znaczenie przyczynkowe, aczkolwiek zidentyfikowanie megaspor podpoziomu *Trileites pinguis* z poziomu *Trileites pinguis* w utworach pstrych warstw parszowskich potwierdziło ich retycki wiek (por. Kopik, 1970).

Styk (1982) zaproponowała podział biostratygraficzny całej sukcesji triasowej na podstawie małżoraczków, ale jedynie w kontekście międzyregionalnych korelacji jednostek litostratygraficznych. Dziesięć wyznaczonych poziomów małżoraczkowych (tab. 11) charakteryzuje się dosyć niską rozdzielczością i nie znalazło szerszego wykorzystania w praktyce stratygraficznej, również ze względu na brak interpretacji chronostratygraficznych.

Drugim istotnym działem biostratygrafii, ograniczonym jednak tylko do triasu środkowego, jest stratygrafia konodontowa. Zonację konodontową dla południowego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (patrz fig. 12, 17) przedstawili Trammer (1971, 1972, 1975) oraz Romanek (1976), a dla północnego obrzeżenia (patrz fig. 17) – Romanek (1981a, b, 1993) i Ptaszyński (1981a). Szczegółowe opracowanie dla Górnego Śląska przedstawiła Zawidzka (1975a, b, patrz fig. 18). Najważniejszą pracą dotyczącą wapienia muszlowego centralnej Polski jest praca Narkiewicz (1999, patrz fig. 32). Ze względu na niepewności taksonomiczne, w niniejszym opracowaniu zdecydowano się przytaczać nazwy rodzajowe, gatunkowe i podgatunkowe zgodnie z pracami źródłowymi. Również nazwy poziomów konodontowych są przytaczane



* et Góczán

D. – Densoisporites
L. – Lundbladispora
P. – Protohaploxypinus
Po. – Porcellispora
R – Ricciisporites
T. – Tsugaepollenites
V. – Voltziaceaesporites

Frekwencja palinomorf:

— pojedyncze (<1%)

— powszechne (1–10%)

— liczne (>10%)

FIG. 31. Stratygraficzne rozmieszczenie wybranych palinomorf w utworach triasu Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

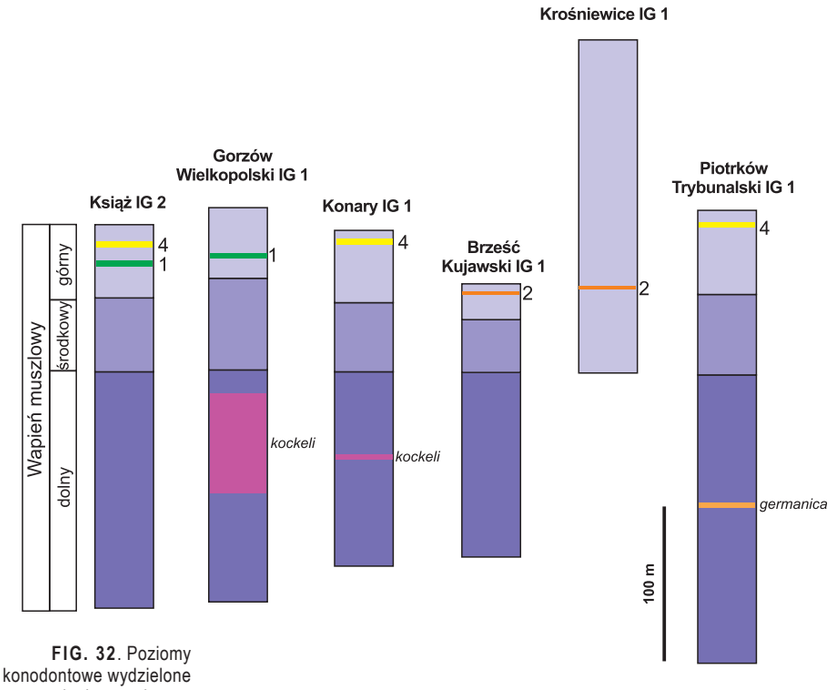


FIG. 32. Poziomy konodontowe wydzielone w wapieniu muszlowym wybranych otworów Niżu Polskiego (wg Narkiewicz, 1999, 2014)

zgodnie ze źródłem. Zrezygnowano z próby ujednolicenia nazewnictwa, podając jedynie sugestie korelacyjne poszczególnych poziomów. Problematykę tę przedstawiła Narkiewicz (2014).

Badania Zawidzkiej (1975a) pozwoliły na wyróżnienie siedmiu poziomów konodontowych w sukcesji wapienia muszlowego Górnego Śląska (patrz fig. 18), opartych głównie na podziale stworzonym w niemieckiej części basenu centralnej Europy (m.in. Kozur, 1974). Najniższy z nich – poziom *Gondolella aegaea* – został stwierdzony w górnych, ale nie najwyższych, warstwach gogolińskich (obecnie formacja gogolińska). Rozpoznano tu m.in. gatunek *Neospathodus germanicus*, wskaźnikowy dla górnego podpodziomu w obrębie poziomu *Gondolella aegaea*. Kolejny poziom, *Neospathodus kockeli*, pojawia się od górnych warstw gogolińskich po niższą część warstw karchowickich (obecnie: wyższa część formacji gogolińskiej, formacje górażdżańska i dziewkowicka oraz niższa formacja karchowicka). Spąg tego poziomu wyznacza spąg pelsonu, a strop poziomu *Nicroraella kockeli* jest korelowany z granicą chronostratygraficzną pelson/illyr. Wyżej w profilu, w warstwach karchowickich (fm. karchowicka), warstwach diploporowych oraz w niższych warstwach tarnowickich, Zawidzka (1975a) zaobserwowała występowanie zespołu konodontów charakterystycznego dla alpejskiego poziomu *Gondolella excelsa*, w tym indeksowego gatunku *G. excelsa* oraz towarzyszącej mu *G. navicula*. W wyższych warstwach tarnowickich oraz w warstwach wilkowickich występują konodonty poziomu „1", który w niemieckiej części basenu graniczy z poziomem *Nicroraella kockeli*. Wskaźnikowe dla poziomu „1" jest występowanie gatunku *Gondolella mombergensis mombergensis*, któremu na Śląsku Opolskim towarzyszą formy alpejskie. Ich zanik wyznacza granicę poziomów „1" i „2". Poziom „2", dla którego wskaźnikowym gatunkiem również jest *G. mombergensis mombergensis*, kończy pojawienie się gatunku *G. mombergensis media*. Zawidzka (1975a) przyjęła, że pojawienie się *G. excentrica* w poziomie „2" wyznacza granicę anizyku i ladynu (tym samym granicę illyr/fassan), korelowaną w Bułgarii z granicą poziomów konodontowych *Gondolella cornuta* i *Gondolella excentrica*. Na Śląsku Opolskim granica ta wg badań konodontowych występuje w obrębie warstw wilkowickich (Zawidzka, 1975a). Poziom „3", stwierdzony w wyższej części warstw wilkowickich, charakteryzuje występowanie gatunku *G. mombergensis media*, a jego strop wyznacza pojawienie się *G. haslachensis*, wskaźnikowej dla kolejnego poziomu „4", występującego od najwyższych warstw wilkowickich po warstwy boruszowickie. Strop poziomu „4" wyznacza zanik gatunku wskaźnikowego oraz pojawienie się *Gondolella (Celsigondolella) watznaueri praecursor*. Interpretacja wiekowa tego poziomu jest dobrze udokumentowana i wskazuje na późny fassan i najwcześniejszy longobard. Zawidzka (1975a), wspierając się stratygrafią megasporową, zasugerowała występowanie granicy fassanu i longobardu w obrębie warstw boruszowickich.

Badania biostratygraficzne tej grupy skamieniałości w regionie świętokrzyskim przyniosły podobne rezultaty. Stwierdzono występowanie dwóch poziomów konodontowych (*Gondolella aegaea* i *Neospathodus kockeli*) w dolnym wapieniu muszlowym i cztery poziomy („1"–„4") w górnym wapieniu muszlowym (tab. 8). Zgodnie ze schematem zonacji konodontowej, znowelizowanym przez Kozura (1999), są to poziomy: *Nicoraella germanica, Nicroraella kockeli–Paragondolella bulgarica,* 1. *Neogondolella mombergensis–Chirodella dinodoides,* 2. *Neogondolella mombergensis,* 3. *Neogondolella media* i 4. *Neogondolella haslachensis.*

W niemieckiej części basenu centralnej Europy w górnym wapieniu muszlowym wyznaczono, oprócz pierwszych czterech poziomów znanych z Polski, poziomy konodontowe „5"–„7", których nie stwierdzono ani na Śląsku Opolskim, ani w regionie świętokrzyskim, ze względu na zanik typowych morskich facji wapienia muszlowego na rzecz przejściowych i lądowych facji kajpru (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a). Badaniami konodontowymi udokumentowano zatem diachronizm granicy wapienia muszlowego i kajpru między polską i niemiecką częścią basenu (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a).

Dyskusyjne są wyniki badań biostratygraficznych oparte na konodontach uzyskane z rejonu niecki miechowskiej. Pacholec (1972) stwierdziła występowanie poziomów konodontowych charakterystycznych dla górnego wapienia muszlowego, co zostało zakwestionowane przez Zawidzką (1984) na podstawie analizy konodontów, otwornic i skolekodontów. Zawidzka (1984) prawie całą sukcesję zaliczyła do dolnego wapienia muszlowego (patrz fig. 13), co potwierdzałoby znaczną redukcję miąższości górnego wapienia muszlowego postulowaną wcześniej przez Jurkiewicza (1974a).

Narkiewicz (1999, 2014), na podstawie badań konodontów z otworów wiertniczych centralnej Polski, wyróżniła pięć poziomów opierając się na podziale Kozura (1968, 1972, 1980, 1999), stworzonym dla niemieckiej części basenu centralnej Europy (fig. 32). Najniższy stwierdzony przez nią poziom to poziom *germanica*, skorelowany w obrębie polskiej części basenu dzięki występowaniu formy *Neogondolella regale* Mosher. Narkiewicz (1999) zinterpretowała wiek tego poziomu jako późny wczesny anizyk. Poziom *kockeli*, odpowiadający analogicznemu poziomowi rozpoznanemu na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich, stwierdzono na podstawie występowania wskaźnikowej formy *Nickoraella kockeli* w najwyższej części dolnego wapienia muszlowego, a jego wiek został zinterpretowany jako pelson. Spośród siedmiu poziomów konodontowych, rozpoznanych w górnym wapieniu muszlowym Niemiec, w centralnej Polsce rozpoznano jedynie poziomy „1", „2" i „4", co potwierdziło wniosek o wcześniejszym rozwoju facji kajpru we wschodniej części basenu centralnej Europy. Szczególne znaczenie stratygraficzne miało rozpoznanie w poziomie „4" jego gatunku wskaźnikowego *Neogondolella haslachensis* (Tatge) (wcześniej zaliczanego do rodzaju *Gondolella*), charakterystycznego dla ladynu (Narkiewicz, 1999).

Badania konodontów z osadów dolnego wapienia muszlowego synklinorium północnosudeckiego, przeprowadzone przez Kędzierskiego i Szulca (1996) oraz Kędzierskiego (2004), nie pozwoliły na identyfikację poziomów z powodu braku gatunków przewodnich. Wyróż-

TAB. 11. Poziomy małżoraczkowe triasu Polski

Litostratygrafia (Becker i in., 2008)			Poziomy małżoraczkowe (Styk, 1982)
Kajper	górny	formacja zagajska / warstwy wielichowskie	X *Rhombocythere nodosa*
	środkowy	warstwy zbąszyneckie	
		warstwy jarkowskie	
		warstwy gipsowe górne	IX pojedyncze okazy *Darwinula liassica*
		piaskowiec trzcinowy	VIII *Lutkevichinella brotzenorum alpina*
		warstwy gipsowe dolne	VII pojedyncze okazy *Darwinula liassica*
	dolny	warstwy sulechowskie	VI *Speluncella alata*
Wapień muszlowy	górny	warstwy ceratytowe warstwy glaukonitowe	V *Gemmanella schweyeri*
	środkowy		IV pojedyncze okazy *Paracypris pusilla*
	dolny	warstwy piankowe warstwy faliste	III *Judahella tsorfatia*
Pstry piaskowiec	górny	formacja retu / formacja barwicka	II *Cytherissinella crispa*
	środkowy	formacja ilasta / formacja połczyńska	I *Lutkevichinella masurensis*
		formacja pomorska	
	dolny	formacja bałtycka	

niono jedynie dwa zespoły konodontowe: jeden w obrębie środkowej formacji z Raciborowic (warstwy C, odpowiednik górnych warstw gogolińskich) i drugi w najwyższej formacji z Raciborowic (warstwy D i E, odpowiednik warstw górażdżańskich i terebratulowych). Granicę miedzy tymi zespołami, przypadająca na granicę między warstwami C i D, przyjęto za granicę między bitynem a pelsonem (Kędzierski, 2002, 2004). Nie pokrywa się ona z granicą bityn/pelson wyznaczoną na podstawie innych grup faunistycznych (fig. 15).

Należy w tym miejscu zaznaczyć, że zonacja konodontowa triasu środkowego basenu centralnej Europy – jak i innych basenów na świecie – podlegała licznym modyfikacjom w okresie ostatniego półwiecza (np. patrz podsumowania *w*: Kozur, 1999, 2003; Ogg i in., 2020), czyli od czasu powstania standardowych prac polskich. Zmieniała się taksonomia, zespoły wskaźnikowe i zasięgi poziomów, a także ich interpretacje wiekowe. Na przykład wg Ogga i in. (2020) poziom *Nicoraella kockeli* wskazuje bardziej na bityn, a nie jak wcześniej uważano – zdecydowanie na pelson. Weryfikacja biostratygrafii konodontowej w Polsce wymagałaby prawdopodobnie powtórnego przeprowadzenia kompleksowych badań mikropaleontologiczno-stratygraficznych we wszystkich dotychczas uważanych za opracowane regionach, a z pewnością w regionie świętokrzyskim i na Górnym Śląsku.

Liliowce, należące do fauny bentosowej (fig. 28D), są zależne od warunków środowiskowych takich jak zasolenie, typ podłoża, niskie tempo sedymentacji czy prądy dostarczające pożywienie. Z tego względu ich stratygraficzna wartość jest niższa niż fauny nektonicznej, w tym konodontów (Hagdorn, Głuchowski, 1993). Tym niemniej Hagdorn i Głuchowski (1993) stworzyli stratygrafię liliowcową dla niższego wapienia muszlowego Górnego Śląska, implementowaną przez nich po części na obszar Dolnego Śląska i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a opracowaną w tych regionach później przez Chrząstek (2002), Salamona i in. (2003) oraz Głuchowskiego i Salamona (2005). W dolnym wapieniu muszlowym i w przyspągowej części środkowego wapienia muszlowego Hagdorn i Głuchowski (1993) wyróżnili cztery poziomy liliowcowe (od najniższego do najwyższego): *Dadocrinus*, *acutangulus*, *dubius* i *silesiacus* (krótka charakterystyka – patrz tab. 12). Ich zasięg w poszczególnych regionach przedstawiono w tabeli 13.

Hipersalinarne warunki depozycji środkowego wapienia muszlowego doprowadziły do zaniku szkarłupni w basenie centralnej Europy.

Warunki depozycji górnego wapienia muszlowego pozwoliły na rozprzestrzenienie się pełnomorskiej fauny z SW na północ i wschód basenu centralnej Europy. Szczególnie charakterystyczną formą stał się *Encrinus liliiformis*, wskaźnikowy dla poziomu *liliiformis*, definiowanego w zachodniej części basenu. W górnym wapieniu muszlowym Górnego Śląska brak jest skamieniałości liliowców i innych szkarłupni mimo występowania innych form fauny pełnomorskiej (Hagdorn, Głuchowski, 1993). Gatunek *E. liliiformis* został znaleziony jedynie w górnym wapieniu muszlowym NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez Senkowiczową i Kotańskiego (1979, patrz Hagdorn, Głuchowski, 1993). Niedźwiedzki (2002) zwrócił uwagę na opisy licznych znalezisk *E. liliiformis* z dolnego wapienia muszlowego Górnego i Dolnego Śląska, które są najczęściej słabo udokumentowane. W świetle opracowania Hagdorna i Głuchowskiego (1993) należy przypuszczać, że rozpoznanie skamieniałości w tych przypadkach wymaga weryfikacji (Niedźwiedzki, 2002).

Do opracowań biostratygraficznych wapienia muszlowego wykorzystywano również charofity (Bilan, 1988), diplopory (Kotański, 1994, 2013), otwornice (Styk, 1965, 1975, 1990; Gaździcki i in., 1975; Chrząstek, 2002) oraz małżoraczki (Styk, 1965, 1982, 1990). Powstałe podziały mają dużo mniejsze znaczenie niż opisane wyżej ze względu na ich mniejszą rozdzielczość i zależność występowania fauny wskaźnikowej od wykształcenia osadu. Istotne natomiast okazało się stwierdzenie, że zespoły otwornicowe, występujące w osadach górnego wapienia muszlowego w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykazują duże podobieństwo do asocjacji alpejskich, natomiast zespoły z utworów dolnego kajpru – do asocjacji z Turyngii (Styk, 1965). Fakt ten wskazuje na zmianę kierunku ich migracji, związaną z zamknięciem połączenia świętokrzyskiej części zbiornika z Oceanem Tetydy.

Wiele kontrowersji (Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a) wzbudziło oparcie stratygrafii najniższego triasu na muszloraczkach, co zaproponowali Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004a, 2005) dla rejonu świętokrzyskiego. Zgodnie z tą koncepcją większość profilu formacji z Jaworznej w kamieniołomie Zachełmie należałaby jeszcze do

TAB. 12. Charakterystyka poziomów liliowcowych niższego wapienia muszlowego południowej Polski wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993)

Poziomy liliowcowe	Dolna granica	Górna granica	Wiek
silesiacus	pierwsze wystąpienie *Silesiacrinus silesiacus*	zanik *Silesiacrinus silesiacus*	przełom pelsonu i illyru
dubius	pierwsze wystąpienie *Holocrinus dubius*	pierwsze wystąpienie *Silesiacrinus silesiacus*	pelson
acutangulus	zanik form z rodzaju *Dadocrinus*	pierwsze wystąpienie *Holocrinus dubius*	wczesny anizyk–wczesny pelson
Dadocrinus	pojawienie się rodzaju *Dadocrinus*	zanik form z rodzaju *Dadocrinus*	wczesny anizyk (+ późny olenek?)

TAB. 13. Występowanie poziomów liliowcowych w obrębie jednostek litostratygraficznych poszczególnych regionów południowej Polski wg Głuchowskiego, Salamona (2005, zaznaczone na szaro); dla synklinorium północnosudeckiego przedstawiono również pierwotną interpretację Chrząstek (2002); występowanie poziomów liliowcowych na Górnym Śląsku wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993); Głuchowskiego, Salamona (2005)

<table>
<tr><th>Poziomy liliowcowe</th><th colspan="2">Synklinorium północnosudeckie</th><th>Górny Śląsk</th><th>Góry Świętokrzyskie (SW obrzeżenie)</th></tr>
<tr><td>*silesiacus*</td><td colspan="2">–</td><td>warstwy diploporowe (dolne)
formacja karchowicka</td><td>–</td></tr>
<tr><td rowspan="2">*dubius*</td><td>warstwy E</td><td>warstwy E</td><td>formacja dziewkowicka</td><td rowspan="2">warstwy z *Plagiostoma striatum*</td></tr>
<tr><td rowspan="2">warstwy D</td><td>warstwy D</td><td rowspan="2">formacja góraždžańska</td></tr>
<tr><td rowspan="2">*acutangulus*</td><td rowspan="3">warstwy C</td><td rowspan="3">warstwy C</td><td rowspan="4">formacja gogolińska</td><td rowspan="2">warstwy łukowskie</td></tr>
<tr><td rowspan="3">*Dadocrinus*</td><td rowspan="2">warstwy faliste</td></tr>
<tr><td rowspan="2">warstwy B</td><td rowspan="2">warstwy B</td><td>warstwy wolickie</td></tr>
<tr><td>warstwy A ?</td><td>warstwy błotnickie</td><td>warstwy z Wilczkowic (górne)</td></tr>
</table>

górnego permu, o czym miała świadczyć obecność muszloraczaków *Falsisca postera* Kozur et Seidel. Do triasu dolnego należałaby jedynie najwyższa część formacji z Jaworznej, w której występuje gatunek *Falsisca* cf. *verchojanica* Molin. W wyniku późniejszej rewizji taksonomicznej muszloraczków z pogranicza permu i triasu autorstwa Schneidera i Scholze (2016) oraz Scholze i in. (2016, 2017), okazało się, że gatunek *Falsisca postera* Kozur et Seidel jest tożsamy z gatunkiem *Palaeolimnadiopsis vilujensis* Varentsov, a *Falsisca verchojanica* Molin – z *Euestheria gutta* (Lutkevich). Zespół *Palaeolimnadiopsis vilujensis–Euestheria gutta* występuje w górnej części formacji z Fulda, której wiek jest określany na wczesny trias (ind), zatem cała formacja z Jaworznej również jest tego wieku. W efekcie problemy taksonomiczne związane z muszloraczkami ograniczyły zaufanie do tej grupy skamieniałości jako narzędzia biostratygraficznego (Becker, 2014a, 2015a; Szulc i in., 2015c). Równie mało wiarygodnym narzędziem są tropy kręgowców, na podstawie których Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004b, 2006) piaskowcom ogniwa z Tumlina przypisali wiek górnopermski (patrz np. Racki, 2005).

Mniej kontrowersyjne badania muszloraczków triasu górnego (Olempska, 2004) nie pozwoliły ostatecznie na rozwiązanie problemów chronostratygrafii wyższego kajpru Górnego Śląska, wzbudzającego duże zainteresowanie ze względu na bogate w skamieniałości poziomy kościonośne (np. Dzik i in., 2000; Dzik, Sulej, 2007; Bodzioch, Kowal-Linka, 2012; Szulc i in., 2015a, b; Racki, 2019).

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.5. MAGNETOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Badania magnetostratygraficzne były prowadzone w obrębie wszystkich trzech oddziałów triasu, przy czym najwięcej prac dotyczyło triasu dolnego (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2002; Nawrocki i in., 2003; Nawrocki, 2004; Becker, Nawrocki, 2014; Becker i in., 2020a; Nawrocki, Becker, 2020). Zapis magnetostratygraficzny triasu środkowego opracowali Nawrocki i Szulc (2000a, b), a magnetostratygrafię niektórych odcinków triasu górnego – Nawrocki i in. (2015) oraz Wójcik i in. (2017). W brunatnych i czerwonych osadach, tzw. „red beds", zapis paleomagnetyczny jest oparty na hematycie, podczas gdy w węglanach i szarych silikoklastykach (głównie trias środkowy) – na magnetycie (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000a, b; Szurlies i in., 2003; Nawrocki i in., 2015; Zhang i in., 2020).

Nawrocki (1997), opierając się na danych z głębokich otworów wiertniczych, wyznaczył w dolnym triasie Niżu Polskiego 14 magnetozon: siedem o polarności normalnej i siedem o polarności odwrotnej. Dla najniższego triasu szczególnie jest charakterystyczna magnetozona normalna Tbn1, której spąg znajduje się w pobliżu chronostratygraficznej granicy permu i triasu (Nawrocki, 1997, 2004; fig. 34). Dla wyższej części dolnego i niższej części środkowego pstrego piaskowca charakterystyczna jest odwrotna polarność (Nawrocki, 1997; Becker i in., 2020a). Dwie krótkie magnetozony normalnej polarności (Tbn4 i Tbn5) stwierdzone w obrębie formacji pomorskiej mogą służyć jako dobre narzędzia korelacyjne (Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014; fig. 33). Dla wyższej części środkowego i niższej, znacznej części górnego pstrego piaskowca charakterystyczna jest polarność normalna, którą przerywa jedynie krótka magnetozona odwrotna Tbr6, zlokalizowana w pobliżu granicy środkowego i górnego pstrego piaskowca (Nawrocki, 1997). Korelacje z magnetostratygraficznymi skalami globalnymi oraz kalibracja danymi palinologicznymi wykazały, że

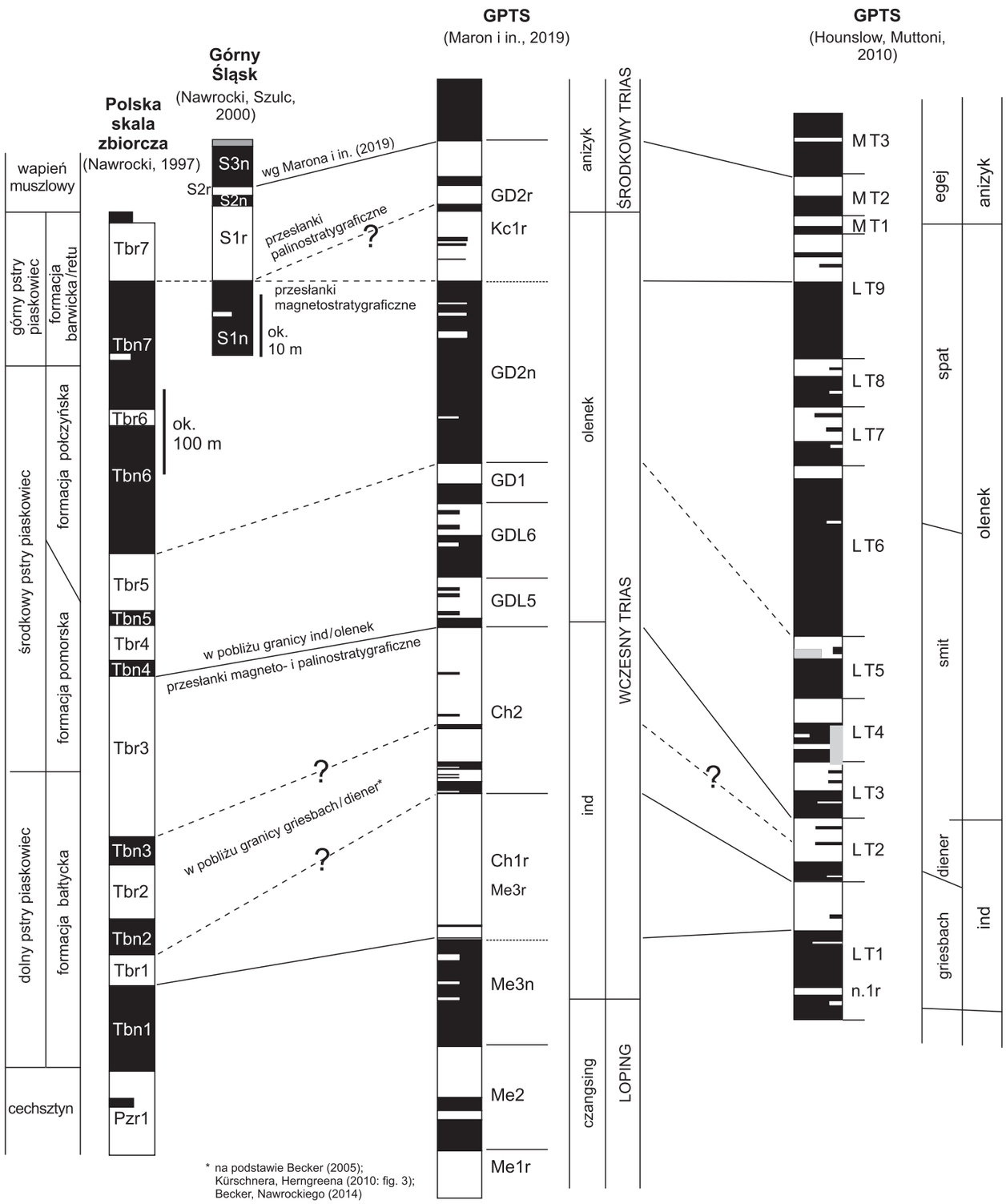


FIG. 33. Korelacja zbiorczej skali magnetostratygraficznej pstrego piaskowca Polski (głównie trias dolny) oraz pogranicza pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Górnego Śląska z globalnymi geomagnetycznymi skalami polarności (GPTS) Hounslowa, Muttoniego (2010); Marona i in. (2019): linie ciągłe wskazują korelacje najbardziej prawdopodobne; na podstawie Nawrockiego, Becker (2020), zmieniono

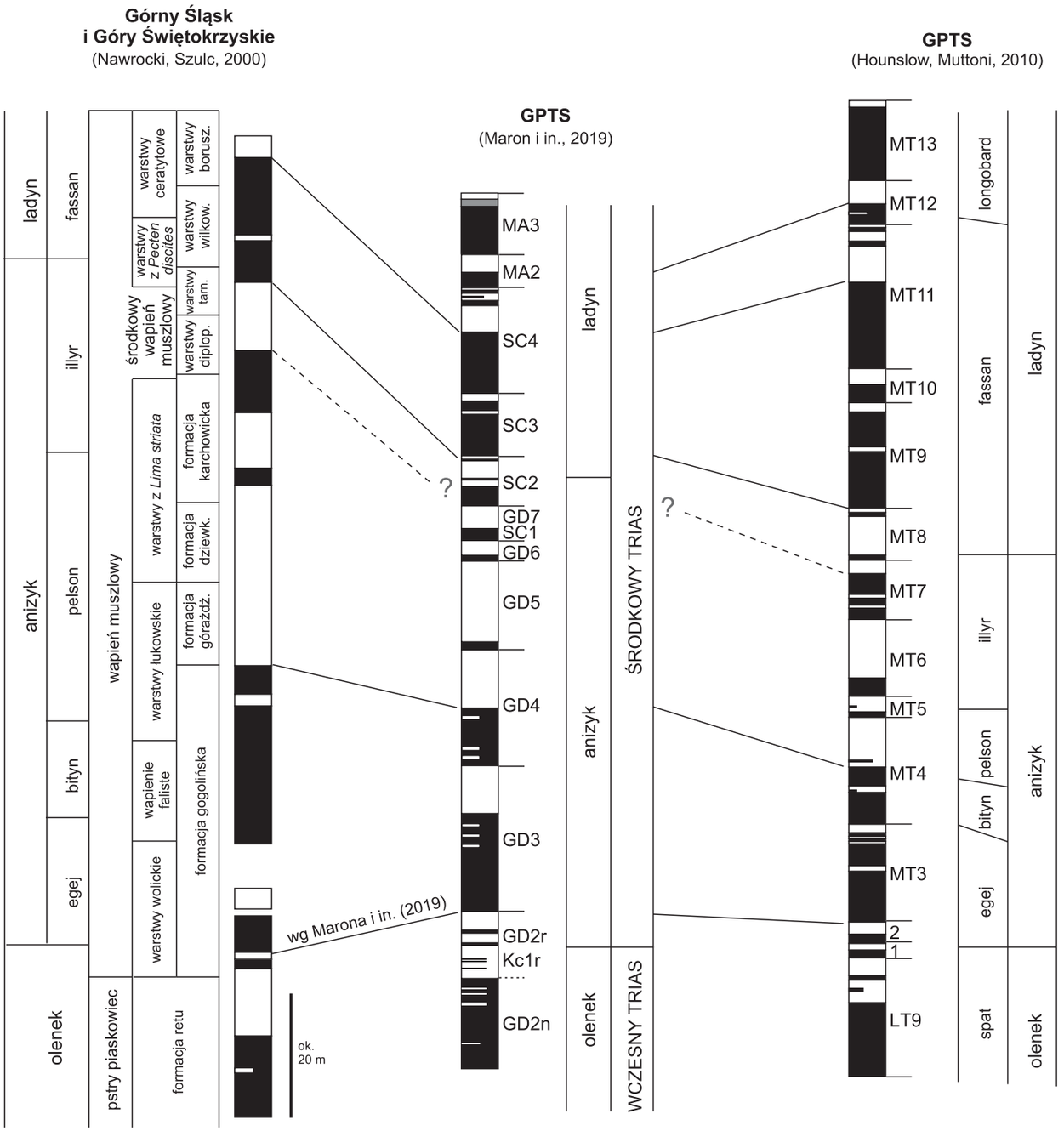


FIG. 34. Zbiorcza skala magnetostratygraficzna górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego polskiej części basenu centralnej Europy oraz jej korelacja z globalnymi geomagnetycznymi skalami polarności (GPTS) Hounslowa, Muttoniego (2010); Marona i in. (2019); na podstawie Nawrockiego, Szulca (2000a, b), zmieniono

sukcesja zawierająca magnetozony Tbn2–Tbn3 obejmuje prawdopodobnie granicę podpięter griesbachu i dieneru, spąg magnetozony Tbn4 przybliża granicę pięter indu i oleneku, a granica oleneku i anizyku znajduje się prawdopodobnie w wyższej części górnego pstrego piaskowca (Nawrocki, Becker, 2020 oraz literatura tam cytowana; fig. 33).

Nawrocki i Szulc (2000a, b) na podstawie badań paleomagnetycznych przeprowadzonych na próbkach z odsłonięć na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich wyznaczyli w przebadanym odcinku najwyższego triasu dolnego oraz triasu środkowego (litostratygraficznie: górny pstry piaskowiec i wapień muszlowy) dziewięć zon polarności normalnej oraz dziewięć zon polarności odwrotnej (fig. 34). Uzyskany obraz magnetostratygraficzny formacji retu (górny pstry piaskowiec) odpowiada schematowi przedstawionemu wcześniej z Niżu Polskiego, gdzie w niższej części wydzielenia dominowała polarność normalna, a w wyższej – polarność odwrotna (fig. 33, 34). Niższa część dolnego wapienia muszlowego, korelowana biostratygraficznie z niższym anizykiem, wykazuje polarność normalną. W wyższej części tej podgrupy oraz w środkowym wapieniu muszlowym (środkowy i górny anizyk) dominuje polarność odwrotna. W górnym wapieniu muszlowym, zasadniczo wieku wczesnoladyńskiego, ponownie dominuje polarność normalna (fig. 34). Obraz ten bardzo dobrze koreluje się z anizyjsko–wczesnoladyńskim odcinkiem globalnych geomagnetycznych skal polarności (np. Hounslow, Muttoni, 2010; Maron i in., 2019; fig. 34). Granica oleneku i anizyku jest położona w pobliżu litostratygraficznej granicy pstrego piaskowca i wapienia muszlowego. Nawrocki i Szulc (2000a, b) plasowali granicę tych pięter nieco powyżej granicy litostratygraficznej, podczas gdy Maron i in. (2019) oraz Nawrocki i Becker (2020) postawili ją nieco poniżej granicy obu grup, co jest spójne z interpretacjami biostratygraficznymi (np. Trammer, 1975; Orłowska-Zwolińska, 1985). Nawrocki i in. (2015) skorelowali obraz paleomagnetyczny uzyskany dla dolnego kajpru z odcinkiem skali globalnej z pogranicza fassanu i longobardu (patrz fig. 34, 35).

Magnetostratygrafia triasu górnego Polski jest rozpoznana dosyć słabo, głównie ze względu na brak odmian litologicznych korzystnych do badań paleomagnetycznych w sukcesjach tego oddziału oraz na ubogi zasób innych wskaźników stratygraficznych. Nawrocki i in. (2015) podczas opracowania profili z odsłonięć i wierceń z Górnego Śląska oraz z Wielkopolski (północna część monokliny przedsudeckiej), rozpoznali 22 lokalne magnetozony, co odpowiada ok. 25% liczby zon późnotriasowych wyznaczanych w skalach globalnych (patrz fig. 35). Luki w informacji paleomagnetycznej nie pozwoliły na skonstruowanie skali zbiorczej triasu górnego Polski. Korelacje ze skalami globalnymi są punktowe i przypuszczalne (fig. 35). Tym niemniej, obraz zmian polarności w obrębie piaskowca trzcinowego dobrze koreluje się z fragmentem skali globalnej dla wczesnego karniku, co potwierdzili Zhang i in. (2020) w niemieckiej części basenu, a zmianę polarności z odwrotnej na normalną,

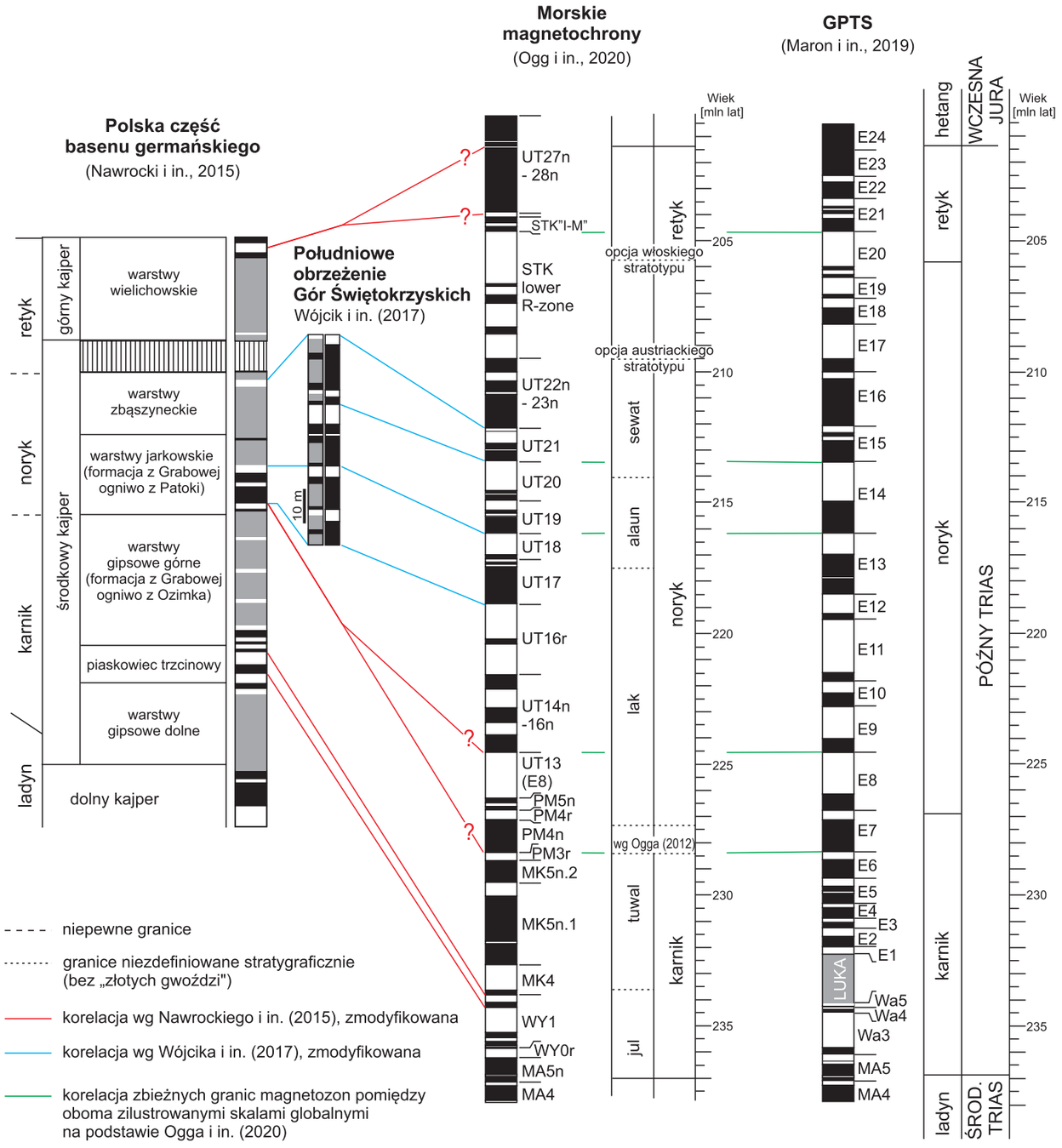


FIG. 35. Korelacja schematu zmian polarności uzyskanego dla osadów kajpru Polski ze zbiorczą globalną skalą polarności Ogga i in. (2020) oraz z globalną geomagnetyczną skalą polarności (GPTS) Marona i in. (2019)

uchwyconą w ogniwie z Patoki formacji z Grabowej oraz w warstwach jarkowskich, można skorelować z jedną z takich zmian we wczesnym noryku (Nawrocki i in., 2015; fig. 35). Charakterystyczna zona odwrotnej polarności, uchwycona w najwyższym kajprze, została skorelowana z jedną z krótkich zon odwrotnej polarności późnego retyku lub pogranicza retyku i hetangu (Nawrocki i in., 2015). Wójcik i in. (2017), na podstawie badań paleomagnetycznych kajpru z odsłonięć południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zaproponowali modyfikację interpretacji chronostratygraficznej Nawrockiego i in. (2015), korelując ekwiwalenty ogniwa z Patoki formacji z Grabowej ze środkowym, a nawet wyższym norykiem (fig. 35). Potencjał korelacji magnetostratygraficznych w dużym stopniu obniża fakt, że globalne skale magnetostratygraficzne wykazują dla późnego triasu bardzo liczne zmiany polarności przy równocześnie ubogim zasobie innych wskaźników chronostratygraficznych, zwłaszcza w facjach lądowych i przejściowych. Należy tu również podkreślić, że dopływ nowych danych powoduje modyfikacje globalnych skal magnetostratygraficznych, czego przykładem jest drastyczna różnica w obrazie magnetostratygraficznym retyku (tzw. wersja „długiego retyku") między skalą przedstawianą przez Ogga (2012) oraz Ogga i in. (2020). W starszej wersji interpretowano retyk jako wiek zdominowany przez polarność normalną, podczas gdy w nowszej przyjęto dominację polarności odwrotnej. W nowszej wersji skali „odmłodzono" o ok. 1 mln lat granicę karniku i noryku, co powoduje, że pierwotna korelacja magnetostratygraficzna Nawrockiego i in. (2015) mogłaby wskazywać na karnicki wiek najniższej części ogniwa z Patoki (fig. 35). Brak formalnie ustalonych chronostratygraficznych granic noryku i retyku dodatkowo utrudnia dalszą korelację.

Zapis magnetostratygraficzny pstrego piaskowca dobrze koreluje się pomiędzy polską a niemiecką częścią basenu środkowej Europy (inaczej basenu germańskiego; fig. 36). Podobnie zbieżne rezultaty uzyskano dla obu części basenu dla piaskowca trzcinowego (w Niemczech: *Stuttgart Formation*), gdzie pośród zapisu odwrotnej polarności magnetycznej zidentyfikowano dwie magnetozony o polarności normalnej (fig. 37). Zasadniczą część triasu środkowego (wapień muszlowy) szczegółowo przebadano jak do tej pory tylko w Polsce.

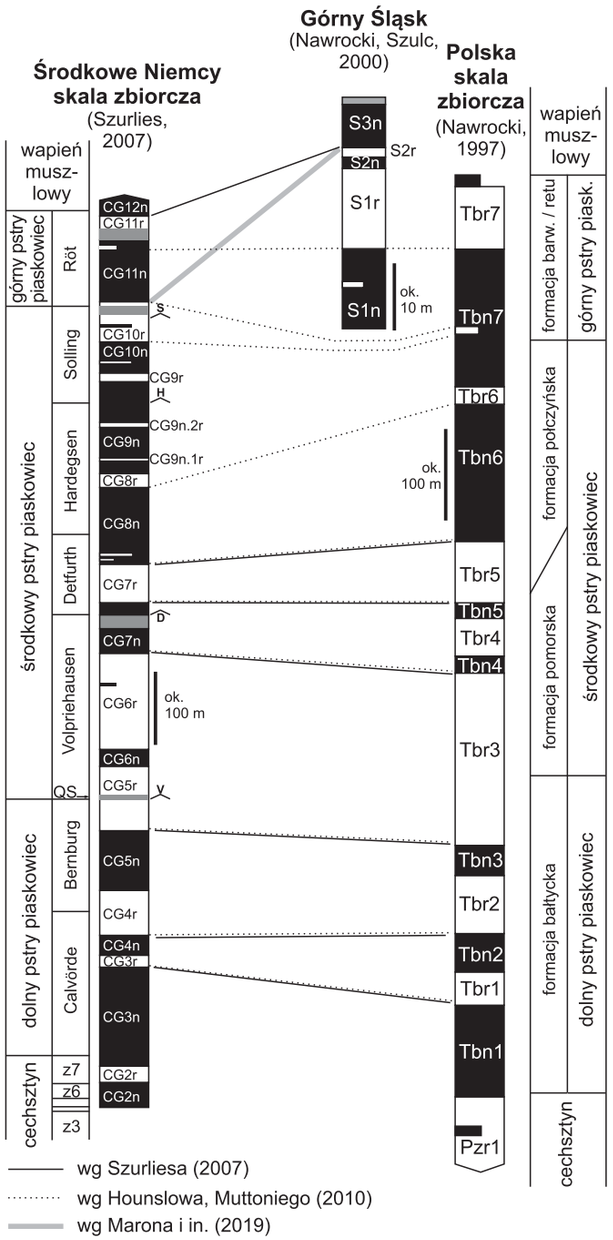


FIG. 36. Korelacja schematu zmian polarności w pstrym piaskowcu niemieckiej i polskiej części basenu środkowej Europy (basenu germańskiego): QS – piaskowiec z Quickborn

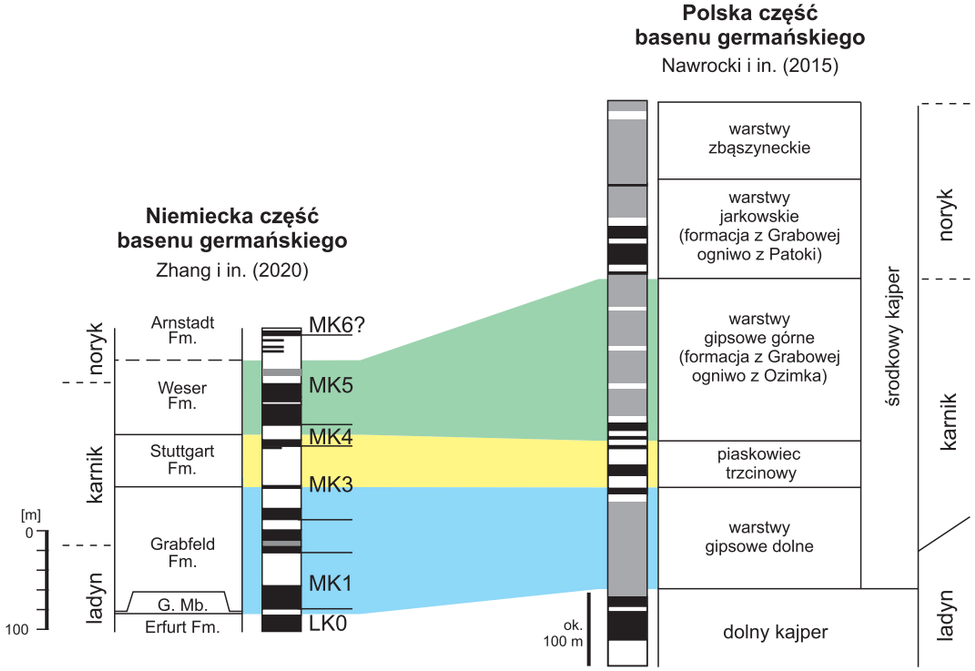


FIG. 37. Zmiany polarności kajpru uzyskane w niemieckiej i polskiej części basenu germańskiego (środkowej Europy) wraz z klasyczną w obrębie basenu korelacją jednostek litostratygraficznych; magnetostratygrafia wg Zhang i in. (2020) uproszczona: linie przerywane oznaczają niepewne granice; G. Mb. – ogniwo dolomitu granicznego

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.6. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

Depozycja osadów triasowych w basenie Niżu Polskiego rozpoczęła się dzięki odnowieniu zamierającego basenu cechsztyńskiego. Osady permanentnie wysychających równi mułowych z licznymi konkrecjami ewaporatowymi oraz piaszczystych aluwiów przechodzą w sposób ciągły w laminowane osady płytkich zbiorników wodnych, prawie pozbawione konkrecji ewaporatowych, ale urozmaicone cienkimi przewarstwieniami wapieni oolitowych (fm. bałtycka, fm. z Opoczna). Zmiana warunków depozycji była prawdopodobnie spowodowana podniesieniem poziomu oceanu światowego, datowanego na początek griesbachu (Pieńkowski, 1991; Kuleta, Zbroja, 2006; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). Centrum basenu tworzył wówczas system równi mułowych typu sebhy, równi pływowych oraz ekstremalnie płytkich lagun lub jezior terminalnych. Dyskusyjne jest występowanie co najmniej okresowych połączeń z oceanem światowym. Ingresje morskie mogły prawdopodobnie następować od NW z morza borealnego (Fuglewicz, 1980; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005, 2024; Szulc, 2019). Fuglewicz (1980) postulował również możliwość połączenia z oceanem, które na NE otwierało się wzdłuż południowej krawędzi lądu fennoskańskiego ku północy. Becker (2024) nie wykluczyła funkcjonowania na południu epizodycznych, lokalnych połączeń z Tetydą (fig. 38). Południowe obrzeżenia basenu Niżu Polskiego były zdominowane przez środowiska fluwialne i aluwialne, a być może również deltowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2015b). Przykładem jest tu formacja z Zagnańska, zbudowana z osadów korytowych piaszczystych rzek roztokowych, rozwijających się na rozległych obrzeżach podnoszącego się lądu świętokrzyskiego (Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Złonkiewicz, Becker, 2015) w warunkach klimatu monsunowego z okresowymi intensywnymi opadami (Jewuła i in., 2021). Skład ziarnowy piaskowców i zlepieńców tej formacji w niecce miechowskiej, w tym obecność wulkanitów, wskazuje, że obszarem alimentacyjnym dla systemu koryt rozwijających się generalnie z południa na północ, mógł być rejon sudecko-małopolski, a także wschodnia część trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Kuleta i in., 2000). Osuszanie się klimatu w dienerze (por. Paul, Puff, 2010) doprowadziło do powstawania pól piasków eolicznych (ogniwo z Tumlina; Gągol, 1976; Gradziński i in., 1979; Gradziński, 1986; Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Kiersnowski, 2023). Koryta rzek roztokowych rozległej równiny aluwialnej, rozwijającej się na obrzeżach lądu windelicko-czeskiego, miały szerokość kilku metrów i nie przekraczały prawdopodobnie 1 m głębokości, a brak stabilizacji ich brzegów przez roślinność w klimacie półsuchym umożliwiał swobodną lateralną migrację (Mroczkowski, 1969, 1972, 1977; Mroczkowski, Mader, 1985; Kowalski, 2020). Wyraźnie morskie środowisko lagunowo-pływowe zapanowało na przełomie indu i oleneku, podczas depozycji niższej części środkowego pstrego piaskowca (fm. pomorska i ekwiwalenty; Orłowska-Zwolińska, 1983; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005; Szulc, 2019; Becker i in., 2020b; fig. 38). Na obrzeża basenu ingresje morskie docierały jedynie okresowo, a w strefie brzegowej rozwijały się równie z rzekami efemerycznymi, zalewami powierzchniowymi, eolicznymi pokrywami piaszczystymi oraz płytkowodnymi jeziorami typu palustrinowego (fm. z Goleniaw; Mader, 1992; Fijałkowska-Mader i in., 2015a; Jewuła i in., 2023). Tworzyły się także typowe równie fluwialne z systemami rzek roztokowych i meandrujących (fm. z Piekoszowa, fm. z Wiór; Mader, Rdzanek, 1985; Becker, 2005; Kuleta, Zbroja, 2006). Na początku oleneku basen został zdominowany przez osady aluwialne i fluwialne (fm. połczyńska i ekwiwalenty). System megastożków aluwialnych zasilał, położone w centralnym obniżeniu, okresowo wysychające jeziorzysko bezodpływowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2019). Na równiach zalewowych systemów fluwialnych dochodziło do rozwoju paleogleb typu kalcisoli i wertisoli (Jewuła i in., 2023). Depocentrum basenu przebiegało z NW na SE i pokrywało się z położeniem walnej strefy tektonicznej styku dwóch platform (strefa Teisseyre'a-Tornquista; TTZ). Niewykluczone, że centralne jeziorzysko w późnym oleneku uzyskało czasowo słabe połączenie z Tetydą poprzez bramę wschodniokarpacką, o czym może świadczyć obecność glonów podobnych do alpejskich Dasycladaceae w osadach formacji ze Stachury oraz rozkład miąższości ogniw pstrego piaskowca na przedgórzu Karpat (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Kuleta, Zbroja, 2006; Moryc, 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). W znacznej części obrzeży basenu, ale głównie ku NE i SW od depocentrum, dominowała erozja nad depozycją (Szyperko-Teller i in., 1997; Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003). Zróżnicowany rozkład miąższości środkowego pstrego piaskowca świadczy o zróżnicowaniu subsydencji podczas jego depozycji, związanym z aktywnością tektoniczną – ruchami blokowymi lub wczesną halokinezą cechsztyńskich ewaporatów. Poniżej przytoczoną historię depozycji w basenie Niżu Polskiego od najpóźniejszego oleneku po retyk zaczerpnięto z prac Szulca (2007a, b). Aktywność tektoniczna w rejonie śląsko-morawskiego obrzeżenia basenu doprowadziła do połączenia polskiej części środkowoeuropejskiego basenu triasowego z Oceanem Tetydy w późnym oleneku. Basen przybrał formę półzamkniętego zbiornika morskiego, w którym warunki normalnomorskie panowały w bezpośrednim sąsiedztwie połączeń z oceanem, czyli na południu Polski (Śląsk i Góry Świętokrzyskie), a dalej na północ i zachód warunki stawały się coraz bardziej restrykcyjne. Głównym źródłem dopływu klastyków stał się ląd fennoskandzki. Początkowo basen miał charakter typowego, półzamkniętego basenu ewaporacyjnego, w którym utworzyły się trzy niepełne cykle salinarne (Leśniak, 1978a, b), a na początku anizyku stał się płytkim morzem epikontynentalnym (fig. 39). Struktury deformacyjne, występujące w osadach górnego pstrego piaskowca w synklinorium północnosudeckim oraz w osadach wapienia muszlowego na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, dokumentują aktywność tektoniczną tych obszarów na przełomie oleneku i anizyku (Matysik, Szulc, 2019; Durkowski, 2022). Kolejne przemodelowanie basenu nastąpiło we wczesnym ladynie, kiedy to znaczący wznios skorupy we wschodniej części basenu środkowoeuropejskiego doprowadził najpierw do intensyfikacji dostawy klastyków, a następnie do wynurzenia. W polskiej części basenu luka obejmująca późny ladyn jest dobrze udokumentowana biostratygraficznie brakiem najmłodszych poziomów konodontowych. Sedymentacja warstw sulechowskich zachodziła w środowiskach jezior i bagien w warunkach ciepłego,

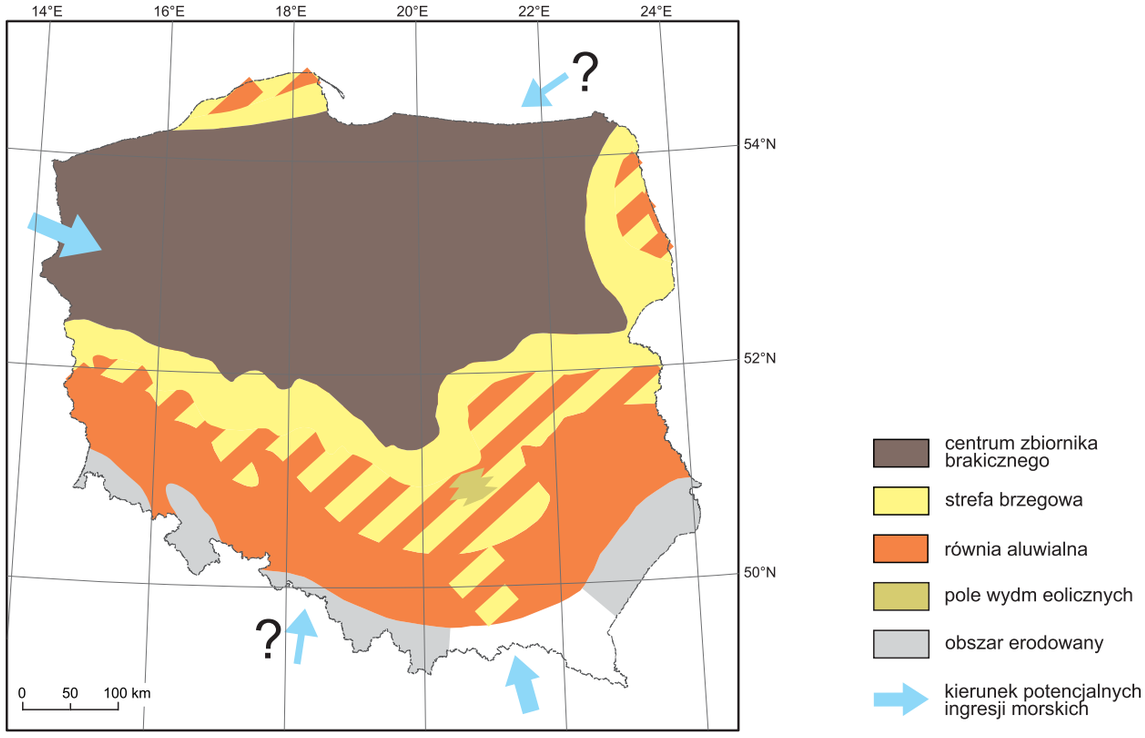


FIG. 38. Paleogeografia obszaru Polski we wczesnym triasie (przełom indu i oleneku) na podstawie Iwanowa, Kiersnowskiego (1998, zmieniono)

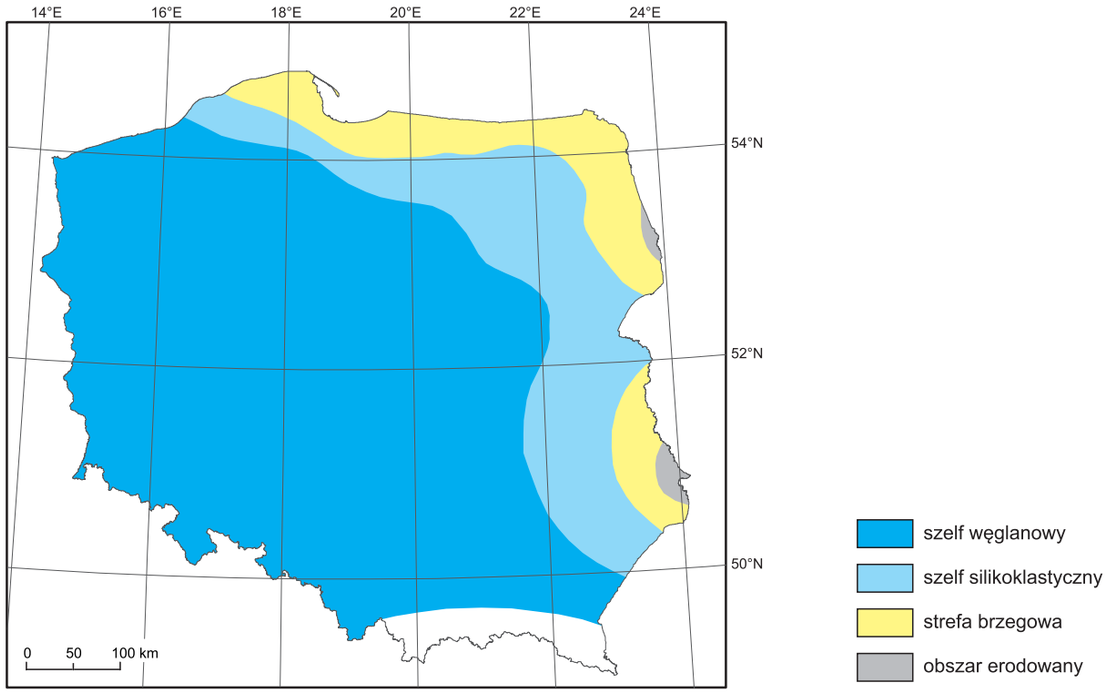


FIG. 39. Paleogeografia obszaru Polski w środkowym triasie (anizyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

1 Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

wilgotnego klimatu. Ponowna ingresja morska, postępująca od południa poprzez bramę śląską, nastąpiła na przełomie ladynu i karniku. Sięgnęła ona w głąb basenu równie daleko jak w anizyku, ale doprowadziła do powstania jedynie bardzo płytkiego, krótkotrwałego zbiornika. Wynikiem tej ingresji są osady tzw. dolomitu granicznego, włączanego obecnie do najniższych warstw gipsowych dolnych. Konfiguracja polskiej części basenu w późnym triasie powtórzyła tę znaną z wcześniejszych epok. Jego depocentrum tworzyła bruzda środkowopolska rozwinięta ponad TTZ. Pomniejsze centra subsydencji były warunkowane przez lokalne uskoki, w tym związane z rozwijającymi się strukturami halotektonicznymi. W centrum basenu dominowała depozycja drobnoklastyczna, a na obrzeżach powstawały osady piaszczyste, dostarczane z otaczających masywów lądowych. Zapis depozycji karnickiej odzwierciedla zmienność klimatyczną i wynikające z niej następowanie po sobie okresów suchszych i wilgotniejszych. W okresach suchych powstały dolne i górne warstwy gipsowe z licznymi konkrecjami ewaporatowymi, a nawet z przewarstwieniami gipsów i soli kamiennej. W wilgotniejszym klimacie tzw. karnickiego zdarzenia pluwialnego (Fijałkowska-Mader i in., 2015b, 2021) powstał rozdzielający je fluwialny piaskowiec trzcinowy. Tektonicznie wywołane odmłodzenie topografii basenu oraz intensywna erozja fluwialna spowodowały, że osady piaskowca trzcinowego często leżą niezgodnie na różnych młodszych ogniwach triasu lub na skałach starszych. W noryku panowały warunki suchego klimatu z epizodem bardziej wilgotnym w jego środkowej części (tzw. środkowonoryckie zdarzenie tektoniczno-pluwialne; Szulc i in., 2015c), kiedy to powstał poziom lisowskiej brekcji kostnej (Szulc i in., 2015b, c), złożonej z kości kręgowców. Najlepiej jest on wykształcony w obrębie formacji z Grabowej na Górnym Śląsku (Dzik i in., 2000; Szulc i in., 2015b, c). Dominującą w basenie stała się efemeryczna lub permanentna depozycja fluwialna (fig. 40). Koryta nierzadko były wypełnione osadami drobnoklastycznymi, podobnie jak strefy międzykorytowe, a równie zalewowe miały pagórkowatą morfologię typu gilgai (Gruszka, Zieliński, 2008; Jewuła i in., 2019). Na równiach tych tworzyły się poziomy glebowe typu kalcisoli, które ulegały często erozji i redepozycji (Szulc i in., 2015b). Począwszy od późnego noryku przez retyk wilgotnienie klimatu postępowało w sposób ciągły (Fijałkowska-Mader, 2015) w związku z przemieszczaniem się bloku europejskiego ku wyższym szerokościom geograficznym. Doprowadziło to w retyku do rozwoju stabilnych systemów fluwialnych z wyraźnym podziałem na permanentne koryta wypełnione dobrze wysortowanymi piaskowcami oraz równie zalewowe pokryte bujną szatą roślinną, której pozostałości pozwoliły na utworzenie się cienkich przewarstwień węglistych (Szulc, 2007b; fig. 40).

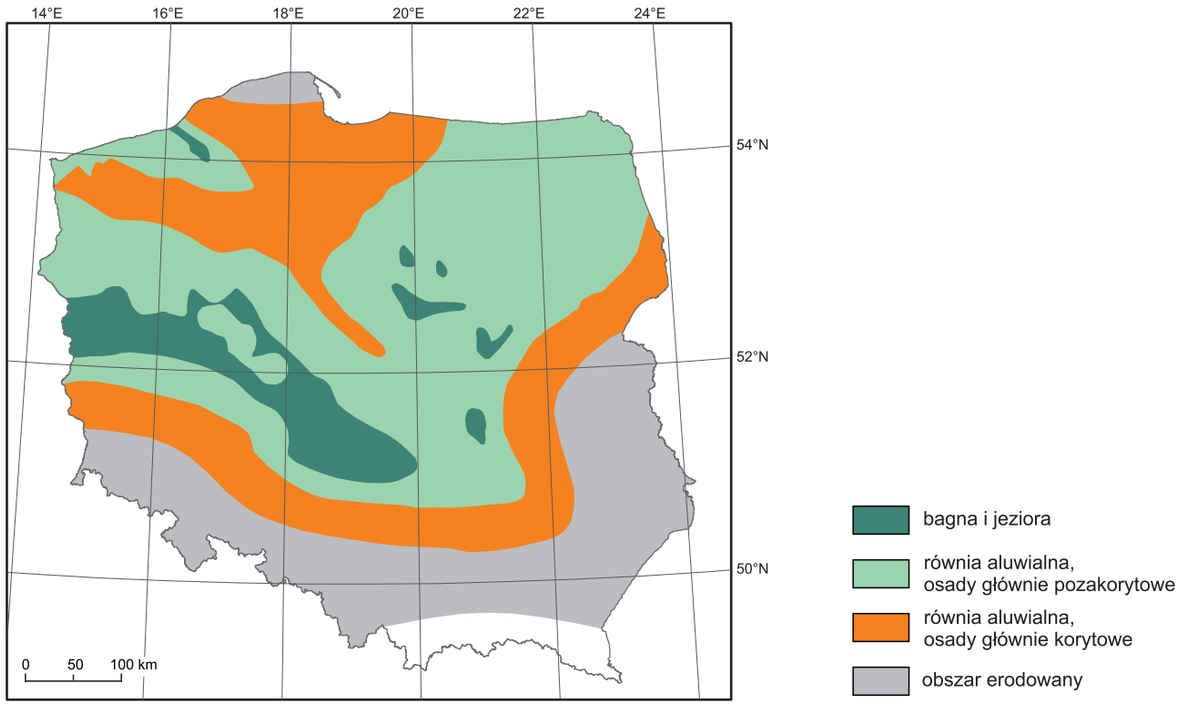


FIG. 40. Paleogeografia obszaru Polski w późnym triasie (retyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

2 Trias karpacki (basen Tatr)

2.1. PODSTAWOWY PODZIAŁ I WSTĘPNE UWAGI O STANIE STRATYGRAFII

Ryszard Zabielski

Utwory skalne zaliczane do triasu występują w Tatrach w obrębie trzech głównych jednostek tektonicznych (płaszczowin), tworzących obecnie pokrywę osadową trzonu krystalicznego. Są to: jednostka wierchowa (zawierająca elementy: autochtoniczny/paraautochtoniczny oraz allochtoniczny), jednostka reglowa dolna (križniańska) i jednostka reglowa górna (choczańska, gdzie brak jest triasu dolnego). Klastyczne i węglanowe skały triasowe tworzą znaczącą część profili tych jednostek. Ich wykształcenie litologiczne w poszczególnych jednostkach jest podobne, ale zróżnicowane facjalnie, gdyż powstawały one w różnych obszarach paleośrodowiskowych Oceanu Tetydy, wyodrębnionych jako domeny paleogeograficzno-facjalne: tatrikum, fatrikum i hronikum (w polskiej części Tatr). Domeny te przekładają się na wspomniane jednostki tektoniczne.

Trias w Tatrach jest wykształcony niemal kompletnie, jednak w jego podziale stratygraficznym brak jest lokalnych jednostek (fig. 41). Schemat stratygraficzny został zaczerpnięty i nawiązywał (i nadal w wielu wypadkach nawiązuje) do podziału alpejskiego, który z czasem się zdezaktualizował, a w Tatrach nie miał solidnych podstaw (Szulczewski, 2010). Stosowane podziały miały na celu przedstawienie zróżnicowania pionowego utworów skalnych, co jednak nie dało podstaw do korelowania ich z piętrami chronostratygraficznymi. Mamy tu do czynienia z kompleksami skalnymi, które zostały ujęte w jednostki nieformalne, często zaczerpnięte z innych regionów (np. kajper karpacki, dolomit główny), a także z jednostkami nawiązującymi do formalnych zasad litostratygrafii (np. formacja z Lużnej, formacja fatrzańska).

Dla znacznej części utworów skalnych systemu triasowego w Tatrach brak jest skamieniałości, które umożliwiłyby jego dokładny podział biostratygraficzny. Wyjątek stanowi najwyższy trias – retyk domen tatrikum i fatrikum – oraz trias środkowy i górny domeny hronikum.

2.2. LITOSTRATYGRAFIA I INTERPRETACJE CHRONOSTRATYGRAFICZNE

Ryszard Zabielski

2.2.1. Trias dolny

Pod względem litologicznym trias dolny (ind–olenek) na obszarze polskiej części Tatr jest wykształcony podobnie w domenie tatrikum i fatrikum, brak go natomiast w domenie hronikum. Utwory skalne tego oddziału, związane z domeną hronikum, pozostały poniżej powierzchni odkłucia płaszczowiny choczańskiej.

Tatrikum i fatrikum (sukcesja wierchowa i reglowa dolna). Trias dolny tworzą trzy główne kompleksy litostratygraficzne. Występują one bezpośrednio na trzonie krystalicznym lub w spągowych partiach jednostek płaszczowinowych. Są to kolejno:
- I: piaskowce kwarcowe (miejscami kwarcytyczne), lokalnie arkozowe, z podrzędnym udziałem zlepieńców oraz przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych
- II: piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami mułowców łupkowatych i wapnistych
- III: dolomity, wapienie oraz mułowce i iłowce łupkowate z podrzędnym udziałem brekcji śródformacyjnych.

Pozycja stratygraficzna tych kompleksów była różnie interpretowana przez różnych badaczy (tab. 14).

Wcześniej dwa pierwsze kompleksy były klasyfikowane jako permotrias (Passendorfer, 1957). Uhlig (1890 *fide* Limanowski, 1901) piaskowce kwarcytowe (I kompleks) uznawał za permskie, a dwa wyższe kompleksy za trias dolny – odpowiednik tzw. werfenu w Alpach – jednostki o niesprecyzowanej randze chronostratygraficznej. Następnie Matějka i Andrusov (1931), a także Sokołowski (1948), dwa starsze kompleksy uznali za odpowiadające werfenowi; a górny kompleks korelowali z triasem środkowym. Natomiast Kotański (1956a) najwyższy kompleks skorelował z kampilem (rozumianym jako górna część werfenu), a tym samym dwa niższe

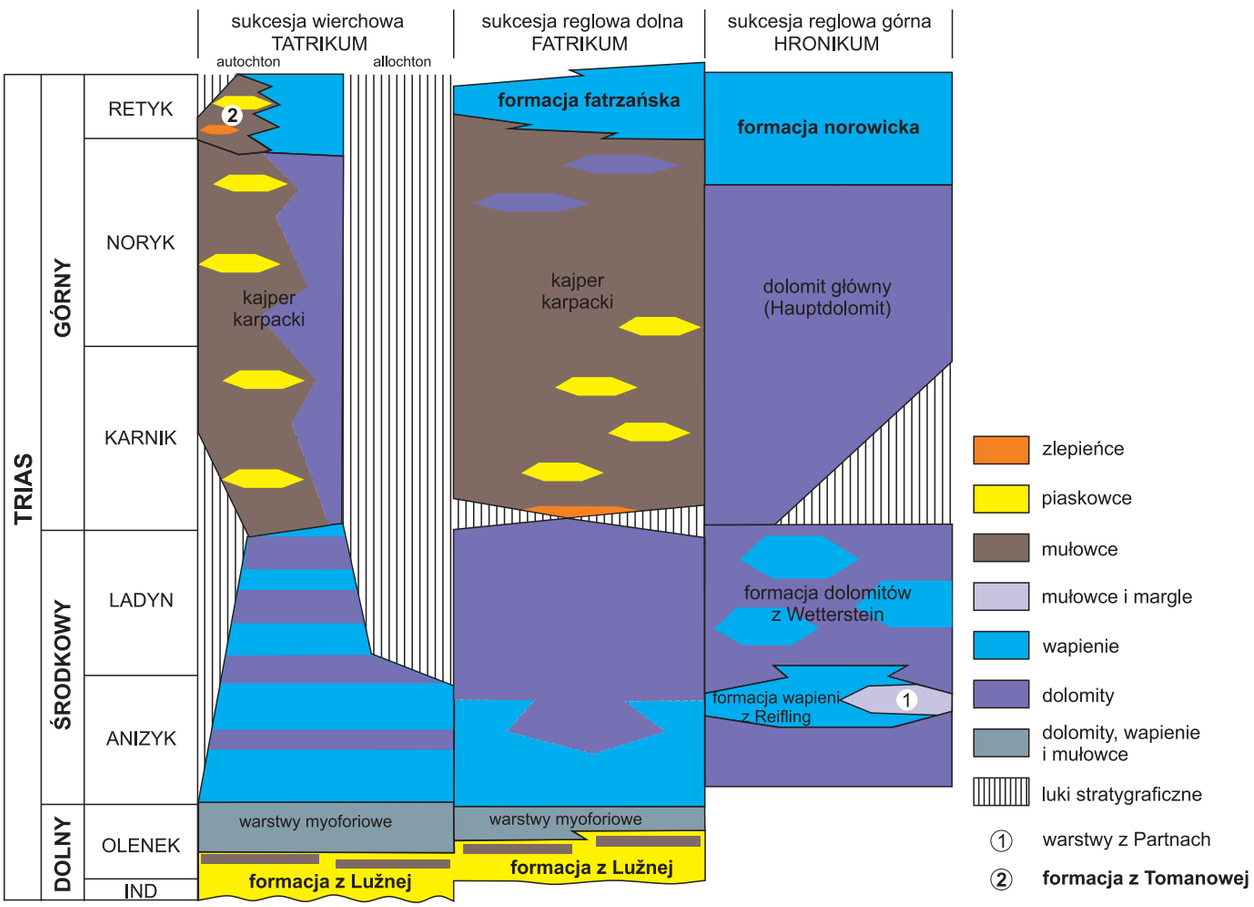


FIG. 41. Schemat wykształcenia litologicznego i stratygrafii triasu Tatr na podstawie Wagnera (2008); Uchmana (2014)

TAB. 14. Koncepcje podziału stratygraficznego triasu dolnego Tatr (na podstawie zestawienia Szulczewskiego, 2010, nieco zmieniono i uzupełniono)

<table>
<tr><th>Kompleks litostraty-graficzny</th><th>Miąższość [m]</th><th colspan="2">Matějka, Andrusov (1931); Sokołowski (1948)</th><th colspan="3">Kotański (1956a)</th><th colspan="3">Kotański (1973c, 1979)</th><th>Roniewicz (1997a,b); Gaździcki, Lefeld (1997); Uchman (2004); Wagner (2008)</th><th>Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000 Piotrowska (2015)</th><th>Jach i in. (2014)</th></tr>
<tr><td>III</td><td>ok. 50</td><td colspan="2">trias środkowy (najniższa część)</td><td rowspan="3">werfen</td><td>kampil</td><td>górny</td><td rowspan="3">werfen = scytyk</td><td colspan="2">kampil</td><td>kampil</td><td>olenek</td><td>górny olenek</td></tr>
<tr><td>II</td><td rowspan="2">ok. 160</td><td rowspan="2">werfen</td><td>górny</td><td colspan="2" rowspan="2">seis</td><td>dolny</td><td>seis górny</td><td>warstwy werfeńskie</td><td rowspan="2">werfen</td><td>?</td><td rowspan="2">(?) ind–dolny olenek</td></tr>
<tr><td>I</td><td>dolny</td><td colspan="2">seis dolny</td><td>formacja z Lużnej (ind)</td></tr>
</table>

kompleksy, z piętrem seis. W późniejszych pracach (Kotański, 1973c, 1979) traktował on całość (seis + kampil) jako tzw. scytyk – jednostkę stratygraficzną również o niesprecyzowanej randze, odpowiadającą werfenowi. Scytyku nie wyróżniali Roniewicz (1997a, b), a także Gaździcki i Lefeld (1997) oraz Uchman (2004), którzy stosowali podział triasu dolnego na werfen i kampil. Zastosowane w niniejszym opracowaniu przyporządkowanie wymienionych kompleksów litologicznych do klasycznych pięter – ind i olenek – nie rozwiązuje problemu podziału triasu dolnego w Tatrach, z uwagi na brak wystarczających przesłanek biostratygraficznych.

Utwory klastyczne triasu dolnego (kompleksy I i II) występują w Tatrach płatowo, nie tworząc ciągłej pokrywy. Na terenie Słowacji dolna piaskowcowa część sukcesji, odpowiadająca prawdopodobnie kompleksowi I, tworzy formację z Lużnej (Fejdiová, 1980; tab. 15). Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) wyróżniono tę formację również w polskiej części Tatr. W wyższej części omawianych sukcesji pojawiają się mułowce i iłowce łupkowate (głównie kompleks II).

Utwory najwyższej części triasu dolnego (kompleks III, dawniej kampil; fig. 42A, B) są wykształcone jako dolomity, wapienie margliste, mułowce pstre i tzw. dolomity komórkowe oraz wyżej leżące tzw. warstwy myoforiowe. Występują one w jednostce wierchowej, zarówno w jej części autochtonicznej, jak i allochtonicznej, oraz w jednostce reglowej dolnej.

Utwory klastyczne najniższego triasu zaliczono do (?)indu–oleneku dolnego (Fuglewicz, 1979a; Leszczyński, Pszonka, 2014; Rychliński, 2014). Oprócz opisanego przez Fuglewicza (1979a) występowania wczesnotriasowych megaspor, Fijałkowska i Uchman (1993) stwierdzili

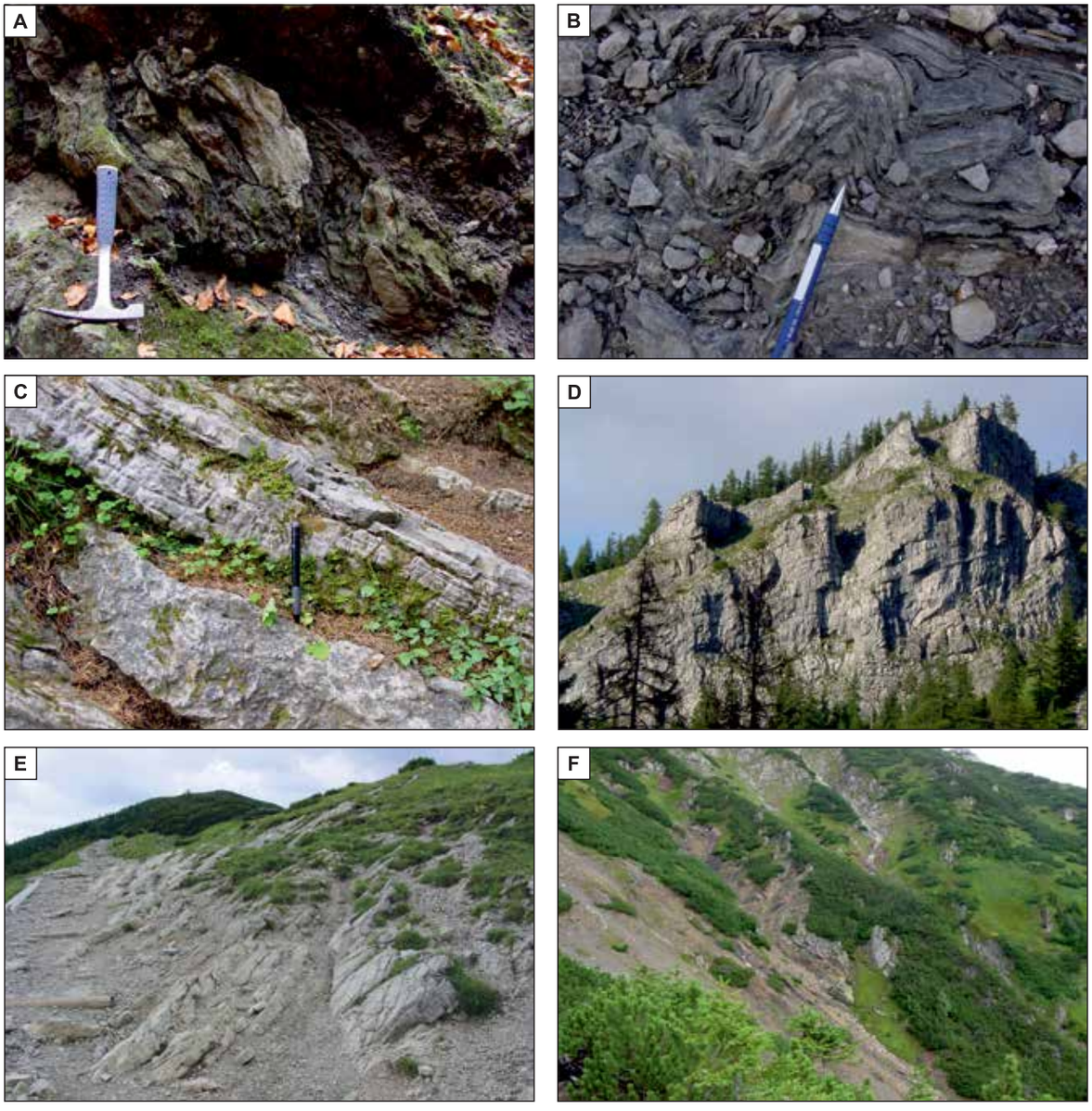


FIG. 42. Skały systemu triasowego w Tatrach: **A** – mułowce piaszczyste cienkoławicowe, laminowane z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja reglowa dolna); Dolina Strążyska, podrzędny boczny żleb na wschodnim zboczu doliny, poniżej Sarniej Skały; **B** – drobne struktury deformacyjne w obrębie łupków ilastych i marglistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja reglowa dolna); Siodłowa Perć (żółty szlak: Kuźnice–Dolina Jaworzynki–Przełęcz między Kopami); **C** – przewarstwienia ciemnoszarych wapieni z żyłkami kalcytowymi w obrębie dolomitów ławicowych (anizyk; sukcesja reglowa dolna); zielony szlak na Wielki Kopieniec; **D** – dolomity i wapienie ławicowe (anizyk; sukcesja reglowa dolna); SW zbocze Nosala; **E** – dolomity ławicowe (ladyn; sukcesja reglowa dolna); Skupniów Upłaz; **F** – łupki i piaskowce kwarcowe (formacja z Tomanowej), dalej łupki i piaskowce (kajper karpacki) oraz dolomity i wapienie (anizyk–ladyn) – sukcesja wierchowa; Czerwone Żlebki – widok w kierunku południowym. Fot. R. Zabielski

TAB. 15. Formacja z Lużnej – podział litologiczny i podstawowe cechy (Fejdiová, 1980, zmieniono)

Nazwa/**kreator**	Synonim/ historia badań	Definicja	Stratotyp / Hipostratotyp	Granica		Litologia i dalszy podział	Miąższość [m]	Typowy obszar	Chronostratygrafia
				dolna	górna				
Lúžňanské súrvrstvie/ **Fejdiová (1980)**	formacja z Lużnej; Liptovská Lúžňa Sequence / Stur (1860, 1868); Stache (1865); Zoubek (1930); Koutek (1930); Fejdiová (1980)	różnorodne osady klastyczne: różnoziarniste piaskowce, mułowce i iłowce, uławicone lub masywne, barwy czerwonej, kremowej i zielonkawej	przekop przy drodze nr 59 między miejscowościami Korytnica a Donovaly	kontakt tektoniczny z krystalicznym podłożem (autochton)	niewidoczna, przykryta piargiem	mułowce i iłowce łupkowate fioletowe oraz piaskowce drobnoziarniste ze śladami żerowania organizmów, lokalnie występują litoklasty; warstwowanie przekątne lub laminacja	10–30	Żółty Potok, grań Zadniego Upłazu, Dolina Jaworzynki (na terenie Polski; domeny tatrikum, fatrikum)	trias dolny
						łupki zielone (w pakietach miąższości do 5 cm, częstotliwość występowania pakietów rośnie ku stropowi) oraz średnio- i gruboziarniste piaskowce kwarcowe, piaskowce arkozowe, szarogłazy o warstwowaniu przekątnym i laminacji	20–25		
						kwarcyty średnio- i gruboziarniste, piaskowce kwarcowe i arkozowe, szarogłazy, piaskowce lityczne, podrzędnie żwiry; w górnej części ogniwa drobnoziarniste piaskowce arkozowe o warstwowaniu przekątnym, bladoróżowe	10–20		

w tych utworach palinostratygraficzny podpoziom *Densoisporites nejburgii*, datowany na Niżu Polskim na wczesny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Ponadto ich stratygrafia jest udokumentowana pośrednio – utwory te zalegają poniżej węglanów (kompleks III), zawierających faunę *Costatoria costata* (Zenker) i *Gervilleia* sp. (Jach i in., 2014).

Do oleneku górnego jednostki reglowej dolnej zalicza się występujące lokalnie brekcje zbudowane m.in. z okruchów piaskowców kwarcytowych niższej części triasu dolnego, będące prawdopodobnie efektem ich erozji (Jaczynowski, Jaczynowska, 1963).

2.2.2. Trias środkowy

W triasie środkowym obszary depozycyjne domen tatrikum i fatrikum stanowiły dwie sąsiadujące ze sobą rampy węglanowe w obrębie tego samego basenu sedymentacyjnego. Stąd utwory powstałe w tym czasie są podobne do siebie pod względem litologicznym – różnice litofacjalne zaznaczają się głównie w proporcjach między dominującymi tu dolomitami i wapieniami. Budowa geologiczna w obrębie domeny hronikum jest nieco bardziej skomplikowana ze względu na większą różnorodność litofacjalną oraz tektonikę.

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Utwory skalne triasu środkowego domeny tatrikum (tab. 16) to przede wszystkim dość miąższy kompleks (nawet do 600 m) zbudowany z naprzemianległych warstw szarych wapieni (typowe są tzw. wapienie robaczkowe) i dolomitów, wietrzejących na żółto, a w najwyższej części również przeławiceń mułowców dolomitycznych (fig. 41). Utwory te występują we wszystkich głównych jednostkach tektonicznych omawianej domeny. Występująca stosunkowo nielicznie fauna pozwala datować jedynie dolną część tego kompleksu na anizyk (Rabowski, 1931; Lefeld, 1958; Bac, Grochocka, 1965; Piotrowski, 1965; Kotański, 1967, 1979; Bełka, Gaździcki, 1976; Gaździcki, Lipiec, 1995; Niedźwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński i in., 2013). Jego wyższa część (ladyn?) nie jest udokumentowana biostratygraficznie. Najpełniejszy profil jest w części autochtonicznej sukcesji (fig. 43), podczas gdy w jednostkach płaszczowinowych jest on zredukowany – brakuje wyższego ladynu lub nawet całego ladynu i wyższego anizyku (Kotański, 1961, 1979).

Fatrikum (sukcesja reglowa dolna). Skały triasu środkowego w domenie fatrikum to w przeważającej części szare i ciemnoszare dolomity z udziałem wapieni (fig. 42C), miejscami wietrzejące na żółto. Wapienie występują głównie w dolnej części profilu – w anizyku (?) (fig. 41, 42D). W wyższej części dominują dolomity (fig. 42E). Oba typy litologiczne stanowią ponad połowę masy budującej płaszczowinę reglową dolną (križniańską) i są głównym typem litologicznym łusek, które tworzą w obrębie płaszczowiny układ pasowy o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym.

Dokładne określenie wieku dolomitów i wapieni jest problematyczne, co dodatkowo komplikuje złożona tektonika, dlatego też cały kompleks jest traktowany łącznie jako utwory triasu środkowego. Jedynie dolomity zawierające szczątki diplopor (*Diplopora annulata, Macroporella* sp., *Teutoporella* sp.) – tzw. dolomity diploporowe (Kotański, 1963, 1967) stanowią stosunkowo dobry horyzont korelacyjny z dolnym ladynem (fassanem). Rychliński i Szulc (2005) na obszarze Tatr Bielskich w domenie fatrikum wydzielili cztery sekwencje sedymentacyjne w obrębie triasu środkowego na podstawie badań mikrofacjalnych i sedymentologicznych (tab. 17). Korelacja tych sekwencji z wydzieleniami litologicznymi zastosowanymi na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr (SMGT) w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) jest próbą przyporządkowania ich do odpowiednich pięter, a te nie mają dostatecznego biostratygraficznego umocowania, podobnie jak w triasie dolnym.

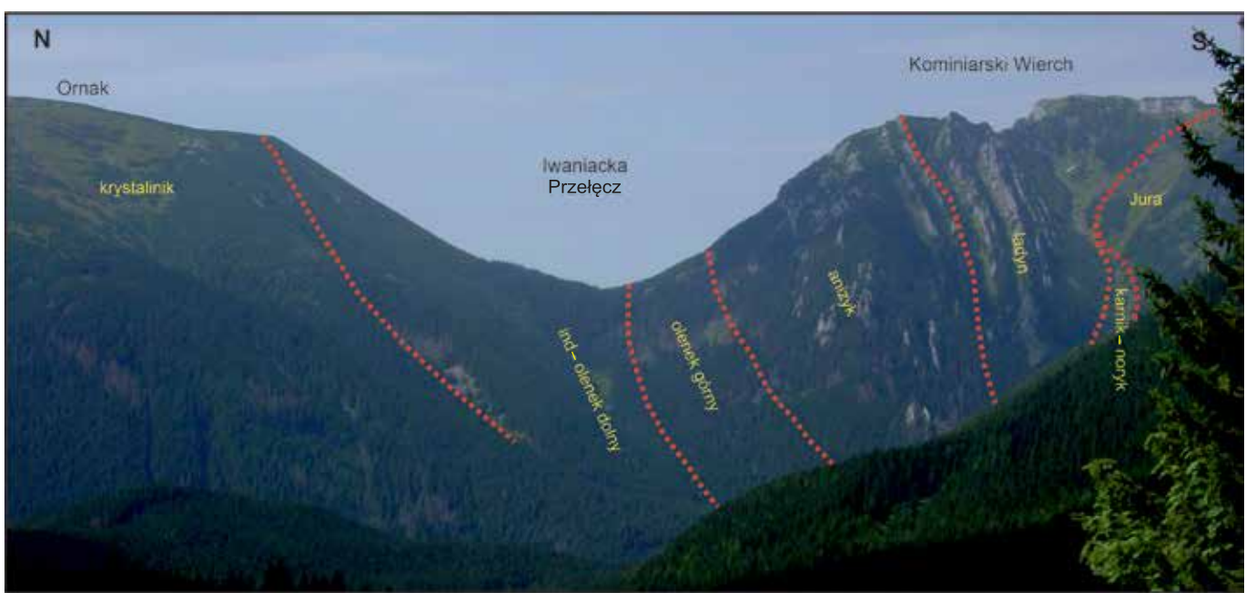


FIG. 43. Iwaniacka Przełęcz i Kominiarski Wierch – schematyczny przebieg jednostek chronostratygraficznych

TAB. 16. Podział stratygraficzny i litologiczny triasu środkowego domeny tatrikum w części autochtonicznej (wg Piotrowskiego,1965; Jaglarza, Szulca, 2003; nieco zmieniono)

Chronostratygrafia		Litologia	Jednostki genetyczne (Jaglarz, Szulc, 2003)	Sekwencje depozycyjne 3. rzędu z Alp Wschodnich (Rüffer, Bechstädt, 1999)	Maksymalna miąższość [m]	Jednostki litostratygraficzne (Piotrowski, 1965)	Geneza	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Piotrowski, 1965; Jaglarz, Szulc, 2003)
Ladyn	longobard	wapienie ławicowe, miejscami z bioturbacjami z przewarstwieniami dolomitów ławicowych wietrzejących na żółto	9	L2	135	**F**: wapienie pasiaste, często robaczkowe, przeławicone wietrzejącymi na żółto dolomitami płytowymi	płytkomorska sedymentacja na platformie węglanowej – następujące po sobie cykle sedymentacyjne 3. rzędu spłycające się w górę profilu, lokalne wynurzenia i sedymentacja ewaporatów	Kominiarski Wierch i jego południowe zbocza	–
		dolomity z synsedymentacyjnymi szczelinami w części stropowej	8	L1	75				
		wapienie gruboziarniste ławicowe							
	fassan	wapienie ławicowe							
		wapienie ławicowe (głównie kalcisiltyty i kalcilutyty) laminowane poziomo przechodzące ku stropowi w wapienie z bioturbacjami i dolomity z pseudomorfozami po siarczanach	7	A5	75				
Anizyk	illyr	wapienie z bioturbacjami (głównie kalcilutyty) przechodzące w wapienie ławicowe (głównie kalcisiltyty z oolitami) o warstwowaniu przekątnym, z diploporami i otwornicami oraz dolomity z żyłami neptunicznymi	6	A4	100				diplopory: *Physoporella pauciforata*, *Ph. prealpina*, *Diplopora annulatissima*, *Macroporella* sp., *Griphoporella* sp.
	pelson	tempestyty oraz wapienie oolitowe z bioklastami (ślimaki, liliowce, małże), strop sekwencji jest skrasowiały	5	A3	170	**E**: wapienie cukrowate			*Planilites* isp.; detrytus ślimaków, liliowców, igły gąbek
		wapienie średnioławicowe (głównie kacylutyty) z pseudomorfozami po celestynie oraz wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe)							
	bityn	wapienie mikrytowe i wapienie z pokruszoną fauną ślimaków, liliowców i igłami gąbek oraz z kortoidami i peloidami				**D**: wapienie robaczkowe z nielicznymi przewarstwieniami dolomitów płytowych			
		wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) z przewarstwieniami dolomitów (głównie dololutyty) i wapieni laminowanych średnioławicowych przechodzących ku stropowi w gruboławicowe (głównie dolosiltyty), miejscami zbrekcjowane, pseudomorfozy po siarczanach	4	A2	70	**C**: dolomity płytowe wietrzejące na żółto z przewarstwieniami wapieni robaczkowych			*Dadocrinus*
						B: wapienie robaczkowe z przewarstwieniami dolomitów wietrzejących na żółto			*Omphaloptycha stotteri* (Klippst), *Omphaloptycha*
	egej	dolomity i brekcje śródwarstwowe oraz wapienie (kalcisiltyty i kalkarenity) z przewarstwieniami dolomitów wietrzejących na żółto, warstwowane poziomo lub przekątnie niskokątowo, o średnicy ziaren wzrastającej ku stropowi, z intraklastami w części stropowej, z liliowcami (*Dadocrinus gracilis* – dolny anizyk), ślimakami i małżami, w stropowej części występują struktury deformacyjne i struktury typu tipi (górna granica sekwencji)	3	A1	65	**A**: brekcja podstawowa i dolomity drobnocukrowate			*Dadocrinus gracilis*

Hronikum (sukcesja reglowa górna). Skały triasu środkowego w domenie hronikum w polskiej części Tatr są bardziej zróżnicowane litologicznie w stosunku do tych, jakie występują w dwóch pozostałych domenach (fig. 41). Wyróżnia się tu kilka jednostek litostratygraficznych o odmiennych cechach petrograficznych, sedymentologicznych i faunistycznych (tab. 18):

- dolomity (również określane jako „dolomity z Ramsau") – masywne, bryłowe oraz brekcje dolomityczne i dolosparyty ławicowe, jasnoszare i szare, pozbawione fauny – na obszarze polskiej części Tatr zostały wyróżnione na arkuszu SMGT 1:10 000 Kiry (Gaździcka i in., 2007) w dolnej części sekwencji reglowej górnej, poniżej formacji wapieni z Reifling; w dolomitach ławicowych występują glony z rodziny Dasycladaceae (m.in. *Physoporella dissita*), pozwalające określić ich wiek na górny anizyk (pelson, illyr; Bystricky, 1967; Mello i in., 1993);
- formacja wapieni z Reifling – wapienie bulaste, mikrytowe, w dolnej części miejscami zsylifikowane, szarozielonkawe, zawierające biodetrytus złożony z otwornic, igieł gąbek, małży, diplopor, trochitów liliowców i fragmentów stromatolitów, a także cienkie przewarstwienia tufitów; w wapieniach stwierdzono konodonty (np. *Gladigondolella techydis, Paragondolella excelsa, Ozarkodina tortilis, Neohindeodella triassica*) oraz strzykwy i palinomorfy pozwalające skorelować formację z anizykiem górnym (illyrem)–dolnym ladynem (fassanem) (Zawidzka, 1972; Mello i in., 1993);
- warstwy z Partnach – margle i mułowce z przewarstwieniami wapieni, wietrzejące na żółto – występują w obrębie wapieni z Reifling

TAB. 17. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny fatrikum (wg Rychlińskiego, Szulca, 2005; Piotrowskiej, 2015)

Chronostratygrafia			Litologia/litostratygrafia: Kompleksy (cykle) sedymentacyjne wg Rychlińskiego i Szulca (2005) (Tatry Bielskie)		Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedymentacji (Rychliński, Szulc, 2005)		SMGT 1:10 000 (Piotrowska, 2015, zmieniono)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Kotański, 1963, 1965, 1967, 1973b; Niedźwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński, Uchman, 2010)
Trias środkowy	ladyn	górny	dolomity gruboławicowe przechodzące w cienkoławicowe oraz łupki dolomityczne ze strukturami typu tipi oraz brekcje dolomityczne ze zsylifikowanymi pseudomorfozami po siarczanach, w stropie struktury krasowe	kompleks tipi	70	platforma węglanowa	powtarzająca się cykliczna sedymentacja w spłycającym się zbiorniku morskim, finalne wynurzenie zapisane w postaci krasu	dolomity ławicowe	Bobrowiec, Dolina Małej Łąki, Dolina Strążyska, Dolina Białego, szczyty tzw. regli zakopiańskich (Sarnia Skała, Suchy Wierch, Krokiew, Nosal), Dolina Suchej Wody, Filipczański Wierch, Gęsia Szyja	*Diplopora annulata* var. *dolomitica*, *Diplopora universalis*, *Physoporella dinarica*, *Teutloporella* sp., *Macroporella* sp.
		dolny	cienko- i średnioławicowe jasne dolomity (dololutyty) oraz ciemne dolomity z pseudomorfozami i bioklastami (tempestyty) przechodzące w cienkoławicowe dolomity i łupki dolomityczne z koloniami gąbek oraz średnioławicowe dolomity z pojedynczymi otwornicami	kompleks mikrobialitowy	90		stopniowa transgresja i pogłębianie zbiornika sedymentacyjnego, okresowe sztormy i wynurzenia	dolomity bryłowe z diploporami oraz wapienie mikrytowe i dolomity skrzemionkowane		
	anizyk	górny	dolomity ławicowe (przewarstwiające się szare doloarenity i ciemnoszare dololutyty), miejscami warstwowane przekątnie z intraklastami, z deformacjami i powierzchniami erozyjnymi (tempestyty) oraz doloarenity ze szczelinami synsedymentacyjnymi oraz dololutyty z pseudomorfozami po siarczanach	kompleks tempestytowy	140		płytkie, stopniowo spłycające się morze	dolomity ławicowe z przewarstwieniami wapieni, w części stropowej skrzemionkowane		*Dadocrinus* sp., *Rhynchonella decurtata*, *Physoporella* cf. *pauciforata*, *Physoporella pauciforata*, *Physoporella* cf. *prealpina*, *Physoporella* cf. *dissita*, *Silesiacrinus* cf. *silesiacus*; skamieniałości śladowe: *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp., *Balanoglossites* isp.
		dolny	brekcja śródwarstwowa, dolomity ławicowe (głównie dololutyty), wapienie ławicowe (głównie kalakarenity) ze szczątkami muszli ślimaków i małży, liliowców (*Dadocrinus*) oraz szare wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) oraz dolomity z pseudomorfozami po siarczanach; deformacje synsedymentacyjne	kompleks wapienny	80	rampa węglanowa	płytkie morze (szelf) o normalnym zasoleniu, epizody sztormowe, w okresach stagnacji dolomityzacja	dolomity bryłowe oraz dolomity mikrytowe i wapienie robaczkowe		

TAB. 18. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny hronikum polskiej części Tatr

Chronostratygrafia		Litologia		Litostratygrafia		Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedymentacji (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcki, 2014)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973a, b, 1996; Gaździcki, Zawidzka, 1973; Bystrický, 1975; Mello i in., 1993; Fijałkowska, Uchman, 1993; Mariańska, Szyszkin 1996; Szulc i in., 2004b)
Trias górny	karnik	–		dolomit główny		–	–	–	–
Trias środkowy	ladyn	dolomity i wapienie masywne o cechach rafowych i biohermalnych (dolobiosparyty, dolointrasparyty, dolobiopelsparyty); w części spągowej występują szczątki gąbek, korali, małży i ślimaków, a także liliowce, amonity i struktury stromatolitowe; w części stropowej dominują diplopory		formacja dolomitów z Wetterstein		600	płytkie morze, dobrze natlenione, skolonizowane przez diplopory i sinice	Małe i Wielkie Koryciska, Siwiańskie Turnie	*Diplopora annulata*, *Teutloporella herculea*, *Teutloporella tenuis*, *Macroporella* sp., *Acicularia* sp.
	anizyk	wapienie mikrytowe miejscami bulaste, szare, w dolnej części zsylifikowane z konkrecjami krzemionkowymi, ze szczątkami gąbek, diplopor, liliowców oraz cienkoskorupowych małży	mułowce i margle z przewarstwieniami wapieni, z licznymi makro- i mikroskamieniałościami otwornic, małży, liliowców, jeżowców, a także diplopory, krasnorosty i megaspory	formacja wapieni z Reifling	warstwy z Partnach	50	zróżnicowane batymetrycznie środowisko morskie od głębokiego (wapienie z Reifling) do płytkiego, a nawet przybrzeżnego i lądowego (warstwy z Partnach) – rozpad platformy węglanowej, powstanie ryftowych obniżeń i wyniesionych bloków	Żleb Drwala, Wielkie Koryciska	formacja z Reifling: konodonty (*Gladigondolella tethydis*, *Paragondolella excelsa*, *Ozarkodinia tortilis*, *Neohindeodella triassica*, *Neospathodus tatricus*, *Parachirognathus* sp., *Cornudina neospathodides*, *Cornudina* sp.) warstwy z Partnach: głowonogi (*Semiornites lennanus*, *Dinarites* cf. *hoerichi*, *Arcestes* cf. *bramantei*, *Ptychites* cf. *opulentus*, *Ptychites* sp., *Flexoptychites* sp., *Nautilus tintoretti*, *Nautilus* cf. *salinarus*), małże (*Daonella lommeli*, *Daonella* cf. *taramelli*), jeżowce (*Cidaris dorsanta*, *Miocidaris* sp.), otwornice (*Trochammina almtalensis*, *Hemigordius chialinghiangensis*, *Turritella mesotriassica*, *Glomospirella shengi*, *Nodosaria ordinata*, *Pachyploides klebelsbergi*); pyłki roślin (*Ovallipolis*, *Lunatisporites*, *Tsugaepollenites*, *Stellapollenites thiergartii*); szczątki kostne płaza tarczogłowego *Tatrasuchus kulczyckii*
		dolomity masywne oraz bryłowe i ławicowe, szare i jasnoszare, ze szczątkami małżoraczków i glonów *Physoporella pauciforata* (Dasycladaceae)		formacja dolomitów z Ramsau		ok. 190	platforma węglanowa	Kryta Czuba, Tyrałowa Czuba	glony z rodziny Dasycladaceae (*Physoporella dissita*)
Trias dolny		–							

i zastępują je obocznie; znaleziona fauna – m.in. głowonogi, otwornice, a także palinomorfy m.in *Ovallipolis, Lunatisporites, Tsugaepollenites* oraz *Stellapollenites thiergartii*, pozwoliła skorelować je w polskiej części Tatr z anizykiem górnym (Gaździcki, Zawidzka, 1973; Fijałkowska, Uchman, 1993; Szulc i in., 2004b), podczas gdy ich odpowiedniki na Słowacji i w Alpach są datowane na ladyn (Donorfio i in., 1980; Mello i in., 1993; Gaździcka, Gaździcki, 2008);

– formacja dolomitów z Wetterstein – dolomity i wapienie masywne, nieuławicone, o cechach utworów rafowych, o jasnych barwach; powstały w płytkim morzu, a dolomityzacja nastąpiła na wczesnym etapie diagenezy (Germann, 1969; Kotański, 1985); dolomitom towarzyszą brekcje dolomityczne synsedymentacyjne. Na podstawie taksonów m.in. *Teutloporella herculata, T. tenuis, Macroporella sp., Acicularia sp.* (Kotański, 1967, 1973a) oraz palinomorf *Kuglerina meieri*, a także badań biostratygraficznych opartych na konodontach i amonitach (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973b) określono pozycję stratygraficzną dolomitów z Wetterstein na ladyn.

2.2.3. Trias górny

Trias górny w Tatrach nie ma jednolitego wykształcenia litologicznego w poszczególnych sukcesjach – występuje tu szereg litofacji zarówno w profilu pionowym, jak i w następstwie obocznym. Ogólnie można je zgrupować w trzy domeny litofacjalne: silikoklastyczną, dolomitową i wapienną, z których ostatnia dominuje w retyku (fig. 41).

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Trias górny w domenie tatrikum występuje jedynie w niektórych profilach autochtonicznej części sukcesji (Jaglarz, 2014).

Utwory skalne tzw. kajpru karpackiego, zaliczone do karniku i noryku, są reprezentowane przez różne facje w zależności od miejsca występowania. Ogólnie można wyróżnić trzy ich zespoły:

– mułowce i piaskowce – przeważnie czerwone i zielone mułowce z przewarstwieniami piaskowców, tworzących litosomy o soczew-

kowatym pokroju (Kotański, 1956b, 1959a, b; Jaglarz, 2014); odsłaniają się m.in. w Czerwonych Żlebkach pod Ciemniakiem (fig. 42F) oraz na południowych zboczach Bobrowca;
– dolomity z przewarstwieniami mułowców dolomitycznych – głównie szare dololutyty z przewarstwieniami zielonych i czarnych mułowców dolomitycznych, podrzędnie dolomity pochodzenia mikrobialnego i regolity (Jaglarz, 2014); występują m.in. w Rzędach pod Ciemniakiem;
– mieszany – współwystępowanie obu wyżej wymienionych zespołów litofacjalnych, z dominacją klastyków w dolnej i węglanów w górnej części profilu (Jaglarz, 2010); występuje m.in. w dolinie Smytniej.

Ponad utworami kajpru karpackiego występują osady zaliczone do najwyższego triasu, czyli do retyku, który jest reprezentowany przez dwa typy litofacjalne:
– silikoklastyczne utwory formacji z Tomanowej (znane również jako warstwy tomanowskie) – czarne łupkowate mułowce węgliste (fig. 42F) z przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców o soczewkowatym pokroju i miąższości do 5 m (Michalík i in., 1988; Jaglarz, 2007), których wiek retycki jest udokumentowany przez oznaczenia makro- i mikroflory (Raciborski, 1891; Michalík i in., 1976, 1988; Fijałkowska, Uchman, 1993);
– wapienie organogeniczne i organodetrytyczne brunatnoszare z ooidami i onkoidami oraz z przewarstwieniami mułowców ciemnoszarych i piaskowców wapnistych (Gorek, 1958; Kotański, 1959a, b; Wójcik, 1959; Radwański, 1968); odsłaniają się na Wielkim Kopieńcu (Kopieniec Staroroboci ański – Radwański, 1968) w rejonie Doliny Chochołowskiej oraz w słowackiej części Tatr.

Fatrikum (sukcesja reglowa dolna). Trias górny w domenie fatrikum jest reprezentowany przez kajper karpacki, obejmujący dolną i środkową część tego oddziału, oraz formację fatrzańską, obejmującą jego część najwyższą.

Kajper karpacki to głównie mułowce pstre, łupkowate oraz podrzędnie piaskowce; w części spągowej, lokalnie, występują zlepieńce. W wyższej części jego profilu pojawiają się przewarstwienia dolomitów marglistych i dolomitów z czertami oraz pseudomorfozami po ewaporatach. Występują też nieliczne mikroskamieniałości. Rychliński (2008) na postawie badań mikrofacjalnych i sedymentologicznych wydzielił w obrębie utworów zaliczanych do kajpru karpackiego pięć kompleksów litofacjalnych, jednak bez określenia ich rangi litostratygraficznej (tab. 19). W osadach tych, na podstawie próbek z Czerwonej Przełęczy, oznaczono pyłki roślin iglastych z rodzajów *Ovalipolis* i *Corollina* oraz spory widłaków (*Aratrisporites*) i paproci (*Todisporites i Leschikisporis*) i stwierdzono występowanie poziomu palinostratygraficznego *Corollina meyeriana* (Fijałkowska, Uchman, 1993), datowanego na Niżu Polskim na najpóźniejszy karnik i noryk (fig. 30; Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014). Zespół ten wykazuje wyraźne podobieństwa z mikroflorą znaną z Niżu Polskiego, jednak nie ma odpowiednika na obszarze alpejskim (Fijałkowska, Uchman, 1993).

Formacja fatrzańska to głównie wapienie organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapienie organodetrytyczne stalowoszare z przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych barwy ciemnoszarej. W obrębie formacji wydzielono pięć nieformalnych ogniw (tab. 20). Skały tej formacji są łatwo rozpoznawalne, tworzą charakterystyczny poziom przydatny do kartowania geologicznego i korelacji. Formacja na podstawie otwornic jest datowana na noryk–retyk (Gaździcki, 1983).

Na kontakcie triasu środkowego z górnym występują lokalnie zlepieńce, składające się przede wszystkim z okruchów dolomitów ladyńskich, powstałe z niszczenia skał podłoża po lokalnych wynurzeniach na przełomie ladynu i karniku (Kotański, 1963; Iwanow, 1965; Rychliński, 2008; Piotrowska, 2015).

Hronikum (sukcesja reglowa górna). W obrębie triasu górnego w domenie hronikum, w polskiej części Tatr, występują dwie główne jednostki litostratygraficzne: dolomit główny i formacja norowicka. Ponadto w profilu triasu górnego domeny hronikum, ale już tylko w słowackiej części Tatr, wydzielane są tzw. warstwy z Lunz (piaskowce i łupki), które oddzielają dolomit główny od dolomitu z Wetterstein.

Skały dolomitu głównego (Hauptdolomit zgodnie z nomenklaturą alpejską) to dolomity średnio- i gruboławicowe, wietrzejące na żółto, z przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych. Szczątki biotyczne są rzadkie, jednak wiekowo facje te korelują się z wyższym karnikiem i norykiem.

Najwyższą cześć triasu górnego stanowi **formacja norowicka** z bogatym inwentarzem fauny, datowana na najwyższy noryk i retyk (Michalík, 1978; Gaździcki, 1978a, b; Gaździcki, Michalík, 1980; Gaździcka, Gaździcki, 2008). Jest ona utworzona przez jasnoszare wapienie mikrytowe i organodetrytyczne, w obrębie których można wydzielić trzy ogniwa (tab. 21): wapienie dolne, ogniwo wapieni z Siwej Wody i ogniwo wapieni mojtińskich. Formacja spoczywa na utworach dolomitu głównego i jest przykryta wapieniami liliowcowymi jury dolnej. Lokalnie jest niekompletna – brak jej ciągłości z młodszymi utworami (Uchman, 1994). Górna granica formacji ma często charakter tektoniczny lub erozyjny (Gaździcka i in., 2009).

2.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI I CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

W sukcesji wierchowej Tatr (tatrikum) w profilu Kominiarskiego Wierchu Jaglarz i Szulc (2003) wyznaczyli sekwencje depozycyjne oraz przeprowadzili wstępne badania stabilnych izotopów węgla i tlenu. Sekwencje depozycyjne: S1, S2, A1–A5, L1 i L2, skorelowano z analogicznymi sekwencjami z Północnych Alp Wapiennych (tab. 16). Sekwencje S1 i S2 obejmują dolnotriasową część sukcesji, a granicę między nimi stanowi brekcja powstała w wyniku meteorycznego rozpuszczania przewarstwień ewaporatowych w dolomitach. Sekwencje anizyjskie A1–A5 są zdefiniowane również tylko przez wskazanie ich granic, które tworzą odpowiednio: brekcje z rozpuszczania ewaporatów (spąg A1), horyzont ze strukturami tipi (spąg A2), strop zdolomityzowanego pakietu z pseudomorfozami po

TAB. 19. Podział litofacjalny kajpru karpackiego w domenie fatrikum (Rychliński, 2008)

Jednostka stratygraficzna	Kompleks litofacjalny	Litologia	Geneza i środowisko sedymentacji	Główne miejsca występowania
Formacja fatrzańska	warstwy podstawowe	dolomity i wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami łupków, ciemnoszare i czarne	–	–
Kajper karpacki	E – dolomity gruboławicowe z czertami	dolomity gruboławicowe jasnoszare wietrzejące na żółto z przewarstwieniami łupków oraz z czertami barwy czerwonej lub szarej	ingresje morskie – płytkie morze (strefa litoralna i sublitoralna) na pograniczu ze środowiskiem sebhy	Dolina Lejowa, Przełęcz w Grzybowcu, Czerwona Przełęcz, szlak z Kuźnic na Boczań
	D – łupki pstre i dolomity	łupki pstre z przewarstwieniami dolomitów szarych wietrzejących na żółto (dololutyty do 1 m miąższości) z żyłami kalcytu i pseudomorfozami po ewaporatach		
	C – piaskowce gruboławicowe i zlepieńce	piaskowce i zlepieńce polimiktyczne (z dominacją kwarcu) gruboławicowe, laminowane (substancja organiczna)	sedymentacja klastyków głównie przez rzeki meandrujące i okresowe powodzie	
	B – łupki pstre z piaskowcami	łupki czerwone i pstre z okruchami dolomitów i z przewarstwieniami piaskowców		
	A – zlepieńce dolomitowe	zlepieńce barwy czerwonej z ziarnami dolomitów, czertów i kwarcu, lokalnie o warstwowaniu przekątnym, nadbudowane czerwonymi łupkami	wynurzenie i erozja platformy węglanowej, powstanie zlepieńców	
Ladyn	–	dolomity ławicowe i dolomity z rogowcami	–	–

TAB. 20. Formacja fatrzańska: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, 2014)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia		Miąższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia
				dolna	górna						
Fatranské súrvrstvie / Michalík (1976); Michalík i in. (1978); Gaździcki i in., (1979)	formacja fatrzańska / Stur (1860, 1868); Stache (1868); Goetel (1916, 1917); Gaździcki (1974); Bystrický (1975)	różnorodne wapienie organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapienie organodetrytyczne (greinston-wakston-pakston bioklastyczny)	Dedošova Dolina (Wielka Fatra, Słowacja) / Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	dolomit górny (grupa kajper karpacki)	ogniwo klastyki podstawowe (formacja z Kopieńca)	warstwy przejściowe	wapienie organodetrytyczne (pakston liliowcowo-małżowy) wapienie oolitowe (greinston ooidowy) ze sferulami oraz wapienie piaszczyste z ziarnami detrytycznego kwarcu	20–115	Wielka Fatra, Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	glony: *Acicularia*, *Girvanella*, *Halicoryne;* otwornice: *Glomospira, Glomospirella, Involutina, Nodosaria;* małże: *Placunopsis alpina, Modiolus minutus*	retyk
						biostroma górna	wapienie organogeniczne i organodetrytyczne ciemnoszare (podobne do biostromy dolnej) oraz wapienie organodetrytyczne (wakston-pakston) ze szczątkami liliowców			glony: *Halicoryne carpatica;* otwornice: *Aulotortus friedli*, *Triasina hantkeni*; ramienionogi: *Rhaetina*, *Zugmayerella*, *Austrirhynchia;* korale: *Rhaetiophylia paraclathrata*	
						interwał jałowy	dolomity i wapienie dolomityczne z przeławiceniami wapieni organodetrytycznych (wakston glonowo-otwornicowy)			glony: *Codiaceae, Acicularia placklesia, Selenopora;* otwornice: *Glomospira , Glomospirella, Involutina, Nodosaria*	
						biostroma dolna	wapienie organogeniczne i organodetrytyczne (greinston-pakston koralowcowo-małżowo-ramienionogowy) ciemnoszare			koralowce: *Rhaetiophylia clathrata;* ramienionogi: *Rhaetina gregaria;* małże: *Conchodon infraliassicus, Rhaetimogalodon, Chlamys*; otwornice z rodzaju *Glomospira*	
						warstwy podstawowe	dolomity jasnoszare oraz wapienie organodetrytyczne (wakston-pakston otwornicowo-małżoraczkowy) ciemnoszare z przewarstwieniami łupków ciemnoszarych			otwornice: *Glomospirella friedli, G. parallela, Involutina communis, I. gaschei, I.* sp., *Trocholina* sp., *Agathammina austroalpina;* małże: *Placunpolis alpina, Rhaetavicula contorta;* spory roślin	

TAB. 21. Formacja norowicka: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki, Michalík, 1980; Wagner, 2008; Gaździcki, 2014, zmieniono)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia		Miąższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia
				dolna	górna						
Norovica súrvrstvie (formacja norowicka) / Gaździcki, Michalík, (1980)	retyckie szare wapienie/ Mahel (1964); szare wapienie hronikum / Michalík (1977)	wapienie mikrytowe jasnoszare oraz wapienie organodetrytyczne (greinston-pakston bioklastyczny)	północny stok góry Noravia (Góry Strażowskie, Słowacja) / Siwiańskie Turnie w Dolinie Chochołowskiej (hipostratotyp)	dolomit główny (Hauptdolomit w Alpach) – karnik–noryk	wapienie krynoidowe – hetang	ogniwo wapieni mojtińskich	greinstony-pakstony liliowcowo-ramienionogowo-koralowcowe z otwornicami, ooidami i intraklastami	10–60	Góra Norovica (Góry Strażowskie), Dolina Chochołowska (Tatry Zachodnie)	otwornice: Involutinidae *(Triasina hantkeni, Aulotortus communis, A. sinuosus, A. tenuis, A. tumidus, Auloconus permodiscoides);* korale: *Phacelostyllophylum robustum, Chondrocoenia schafhautli, Retiophylia paraclathrata;* ramienionogi: *Rhaetina gregaria,* małże: *Rhaetavicula contorta, Pacunopsis alpina, Atreta intusstriata*	retyk
						ogniwo wapieni z Siwej Wody	wakstony z detrytusem liliowcowym i otwornicami			otwornice: *Glomospira, Glomospirella, Trochammina, Agathammina, Nodosaria*; glony: *Acuculella*; konodont: *Misikella posthernsteini*	
						wapienie dolne	madstony-wakstony bioklastyczne z pojedyńczymi otwornicami oraz nielicznymi pokruszonymi szczątkami małży i ślimaków			otwornice: *Glomospira,* pokruszone szczątki małży, ślimaków i małżoraczków	górny noryk (sewat)

siarczanach (spąg A3 i A5) oraz horyzont ze strukturami krasowymi (spąg A4). Sukcesję tworzą różnorodnie wykształcone wapienie i dolomity. Sekwencje ladyńskie L1 i L2 są wykształcone podobnie jak sekwencja A5 – laminowane wapienie przechodzą w wapienie gruboziarniste i ostatecznie w dolomity z synsedymentacyjnymi szczelinami, których strop tworzy granicę sekwencji. Szczególnie wyraźny sygnał izotopowy jest związany z krasem wykształconym w spągu sekwencji A4. Obserwuje się tutaj spadek zarówno $\delta^{13}C$, jak i $\delta^{18}O$. Podobną tendencję, chociaż nie tak wyraźną, Jaglarz i Szulc (2003) zaobserwowali również na pograniczu sekwencji S2 i A1. Wnioski ze wstępnych badań izotopowych z profilu Kominiarskiego Wierchu pokrywają się z wynikami podobnych badań przeprowadzonych przez Szulca (2000) na Dolnym Śląsku (patrz fig. 27).

2.4. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII

Ryszard Zabielski

2.4.1. Trias dolny

Tatrikum i fatrikum. Kompleksy litologiczne I i II wykształcone jako piaskowce i zlepieńce były deponowane w rzekach roztokowych rozwiniętych na obszarze pedypleny (np. Mišik, Jablonský, 2000). Wcześniej, Roniewicz (1959) uważał, że sedymentacja klastycznych osadów dolnego werfenu (seisu) w Tatrach odbywała się w zbiorniku wodnym najprawdopodobniej typu płytkiego morza. Wyższa część sukcesji, z udziałem mułowców i iłowców łupkowatych (głównie kompleks litologiczny II), wskazuje na środowisko równi aluwialnej przechodzącej w laguny i estuaria (Dżułyński, Gradziński, 1960), w strefie o klimacie suchym i gorącym. Struktury sedymentacyjne oraz rozciągłość przestrzenna litofacji (np. zanik piaskowców, ku południowi; Vozárová, 2005) pozwalają przypuszczać, że dostawa materiału zachodziła z północy, z masywu windelicko-czeskiego (Andrusov, 1959; Dżułyński, Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966, 1997a). Utwory węglanowe kompleksu III powstawały w środowisku morskim hipersalinarnym (Kotański, 1979; Kasiński, 1981), gdzie dochodziło do wytrącania się ewaporatów, które później, w trakcie procesów diagenetycznych, ulegały rozpuszczeniu, czego efektem było powstanie drobnych pustek w skale (stąd nazwa „dolomity komórkowe"). Spore zróżnicowanie środowiskowe charakteryzowało depozycję osadów warstw myoforiowych. Częste wynurzenia (czego wynikiem jest obecność struktur typu tipi) szybko lityfikowanych osadów prowadziło do ich krasowienia i powstawania brekcji kolapsyjnych, a także do szybkiej dedolomityzacji (Rychliński, Szulc, 2005; Jaglarz, 2012). Zróżnicowanie facjalne osadów wyższego oleneku domeny fatrikum wskazuje prawdopodobnie na urozmaiconą powierzchnię dna zbiornika sedymentacyjnego, wyraźnie zaznaczającą się w jurze i we wczesnej kredzie (Lefeld, 1999; Piotrowska, 2015).

2.4.2. Trias środkowy

Tatrikum. Utwory triasu środkowego tworzyły się jako rampa węglanowa, która była położona w północnej części karpackiego segmentu zachodniej Tetydy (Michalík, 1993, 1994). Wymiana wód z otwartym morzem była ograniczona (Jaglarz, Uchman, 2010;

Rychliński, Jaglarz, 2010). Dominowała spokojna sedymentacja niskoenergetyczna, umożliwiająca intensywną bioturbację, z okresowymi (incydentalnymi) epizodami sztormów subtropikalnych (Jaglarz, Szulc, 2003). Warunki takie sprzyjały rozwojowi dolomityzacji i tworzeniu się ewaporatów oraz ograniczały stopniowo rozwój organizmów. Powtarzające się wynurzenia w marginalnej części rampy prowadziły do powstawania brekcji kolapsyjnych, struktur typu tipi i krasowienia. Naprzemianległość osadów płytszego i głębszego środowiska morskiego jest efektem cyklicznej sedymentacji, związanej z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Jaglarz, Szulc 2003; Jaglarz, 2007). Pod koniec ladynu nastąpiło wynurzenie rampy węglanowej, co wiązało się ze wzrostem akumulacji osadów silikoklastycznych.

Fatrikum. Osady tej części sukcesji reglowej dolnej powstały na rampie węglanowej (Szulc i in., 2004a; Rychliński, Szulc, 2005), usytuowanej na południe od rampy węglanowej domeny tatrikum. W płytkich strefach częste wynurzenia prowadziły do rozwoju procesów krasowych oraz struktur tipi i brekcji, a nawet gleb. Pierwotnie deponowane wapienie ziarniste ulegały dolomityzacji – miejscami w badaniach mikroskopowych widoczne są pierwotne składniki, takie jak: peloidy, ooidy, onkoidy, intraklasty i bioklasty. Ciemnoszare, a nawet czarne, wapienie stanowią osady głębszej strefy deponowane poniżej podstawy falowania. Zawierają one nieliczne skamieniałości śladowe (*Planolites, Thalassinoides, Rhizocorallium, Balanoglossites*; Rychliński, Uchman, 2010) oraz szczątki fauny – głównie w ławicach tempestytowych.

Hronikum. Współwystępowanie osadów głębszego morza, reprezentowanych przez formację wapieni z Reifling i warstwy z Partnach oraz płytkomorskich facji, reprezentowanych przez formację dolomitów z Wetterstein, wskazuje na zróżnicowaną topografię dna basenu. Obszar domeny hronikum pierwotnie był platformą węglanową, która w anizyku uległa tektonicznemu rozpadowi na szereg niewielkich bloków (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcki, 2014), co wpłynęło na zróżnicowanie sedymentacji w ladynie zarówno na powierzchni tych bloków, jak i między nimi. Ruchom tektonicznym towarzyszył wulkanizm, czego dowodzą występujące przewarstwienia zielonych tufitów, nazywanych w Alpach *pietra verde* (Koszowska i in., 2001). Należy nadmienić, że niektórzy badacze postulowali przynależność formacji dolomitów z Wetterstein do trzeciej (najwyższej) płaszczowiny reglowej (płaszczowiny strażowskiej; m.in. Kotański, 1974, 1985; Iwanow, Wieczorek, 1987). Koncepcja ta spotkała się z krytyką (Michalík, Gaździcki, 1980; Gaździcki, Michalík, 1985; Mahel, 1986) i ostatecznie w literaturze przeważyła interpretacja przyjmująca pochodzenie wymienionych wyżej jednostek litofacjalnych ze zróżnicowanego batymetrycznie obszaru hronikum (Nemčok, 1993; Nemčok i in., 1994).

2.4.3. Trias górny

Tatrikum. Facje klastyczne kajpru karpackiego były deponowane w systemie fluwialnym, podczas gdy facje węglanowe powstawały w środowisku płytkiego morza i w przybrzeżnych mokradłach. Pseudomorfozy po ewaporatach oraz brak skamieniałości wskazują na podwyższone zasolenie i wczesnodiagenetyczną dolomityzację (Jaglarz, 2010, 2014).

Do takiej zmienności litofacjalnej przyczyniała się również tektonika i zmiany klimatyczne. Utwory kajpru karpackiego osadzały się w obniżeniach morfologicznych o założeniach tektonicznych. Występowanie oboczne facji płytkomorskich i lądowych prawdopodobnie wynikało z blokowych ruchów tektonicznych w dnie zbiornika sedymentacyjnego, będących efektem pękania skorupy ziemskiej i tworzenia się strefy ryftowej na północ od domeny tatrikum (Michalík, 1993, 1994; Jaglarz, 2010). Osady węglanowe powstawały w klimacie stosunkowo wilgotnym, natomiast czerwonej barwy klastyki – w klimacie suchym lub półsuchym.

Utwory formacji z Tomanowej, wcześniej uważane za płytkomorskie (Radwański, 1968), obecnie uznawane są za osady rzeczne deponowane w czasie powodzi w okresach wilgotnych (Michalík i in., 1976, 1988). Piaskowce powstały w korytach rzek, a mułowce na równi zalewowej. Nie wykluczone są okresowe oddziaływania pływów morskich (Jaglarz, Warchoł, 2009). Obecność konkrecji żelazistych (pierwotnie syderytowych) świadczy o warunkach redukcyjnych, wysokim zakwaszeniu i obecności materii organicznej (Nejbert, Jurewicz, 2004; Lintnerová i in., 2011), co prawdopodobnie ma związek z procesem powstawania gleb (Mader, 1992).

Utwory formacji z Tomanowej powstawały w śródlądowych depresjach morfologicznych o założeniach tektonicznych (powstawanie strefy ryftowej penninikum; Michalík, 1993, 1994; Feist-Burkhardt i in., 2008), stanowiących lokalne, wilgotniejsze obszary w strefie klimatu ciepłego i półsuchego (Michalík i in., 1976; Michalík, 1978, 1980), do których okresowo mogło docierać morze (Jaglarz, Warchoł, 2009).

Utwory węglanowe, nadbudowujące formację z Tomanowej, powstały w płytkim morzu na kontakcie ze strefą brzegową, skąd był dostarczany materiał terygeniczny (Jaglarz i in., 2014).

Fatrikum. Utwory kajpru karpackiego są interpretowane jako osady rzeczne: korytowe i pozakorytowe (Borza, 1959; Rychliński, 2008, 2014). Natomiast utwory formacji fatrzańskiej powstawały na platformie węglanowej w okresowo izolowanym basenie domeny fatrikum, w środowisku morskim o normalnym zasoleniu (Michalík, Gaździcki, 1983; Michalík i in., 2007, 2013; Gaździcki, 2014). Dokumentują one globalny kryzys biotyczny u schyłku triasu, przede wszystkim w ekosystemie morskim. Jego przyczyny prawdopodobnie wiązały się z dużymi zmianami klimatycznymi, wahaniami poziomu mórz, aktywnością wulkaniczną lub upadkiem ciała kosmicznego (Gaździcki, 2014).

Hronikum. Dość jednolita facjalnie depozycja dolomitu głównego odbywała się w płytkomorskim, lagunowym środowisku, w warunkach sukcesywnie obniżającego się poziomu wód oceanu światowego (Gaździcka, Gaździcki, 2008). Utwory formacji norowickiej powstawały na platformie węglanowej w strefach międzypływowej i niżejpływowej i są zbliżone facjalnie do równowiekowych wapieni z Dachstein w Północnych Alpach Wapiennych (Gaździcki, 2014).

Podziękowania. *Autorzy składają podziękowania Pani dr Alinie Chrząstek z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego za pomoc i konsultacje dotyczące utworów wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim. Autorzy dziękują również Panu prof. dr. hab. Jerzemu Nawrockiemu (PIG-PIB) za konsultacje dotyczące magnetostratygrafii triasu.*

Literatura

Aleksandrowski P., 2017. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 42. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Andrusov D., 1959. Geológia československých Karpát. Teil 2. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

Assmann P., 1913. Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 34: 658–671.

Assmann P., 1933. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 1: Der Buntsandstein. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 53: 731–757.

Assmann P., 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, Teil 2: Der Muschelkalk. Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung, 208: 1–125.

Bac M., Grochcka K., 1965. Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 331–354.

Bachmann G.H., Kozur H.W., 2004. The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B26: 17–62.

Bachmann G.H., Geluk M.C., Warrington G., Becker-Roman A., Beutler G., Hagdorn H., Hounslow M.W., Nitsch E., Röhling H.-G., Simon T., Szulc A., 2010. Triassic. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 149–173. EAGE Publications b.v., Houten.

Backhaus E., Hagdorn H., Heunisch C., Schulz E., 2013. Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 151–164.

Barczuk A., 1979. Studium petrograficzne utworów pstrego piaskowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 35: 88–146.

Becker A., 2005. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 21.

Literatura

Becker A., 2014a. Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit. Przegląd Geologiczny, 62: 184–189.

Becker A., 2014b. Facje i cykliczność sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 155–164.

Becker A., 2015a. Ambiguities in conchostracan biostratigraphy: a case study of the Permian–Triassic boundary. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 697–701.

Becker A., 2015b. Trias. Stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 93–95.

Becker A., 2015c. Trias. Stratygrafia, wykształcenie litologiczne i zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytut Geologicznego, 145: 106–108.

Becker A., 2019. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji pstrego piaskowca. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji kajpru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 139–140, 142.

Becker A., 2021. Litologia i stratygrafia pstrego piaskowca i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 116–121.

Becker A., 2023. Litologia, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 154–160.

Becker A., 2024. Cyclicity of the Lower Buntsandstein in the eastern part of the Central European Basin: implications for Early Triassic palaeogeography and for geochronological calibration. Journal of Palaeogeography, 13: 252–292.

Becker A., Nawrocki J., 2007. Buntsandstein. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 7–16.

Becker A., Nawrocki J., 2014. Magnetostratigraphy of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, eastern German Basin in Poland: evidence of substantial diachronism of palynostratigraphic macrospore zones. Geological Quarterly, 58: 369–378.

Becker A., Szulc J., 2017. Trias 1:5 000 000. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 70–71. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Becker A., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., 2007. STOP. V. 3. Wióry – road cut. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77–81.

Becker A., Kuleta M., Narkiewicz K., Pieńkowski G., Szulc J., 2008. Trias. *W*: Tabela stratygraficzna Polski (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Becker A., Fijałkowska-Mader A., Nawrocki J., Sobień K., 2020a. Integrated palynostratigraphy and magnetostratigraphy of the Middle and Upper Buntsandstein in NE Poland – an approach to correlating Lower Triassic regional isochronous horizons. Geological Quarterly, 64: 460–479.

Becker A., Fijałkowska-Mader A., Jasionowski M., 2020b. Marine *vs*. terrestrial environments during Early Triassic deposition on the north-eastern margin of the Central European Basin – a multidisciplinary study on the Middle Buntsandstein of the Bartoszyce IG 1 borehole, NE Poland. Geological Quarterly, 64: 1023–1047.

Bełka Z., Gaździcki A., 1976. Anisian foraminifers from the High-Tatric Series of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 26: 429–437.

Beutler G., Szulc J., 1999. Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. *W*: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde): 71–80. Pfeil, München.

Bieńko K., Mader A., Trela W., 2023. Carbon isotope record and palynostratigraphy of the Lower/Middle Triassic boundary in the Holy Cross Mountains (Poland, southern Germanic Basin). *W*: 36 IAS Meeting of Sedimentologists.

Bilan W., 1976. Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 2: 4–73.

Bilan W., 1988. The epicontinental Triassic charophytes of Poland. Acta Palaeobotanica, 28: 63–161.

Błazińska J., Bossowski A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 309–322.

Bodzioch A., 1984. Uwagi o paleoekologii fauny wapienia muszlowego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 32: 400–404.

Bodzioch A., 1993. Sponges from the Epiconental Triassic of Europe. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2: 236–244.

Bodzioch A., 1997. Formacja karchowicka: definicja i stratygrafia. Geologos, 2: 165–199.

Bodzioch A., Kowal-Linka M., 2012. Unraveling the origin of the Late Triassic multitaxic bone accumulation at Krasiejów (S Poland) by diagenetic analysis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346–347: 25–36.

Borza K., 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoiku Belanských Tatier a masívu Širokej. Geologický Sborník, 10: 133–170.

Brański P., 2014. Climatic disaster at the Triassic-Jurassic boundary – a clay minerals and major elements record from the Polish Basin. Geological Quarterly, 58: 291–310.

Brański P., Mikulski S.Z., 2016. Rare earth elements distribution in fine-grained deposits from the uppermost Triassic and Lower Jurassic of the Polish Basin: provenance and weathering in the source area. Geological Quarterly, 60: 441–450.

Bujok A., Sadlok G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2008. Stop 4 – Baranów, Lower Triassic, Upper Spathian. *W*: The Second International Congress of Ichnology, The Pre-Congress and post-Congress Field Trip Guide Book: 54–59.

Bystricky J., 1967. O veku "chočských dolomitov". Časopis pro Mineralogii a Geologii (Praha), 12: 247–256.

Bystrycký J., 1975. The Kössen beds un the West Carpathians and the problem of their staratigraphical division. Geologica Carpathica, 26: 177–197.

Chrząstek A., 1995a. Osady retu w Czaplach (niecka północnosudecka). Acta Universitatis Wratislavensis, 1767, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 48: 43–49.

Chrząstek A., 1995b. Wapień muszlowy w Jerzmanicach Zdroju. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1607, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 44: 61–79.

Chrząstek A., 2002. Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2383, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 73.

Chrząstek A., 2004a. Twarde dno w dolnym wapieniu muszlowym w Raciborowicach Górnych (niecka pónocnosudecka). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 16–17.

Chrząstek A., 2004b. Raciborowice Górne – Dolny wapień muszlowy. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias), Osiecznica (miocen). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 112–113.

Chrząstek A., 2007. Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W*: 20 Konferencja Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 43–45.

Chrząstek A., 2008a. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *W*: The Second International Congress on Ichnology, Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Book: 27.

Chrząstek A., 2008b. Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Quarterly, 52: 225–237.

Chrząstek A., 2013. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North Sudetic Synclinorium, SW Poland) and their palaeoenvironmental interpretation. Acta Geologica Polonica, 63: 315–353.

Chrząstek A., Niedźwiedzki G., 1998. Kręgowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2004, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 64: 69–81.

Chrząstek A., Wojewoda J., 2011. Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). *W*: Materiały 81 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 1–10.

Chrząstek A., Kosarewicz U., Raczyński P., 2004. Cechsztyn i trias w niecce północnosudeckiej. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias, Osiecznica – miocen). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 108–112.

Cross T.A., Lessenger M.A., 1998. Sediment volume partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 8: 171–195.

Cymerman Z., 2023. Baseny sudeckie internidów waryscyjskich. Basen śródsudecki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 45–46.

Czapowski G., Gąsiewicz A., 1995. Granica perm–trias w profilu geochemicznym (otwór M-25 Kosiarz) utworów przejściowych (kontynentalno-morskich) w SW Polsce. CAG, Warszawa [nr inw. 1496/95].

Czapowski G., Romanek A., 1986. Litostratygrafia i środowisko sedymentacji osadów górnego triasu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 34: 635–643.

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., 2016. Baseny solne triasu na obszarze Polski. Przegląd Solny, 12: 51–55.

Czapowski G., Fijałkowska A., Gąsiewicz A., Krystkiewicz E., Langier-Kuźniarowa A., Nawrocki J., 1995. Wyniki kompleksowych badań utworów pogranicza permu i triasu w południowo-zachodniej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 31–33.

Czepiński Ł., Pawlak W., Rytel A., Tałanda M., Szczygielski T., Sulej T., 2023. A new Middle Triassic vertebrate assemblage from Miedary (southern Poland). Journal of Vertebrate Paleontology, 43, e2265445.

Dadlez R., 1968. Lias i retyk na Mazurach. Kwartalnik Geologiczny, 12: 561–577.

Dadlez R., 1974. Retyk. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 14: 36–37.

Dadlez R., 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. Geological Quarterly, 50: 43–58.

Dadlez R., Franczyk M., 1979. Retyk i lias. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 44–57.

Dadlez R., Kopik J., 1963. Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. Kwartalnik Geologiczny, 10: 131–157.

Dadlez R., Dayczak-Calikowska K., Dembowska J., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczyńska A., Wagner R., 1976. Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270: 143–163.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wees J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Literatura

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kaliskо-częstochowski). Prace Instytutu Geologicznego, 82: 1–63.

Deczkowski Z., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997. Trias górny. Noryk i retyk. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 174–194.

Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A.K., Wojciechowska I., 1981. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Lubawka. Wydaw. Geol., Warszawa.

Donorfio D.A., Heissel G., Mostler H., 1980. Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 71: 55–94.

Durkowski K., 2022. Record of earthquakes phenomena in a Lower-Middle Triassic sedimentary basin (North Sudetic Synclinorium – Lower Silesia, SW Poland). Geological Quarterly, 66, 38.

Durkowski K., Sokalski D., 2016. Stratygrafia cechsztynu i pstrego piaskowca synklinorium północnosudeckiego w świetle badań wiertniczych. *W*: 3 Polski Kongres Geologiczny, Tom kongresowy: 70–73.

Durkowski K., Sokalski D., Durkowska A., 2017. Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedymentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej, Sudety. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 469: 129–154.

Durkowski K., Mastalerz K., Fijałkowska-Mader A., 2024. Integrated characterization of the Röt deposits of the Bolesławiec Syncline (SW Poland): stratigraphic and tectonic constraints of geological record. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 94: 83–110.

Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1978. Charakterystyka spektrum sporowo-pyłkowego z pogranicza permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. *W*: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2: 81–106.

Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1980. Spektrum sporowo-pyłkowe osadów z pogranicza permu i triasu w synklinie piekoszowskiej, Góry Świętokrzyskie. Kwartalnik Geologiczny, 24: 611–641.

Dyjaczyński K., 1970. Karta otworu wiertniczego Przewóz 1. Arch. PGNiG, Oddział Zielona Góra.

Dzik J., Sulej T., 2007. A review of the early Late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. Palaeontologia Polonica, 64: 3–27.

Dzik J., Sulej T., Kaim A., Niedźwiedzki R., 2000. Późnotriasowe cmentarzysko lądowych czworonogów w Krasiejowie na Śląsku Opolskim. Przegląd Geologiczny, 48: 226–235.

Dżułyński S., Gradziński A., 1960. Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Sérіe des Sciences Géologiques et Géographiques, 8: 45–48.

Feist-Burkhardt S., Götz A.E., Szulc J., Borkhataria R., Geluk M., Haas J., Hornung J., Jordan P., Kempf O., Michalik J., Nawrocki J., Reinhardt L., Ricken W., Röhling H.G., Rüffer T., Török Á., Zühlke R., 2008. Triassic. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann): 749–822. The Geological Society, London.

Fejdiová O., 1980. Lužnianske survstvie – formálna spodnetriasová litostratigrafická jednostka. Geologické Práce, Správy, 74: 95–101.

Feldman-Olszewska A. (red.), 2008. Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125.

Feldman-Olszewska A., 2014a. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna utworów dolnego i środkowego pstrego piaskowca oraz stratygrafia sekwencji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 141–154.

Feldman-Olszewska A., 2014b. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna i sedymentologiczna utworów kajpru oraz stratygrafia sekwencji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 186–190.

Feldman-Olszewska A. (red.), 2014c. Gorzów Wielkopolski IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141.

Feldman-Olszewska A., Adamczak-Biały T., Becker A., 2012. Charakterystyka poziomów zbiornikowych i uszczelniających formacji jury i triasu północnego Mazowsza pod kątem geologicznego składowania CO_2 na podstawie danych z głębokich otworów wiertniczych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 27–46.

Fijałkowska A., 1989. Nowe dane do palinostratygrafii osadów górnego triasu w NW części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 38: 252–256.

Fijałkowska A., 1992a. Palynostratigraphy of the Keuper and Rhaetic in NW margin of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 36: 199–220.

Fijałkowska A., 1992b. Palinostratygrafia osadów cechsztynu i dolnego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 40: 468–473.

Fijałkowska A., 1994a. Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts., Poland. Geological Quarterly, 38: 59–96.

Fijałkowska A., 1994b. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mts. Documenta Naturae, 87.

Fijałkowska A., 2006a. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 59–62.

Fijałkowska A., 2006b. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 63–65.

Fijałkowska A., Kuleta M., 1994. Environmental changes at the Permian/Triassic boundary in southern Poland. *W*: International Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources, Abstracts: 9.

Fijałkowska A., Trzepierczyńska A., 1990. Palinostratygrafia osadów górnego permu i triasu w profilu Radwanów IG 1. Geological Quarterly, 34: 647–676.

Fijałkowska A., Uchman A., 1993. Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. Przegląd Geologiczny, 41: 373–375.

Fijałkowska-Mader A., 1999. Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, T. I: 601–627.

Fijałkowska-Mader A., 2013. Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 454: 15–70.

Fijałkowska-Mader A., 2015. A record of climatic changes in the Triassic palynological spectra from Poland. Geological Quarterly, 59: 615–653.

Fijałkowska-Mader A., 2018a. Wstęp. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 7–9.

Fijałkowska-Mader A., 2018b. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121–132.

Fijałkowska-Mader A., 2021. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 73–80.

Fijałkowska-Mader A., Wawrzyniak Z., 2019. The Early Triassic plant assemblage from Pałęgi (Holy Cross Mts., Poland). *W*: 20th Czech-Polish-Slovak Palaeontological Conference: 22.

Fijałkowska-Mader A., Kuleta M., Zbroja S., 2015a. Litostratygrafia, palinofacje i środowiska sedymentacji utworów triasu w północnej części niecki Nidy. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 83–124.

Fijałkowska-Mader A., Heunisch C., Szulc J., 2015b. Palynostratigraphy and palynofacies of the Upper Silesian Keuper (southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 637–661.

Fijałkowska-Mader A., Durkowski D., Sokalski A., 2018. Palynological and lithofacial implications for Zechstein stratigraphy in the marginal part of the North-Sudetic Synclinorium (Lower Silesia, southwestern Poland). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 169: 495–515.

Fijałkowska-Mader A., Jewuła K., Bodor E., 2021. Record of the Carnian Pluvial Episode in the Polish microflora. Palaeoworld, 30: 106–125.

Filonowicz P., 1979. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Skarżysko-Kamienna (779) 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814). Wydaw. Geol., Warszawa.

Franczyk M., 1983. Retyk i jura dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 124–138.

Franczyk M., 1987. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 102–108.

Franz M., 2008. Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zyklo- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen Zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänmark, Schweden). Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Naturwissenschaftliches Fakultät III, Institut für Geowissenschaften, https://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/08/09H048/t1.pdf [rozpr. doktor.].

Franz M., Becker A., Szulc J., 2021. Die Trias im östlichen Germanischen Becken: Polen und Baltikum. *W*: Trias. Aubruch in das Erdmittelalter 1 (red. N. Hauschke i in.): 121–137. Pfeil, München.

Fuglewicz R., 1973. Megaspores of Polish Buntersandstein and their stratigraphical significance. Acta Palaeontologica Polonica, 18: 401–451.

Fuglewicz R., 1977. Stratygrafia pstrego piaskowca na południowo-zachodnim brzegu monokliny przedsudeckiej. Acta Geologica Polonica, 27: 471–479.

Fuglewicz R., 1979a. Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 271–275.

Fuglewicz R., 1979b. Stratygrafia pstrego piaskowca w wierceniu Otyń IG-1 (monoklina przedsudecka). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 277–286.

Fuglewicz R., 1980. Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. Acta Geologica Polonica, 30: 417–470.

Fuglewicz R., Ptaszyński T., Rdzanek K., 1981. Tropy gadów w utworach pstrego piaskowca w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 29: 608–609.

Fuglewicz R., Rdzanek K., Ptaszyński T., 1990. Lower Triassic footprints from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 35: 109–164.

Gajewska I., 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 8: 598–608.

Gajewska I., 1971. Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 15: 77–86.

Gajewska I., 1973. Charakterystyka osadów piaskowca trzcinowego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 17: 507–515.

Gajewska I., 1978. Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 87: 5–56.

Gajewska I., 1987. Wapień muszlowy i kajper. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 93–102.

Literatura

Gajewska I., 1988. Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 32: 73–82.

Gajewska I., Szyperko-Śliwczyńska A., 1979. Stratygrafia, litografia i paleogeografia. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 25–37.

Gajewska I., Senkowiczowa H., Sikorska-Jaworowska M., Jaworowski K., 1997a. Trias środkowy (wapień muszlowy–kajper dolny). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 133–150.

Gajewska I., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997b. Trias górny. Kajper. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 151–172.

Gałkiewicz T., Śliwiński S., 1985. Charakterystyka geologiczna śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 53: 63–90.

Gaździcka E., Gaździcki A., 2008. Wybrane aspekty budowy geologicznej płaszczowiny choczańskiej w Tatrach Zachodnich. *W*: Materiały konferencyjne „Tatrzańskie Mapy Geologiczne": 129–140.

Gaździcka E., Bac-Moszaszwili M., Marciniec P., Zimnal Z., Wasiluk R., 2007. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1: 10 000. ark. Kiry. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., Gaździcki A., Filipczak A., Uchman A., 2009. Płaszczowina reglowa górna (choczańska) między doliną Lejową a Doliną Chochołowska w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 57: 56–63.

Gaździcki A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 17–96.

Gaździcki A., 1978a. Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. Przegląd Geologiczny, 26: 257–259.

Gaździcki A., 1978b. Conodonts of the genus *Misikella* Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathian). Acta Palaeontologica Polonica, 23: 341–350.

Gaździcki A., 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. Palaeontologia Polonica, 44: 109–169.

Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny križniańskiej (fatrikum). Skały węglanowe triasu górnego (retyk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 141–151. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Gaździcki A., Lefeld J., 1997. Seria wierchowa. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 46–48.

Gaździcki A., Lipiec M., 1995. Anizyjskie otwornice z jednostki Ogarle-Opalone serii wierchowej Tatr Polskich. Przegląd Geologiczny, 43: 385–387.

Gaździcki A., Michalík J., 1980. Uppermost Triassic Sequence of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathian of Slovakia and Poland. Acta Geologica Polonica, 30: 61–76.

Gaździcki A., Michalík J., 1985. Odpowiedź na artykuł Z. Kotańskiego – Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 33: 628.

Gaździcki A., Zawidzka K., 1973. Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 483–490.

Gaździcki A., Trammer J., Zawidzka K., 1975. Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 285–298.

Gaździcki A., Michalík J., Planderová E., Sýkora M., 1979. An Upper Triassic-Lower Jurassic Sequence in the Križna Nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západne Karpaty, Geológia 5: 119–148.

Gągol J., 1974. Charakterystyka geologiczna i surowcowa utworów retu na obszarze Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. CAG, Kielce [nr inw. 978].

Gągol J., 1976. Punkt IIIB-2 – Kamieniołom Tumlin-Gród – piaskowce tumlińskie. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 232–235.

Gągol J., 1981. Punkt V – Tumlin-Gród – kamieniołom piaskowca pstrego środkowego. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 111–114.

Gągol J., Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Stanowisko 2. Kamieniołom Tumlin-Gród koło Kielc. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 179–182.

Gąsiewicz A., Czapowski G., 1997. Geochemia utworów dolnego triasu z wybranych otworów wiertniczych na Niżu Polskim. CAG, Warszawa [nr inw. 2862/97].

Germann K., 1969. Reworked dolomite crust in the Wetterstein (Ladinian, Alpine Triassic) as indicator of early supratidal dolomitization and lithification. Sedimentology, 12: 257–277.

Głazek J., Romanek A., 1978. Jaworznia. *W*: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions. Cz. 2: 41–49.

Głuchowski, E., Salamon, M., 2005. The Lower Muschelkalk crinoids from Raciborowice, North-Sudetic Basin, SW Poland. Geological Quarterly, 49: 83–92.

Goetel W., 1916. Das Rhät und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, 3/4: 167–194.

Goetel W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bulletin International de l'Académie des sciences de Cracovie. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Série A, Sciences mathématiques: 1–222 + 6 Planches.

Gorek A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej. Geologický Sbornik, 9: 203–241.

Grabowski J., 2023. Baseny tatrzańskie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 71–72.

Gradziński R., 1986. Aeolian-dune and interdune deposits in the Bunsandstein of the Holy Cross Mts. *W*: 7th IAS European Regional Meeting, Excursion Guidebook: 103–112.

Gradziński R., 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Sedimentary Geology, 81: 231–242.

Gradziński R., Uchman A., 1994. Trace fossils interdune deposits – an example from the Lower Triassic Aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 108: 121–138.

Gradziński R., Gągol J., Ślączka A., 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of eolian dunes and interdune areas. Acta Geologica Polonica, 29: 151–175.

Grodzicka-Szymanko W., 1978. Trias górny. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 105–111.

Grodzicka-Szymanko W., Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny, 16: 216–232.

Gruszka B., Zieliński T., 2008. Evidence for a very low-energy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland. Geological Quarterly, 52: 239–252.

Gutowski J., Koyi H.A., 2007. Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. Basin Research, 19: 67–86.

Hagdorn H., 2007. Röt and Muschelkalk macrofaunas in Poland. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 17–26.

Hagdorn H., Głuchowski E., 1993. Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. *W*: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991 (red. H. Hagdorn, A. Seilacher): 165–176. Goldschneck, Stuttgart.

Hakenberg M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Inst. Geol., Warszawa.

Hakenberg M., 1980. Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. Acta Geologica Polonica, 30: 471–483.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 77–92.

Hakenberg M., Złonkiewicz Z., 2021. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Heunisch C., 1999. Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. *W*: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde): 207–220. Pfeil, München.

Holub V., 1972. Permian of the Bohemian Massif. NATO Advanced Study Institutes Series, Series C, 22: 137–188.

Hounslow M.W., Muttoni G., 2010. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: Linkage to stage boundary definitions. Geological Society Special Publications, 334: 61–102.

Iwanow A., 1965. Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 393–426.

Iwanow A., 1998. Paleogeografia późnego piaskowca pstrego, wapienia muszlowego, kajpru i retyku. Tablice 15–19, 22–26. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Iwanow A., 2012. Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna triasu górnego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 57–75.

Iwanow A., Becker A., 2007. Trias środkowy i górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 122: 87–88.

Iwanow A., Kiersnowski H., 1998. Paleogeografia wczesnego i środkowego piaskowca pstrego. Tablice 11–13. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Iwanow A., Wieczorek J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 30: 525–528.

Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014. Skały osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jaczynowski S., Jaczynowska W., 1963. Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 445–465.

Jaglarz P., 2007. Ewolucja basenu Tatricum od późnego oleneku do noryku w Tatrach Polskich. ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [rozpr. doktor].

Jaglarz P., 2010. Facies and sedimentary environment of the carbonate-dominated Carpathian Keuper from the Tatricum domain: Results from the Dolina Smytnia valley (Tatra Mts, Southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 147–161.

Jaglarz P., 2012. Wieloetapowa dolomityzacja w sukcesji triasu dolnego i środkowego serii wierchowej (Tatry Zachodnie, Polska). Przegląd Geologiczny, 60: 284–293.

Jaglarz P., 2014. Skały klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnik–noryk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 58–64. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jaglarz P., Szulc J., 2003. Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the wierchowa unit in the Polish Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 73: 169–182.

Literatura

Jaglarz P., Uchman A., 2010. A hypersaline ichnoassemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 292: 71–81.

Jaglarz P., Warchoł M., 2009. Facies and depositional environment of the Tomanová Formation (Tatra Mountains, Poland). *W*: 6th Annual Conference of SEPM-CES Sediment 2009: 129.

Jaglarz P., Gaździcki A., Michalik J., 2014. Skały węglanowe i klastyczne triasu górnego (retyk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 65–73. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jasionowski M., Becker A., 2023. Mikrofacje i diageneza wapieni oolitowych najniższego triasu w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 (zachodnia Polska). Przegląd Geologiczny, 71: 292–297.

Jewuła K., Matysik M., Paszkowski M., Szulc J., 2019. The late Triassic development of playa, gilgai floodplain, and fluvial environments from Upper Silesia, southern Poland. Sedimentary Geology, 379: 25–45.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 564, 110154.

Jewuła K., Fijałkowska-Mader, Trela W., Złonkiewicz Z., 2023. Paleogeografia, stratygrafia i środowiska depozycji. *W*: POKOS 8: 60–75.

Jewuła K., Trela W., Kędzior A., Fijałkowska-Mader A., Wasielka N., 2024. Facies architecture, pedogenesis and palynology of the Olenekian dryland setting – a sedimentary record of Early Triassic climate oscillations in the SE Germanic Basin. Sedimentary Geology, 472, 106754.

Jurkiewicz H., 1965. Profil Wiercenia z Bożej Woli. Przegląd Geologiczny, 13: 378–380.

Jurkiewicz H., 1972. Stratygrafia wyższego triasu z otworu Boża Wola IG-1 w świetle nowych materiałów dokumentacyjnych. Przegląd Geologiczny, 20: 280–282.

Jurkiewicz H. (red.), 1973. Węgrzynów IG1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 7.

Jurkiewicz H., 1974a. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 18: 90–108.

Jurkiewicz H. (red.), 1974b. Węgleszyn IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 19.

Jurkiewicz H. (red.), 1974c. Milianów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 21.

Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Ggeologicznego, 283: 5–100.

Jurkiewicz H. (red.), 1976a. Pągów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 33.

Jurkiewicz H. (red.), 1976b. Jaronowice IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1980a. Potok Mały 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 51.

Jurkiewicz H. (red.), 1980b. Radwanów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 52.

Jurkiewicz H. (red.), 1988. Studzianna IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 64.

Jurkiewicz H. (red.), 1990. Włoszczowa IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 70.

Jurkiewicz H. (red.), 1991a. Książ Wielki IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 71.

Jurkiewicz H. (red.), 1991b. Biała Wielka IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 74.

Jurkiewicz H. (red.), 1993. Boża Wola IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 76.

Jurkiewicz H. (red.), 1994. Secemin IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 77.

Jurkiewicz H. (red.), 1995. Brzegi IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 80.

Jurkiewicz H. (red.), 1996. Jędrzejów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 89.

Karaszewski W., 1962. Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 30: 333–416.

Karaszewski W., 1976. *Chirotherium łuniewski* sp. nov. from Roethian sediments of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 24: 23–25.

Käsbohrer F., Kuss J., 2021. Lower Triassic (Induan) stromatolites and oolites of the Bernburg Formation revisited – microfacies and palaeoenvironment of lacustrine carbonates in Central Germany. Facies, 67, 11.

Kasiński J.R., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierchowego Tatr polskich. Przegląd Geologiczny, 29: 524–529.

Kędzierski J., 2002. Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalk im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie, 16: 1–52.

Kędzierski J., 2004. Konodonty dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 35–37.

Kędzierski J., Szulc A., 1996. Anisian conodonts of the Lower Silesia and their significance for reconstruction of the Muschelkalk transgression in the eastern part of the Germanic Basin. *W*: 6th European Conodont Symposium, Abstracts: 28.

Kiersnowski H., 2023. Przystanek 2: Kamieniołom w Tumlinie. *W*: POKOS 8: 83–89.

Kiersnowski H., Fijałkowska-Mader A., Jewuła K., 2023. Pozycja litostratygraficzna dolnotriasowego ogniwa piaskowców z Tumlina – dziesiątki lat kontrowersji. *W*: POKOS 8: 116–117.

Kleczkowski A., 1953. Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicach Suchedniowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 218.

Kłapciński J., 1959. Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 28: 361–404.

Kłapciński J., 1993. Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych w regionie opolskim. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 37.

Kopik J., 1970. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 49–64.

Kostecka A., 1979. The Lower Muschelkalk carbonate rocks of the south-western margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 211–243.

Koszowska E., Szulc J., Wolska A., 2001. Middle Triassic tuffaceous intercalations within Reifling Beds of the Western Tatra Mts. Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 19: 88–90.

Kotański Z., 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 65–73.

Kotański Z., 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 273–286.

Kotański Z., 1959a. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the High-Tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 9: 113–145.

Kotański Z., 1959b. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 139: 7–160.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotański Z., 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 317–385.

Kotański Z., 1965. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. Acta Geologica Polonica, 15: 257–330.

Kotański Z., 1967. Palaeontological basis of Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. Geologicky Zbornik. Geologia Carpathica, 17: 277–283.

Kotański Z., 1973a. Upper and middle subtatric napes in the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences de la Terre, 21: 75–83.

Kotański Z., 1973b. Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtatric Triassic in the Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 440–451.

Kotański Z., 1973c. Trias. Historia badań. Trias karpacki. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 18–19. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kotański Z., 1974. Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 22: 13–14.

Kotański Z., 1979. Trias tatrzański. Przegląd Geologiczny, 27: 369–377.

Kotański Z., 1985. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach, cz. I, II. Przegląd Geologiczny, 33: 547–553, 621–628.

Kotański Z., 1994. Middle Triassic Dasycladacea of the Upper Silesian-Cracow Region and their stratigraphical and palaeoecological significance. *W*: Proceedings of Third International Meeting of Peri-Tethyan Epicratonic Basins: 59–66.

Kotański Z., 1996. History of discover and age of labirynthodont remains in the Tatra Mts. Prace Muzeum Ziemi, 43: 47–52.

Kotański Z., 2013. Anisian Dasycladales from Upper Silesia and adjacent regions. Carnets de Geologie, Book 2, Paleopolis.

Kotlicki S., 1974. Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region. Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 161–166.

Kotlicki S., 1995. Badania nad litostratygrafią triasu Górnego Śląska. CAG, Warszawa [nr inw. 3550/96].

Kotlicki S., Kubicz A., 1974. Trias Śląska Opolskiego. *W*: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 18–26.

Kotlicki S., Siewniak-Madej A., 1982. Trias. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 55: 28–34.

Kotlicki S., Włodek M., 1976. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Tworóg (876) 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Koutek J., 1930. Geologické studie na severo-západě Níznych Tater. Sbor. Štatny Geologicky Ústav, Praha, 9: 413–527.

Kovalevych V., Peryt T.M., Beer W., Geluk M., Hałas S., 2002. Geochemistry of Early Triassic seawater as indicated by study of the Röt halite in the Netherlands, Germany, and Poland. Chemical Geology, 182: 549–563.

Kovalevych V., Paul J., Peryt T.M., 2009. Fluid inclusions in halite from the Röt (Lower Triassic) salt deposit in central Germany: evidence for seawater chemistry and conditions of salt deposition and recrystallization. Carbonates and Evaporites, 24: 45–57.

Kowalczewski Z., Rup M., 1989. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 362: 5–39.

Kowal-Linka M., 2008. Formalizacja litostratygrafii formacji gogolińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologos, 14: 125–161.

Kowal-Linka M., 2009. Nowe jednostki litostratygraficzne w randze warstw w obrębie formacji gogolińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologia, 35: 153–174.

Literatura

Kowal-Linka M., Krzemińska E., Czupyt Z., 2019. The youngest detrital zircons from the Upper Triassic Lipie Śląskie (Lisowice) continental deposits (Poland): Implications for the maximum depositional age of the Lisowice bone-bearing horizon. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 514: 487–501.

Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basin high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland). Geological Quarterly, 61: 779–794.

Kowalski A., 2020. Triassic palaeogeography of NE Bohemian Massif based on sedimentological record in the Wleń Graben and the Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 125–148.

Kowalski A., 2021. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 1–36.

Kozur H., 1968. Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. Geologie, 17: 930–946.

Kozur H., 1972. Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 2: 1–37.

Kozur H., 1974. Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Freiberger Forschungshefte, C 280 (1): 1–56; 280 (2): 1–71; 280 (3) (15 załączników).

Kozur H., 1980. Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 3/4: 79–172.

Kozur H.W., 1994. The correlation of the Zechstein with the marine standard. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137: 85–103.

Kozur H.W., 1999. The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 7/8: 701–725.

Kozur H.W., 2003. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage subdivision and the numeric age of the Triassic stages. Albertiana, 28: 57–74.

Krupnik J., 2010. Palynological investigations of the Mesozoic sediments from Studzianna well core (Holy Cross Mts region, Poland). *W*: 8th European Palaeobotany–Palynoogy Conference, Program and Abstracts: 143.

Krupnik J., Ziaja J., Feldman-Olszewska A., 2011. Wstępne wyniki badań palinologicznych wiercenia Huta OP-1 (trias–jura). *W*: Jurassica IX, Abstrakty: 110–111.

Krupnik J., Ziaja J., Barbacka M., Feldman-Olszewska A., Jarzynka A., 2014. A palaeoenvironmental analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains region. Acta Palaeobotanica, 54: 35–65.

Krzywiec P. (red.), 2000. Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna rozwoju osadów triasowych niżu polskiego. Sprawozdanie końcowe grantu KBN Nr. 9 T12B 024 15. Komitet Badań Naukowych, Warszawa.

Krzywiec P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). Geological Quarterly, 48: 123–134.

Kubicz A., Kotlicki S., Morycowa E., Dżułyński S., Zawidzka K., 1974. Wapień muszlowy Śląska Opolskiego. *W*: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 154–177.

Kuleta M., 1976. Petrografia pstrego piaskowca w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 21144], Kielce [nr inw. 1032].

Kuleta M., 1984. Piaskowiec pstry między Jaworznią a Ostojowem w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 28: 780–781.

Kuleta M., 1985. Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów pstrego piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niecce Miechowskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 34248], Kielce [nr inw. 1157].

Kuleta M., 1987. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 31: 231.

Kuleta M., 1990. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstrego piaskowca. *W*: Badania geologiczne permu w NW części Gór Świętokrzyskich w aspekcie poszukiwań rud Cu, Pb, Zn, Fe i V – opracowanie końcowe (red. Z. Kowalczewski). CAG, Warszawa [nr inw. 39780], Kielce [nr inw. 1319].

Kuleta M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy. Zadanie: Środowisko sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 180/94], Kielce [nr inw. 1887].

Kuleta M., 1996. Basen sedymentacyjny dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W*: Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Materiały konferencyjne, przewodniki sesji terenowych, streszczenia referatów i posterów: 1–25.

Kuleta M., 2004. Petrografia i rozwój sedymentacji osadów retu w rejonie Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 1361/2004].

Kuleta M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 43–47.

Kuleta M., 2006b. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 41–44.

Kuleta M., 2018. Trias. Pstry piaskowiec środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 106–110.

Kuleta M., 2021. Formacja retu. Trias środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 44–46.

Kuleta M., Fijałkowska A., 1994. Palinostratygrafia oraz aspekty paleogeograficzne i paleoklimatyczne dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 50: 115–116.

Kuleta M., Fijałkowska A., 1995. Zmiana środowisk sedymentacji na granicy permu i triasu w południowej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 114.

Kuleta M., Fijałkowska-Mader A., 2021. Pstry piaskowiec środkowy. Trias górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 41–44, 46–49.

Kuleta M., Iwanow A., 2006a. Kajper i „retyk". Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 50–52.

Kuleta M., Iwanow A., 2006b. Kajper i „retyk". Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 48–51.

Kuleta M., Nawrocki J., 2000. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2165/2000].

Kuleta M., Nawrocki J., 2002. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 58: 109–111.

Kuleta M., Romanek M., 2018. Formacja retu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 110–112.

Kuleta M., Rup M., 1980. Problem granicy cechsztyn–pstry piaskowiec w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 24: 972–973.

Kuleta M., Zbroja S., 1995. Facies diversity at the Zechstein/Buntsandstein boundary in the Holy Cross Mts, Southern Poland. *W*: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Abstracts: 85.

Kuleta M., Zbroja S., 1997. Zlepieńce czerwonego spągowca, cechsztynu i dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W*: VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 29.

Kuleta M., Zbroja S., 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 105–125.

Kuleta M., Kowalczewski Z., Zbroja S., Romanek M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., 1995. Analiza strukturalna i paleogeograficzna permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 1412/96], Kielce [nr inw. 2043].

Kuleta M., Zbroja S., Iwanow A., Kiersnowski H., 2000. Ropo- i gazonośność permu i triasu w północnej części Niecki Nidziańskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 60/2002, 142/2005].

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2001. Tropy kręgowców z retu Baranowa, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 49: 325–327.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2005a. Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 53: 151–155.

Kuleta M., Zbroja S., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Studencka J., 2005b. Kolekcja tropów kręgowców z osadów retu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2140/2007].

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006a. Stanowisko 1 – Zachełmie k. Zagnańska. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 174–178.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006b. Stanowisko 3 – Kopulak – kamieniołom piaskowców dolnego retu. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 185–187.

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006c. Stanowisko 4. Baranów – kopalnia iłów kamionkowych. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 187–191.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Zbroja S., 2006d. Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 1081–1088.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007a. STOP.IV.4. Zachełmie – dolomite quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 69–71.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2007b. STOP.IV.5. Kopulak – sandstones quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 71–73.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007c. STOP.V.1. Czerwona Góra near Ostrowiec Świętokrzyski. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 75–77.

Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., Becker A., 2007d. STOPS.IV.2 and IV.3. Tumlin Gród quarry and Sosnowica quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 67–69.

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G, Nawrocki J., 2007e. STOP. IV.6. Baranów – vitrified clay pit. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 73–75.

Kuleta M., Trela W., Zbroja S., 2009. Paleomorfologia a zapis sedymentacyjny dolnego pstrego piaskowca (dolny trias) w NW części Gór Świętokrzyskich na przykładzie kamieniołomu Zachełmie. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich: 63–74.

Kuleta M., Iwanow A., Fijałkowska-Mader A., 2018. Trias górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 113–117.

Kulikowski A., 1973. Paleotektonika retu w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 590–591.

Literatura

Kulikowski A., 1979. Pstry piaskowiec górny – ret. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 37–39.

Kürschner W.M., Herngreen G.F.W., 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynological diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. Geological Society Special Publications, 334: 263–283.

Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in southeastern cratonic Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 167–221.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Laszko D., 1982. Wyniki stratygraficzno-palinologicznych badań osadów triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 55: 44–49.

Lefeld J., 1958. *Dadocrinus grundeyi* Langenhan (Crinoidea) z triasu wierchowego Tatr. Acta Palaeontologica Polonica, 3: 59–74.

Lefeld J., 1999. Tectonics of the Subtatric Units, Eastern Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 115: 139–166.

Leszczyński K., 2023. Mezozoiczny basen Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 64–65.

Leszczyński S., Pszonka J., 2014. Skały klastyczne triasu dolnego (?ind–olenek dolny). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 34–41. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Leśniak T., 1972. Profil litostratygraficzny retu w Raciborowicach koło Bolesławca. Zeszyty Naukowe AGH, 312, Geologia, 16: 87–101.

Leśniak T., 1973. Spągowe osady retu w południowo-wschodniej części niecki bolesławskiej. Przegląd Geologiczny, 21: 669–671.

Leśniak T., 1978a. Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej. Geologia, 4 (1): 5–22.

Leśniak T., 1978b. Rozwój osadów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej na tle ich wykształcenia w Polsce południowej. Geologia, 4 (2): 29–40.

Limanowski M., 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. Kosmos, 26: 15–17.

Lintnerová O., Uhlik P., Michalík J., Weissová Z., 2011. Proxies of climatic, paleotectonic and paleogeographic changes at the very beginning of the Jurassic period. *W*: Jurassica IX: 112–114.

Liszkowski J., 1981. Fauna ryb dolnego wapienia muszlowego (dolnego anizyku) regionu świętokrzyskiego i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 52–57.

Liszkowski J., 1993. Die Selachierfauna des Muschelkalks in Polen: Zusammensetzung, Stratigraphie und Paläoökologie. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2: 177–185.

Lorenc S., Mroczkowski J., 1978. The sedimentation and petrography of Zechstein and lowermost Triassic deposits in the vincinity of Kochanów (Intra-Sudetic Trough). Geologica Sudetica, 13: 23–38.

Mader D., 1985. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein of the northeastern Holy Cross Mountains (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in Eifel. Lectures Notes in Earth Sciences, 4: 500–508.

Mader D., 1992. Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe. Vol. 1. Western and eastern Europe. Gustav Fischer, Stuttgart–New York.

Mader D., Barczuk A., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Czerwona Góra Beds and Stryczowice Beds (Middle Buntsandstein) of the Northeastern Holy Cross Mountains (Poland). Lectures Notes in Earth Sciences, 4: 351–396.

Mader D., Rdzanek K., 1985. Sandy braidplain deposition with minor pedogenesis in the Labirynthodontidae Beds (Middle Bunstanstein) of the northeastern Holy Cross Mountains, Poland. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 281–317.

Mader D., Barczuk A., Rdzanek K., 1986. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the northeastern Holy Cross Mts. (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in the Eifel (F.R. Germany and Luxembourg). *W*: IAS 7th Regional Meeting of Sedimentology, Abstracts: 112–113.

Mahel M., 1964. Geologia strednej časti Stražovskiej hornatiny. Práce, Štatny GÚDŠ, 14: 1–116.

Mahel M., 1986. Chočske pohorie. *W*: Geologická stavba čs. Karpat 1. Paleoalpíne jednostky (red. M. Mahel): 396–397. Veda, Bratislava.

Malec J., 1981. Małżoraczki z pstrego piaskowca synkliny piekoszowskiej (Góry Świętokrzyskie). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 41–44.

Malec J., Gliniak P., Kuleta M., Salwa S., Szczepanik Z., Urbaniec A., Zbroja S., 2006. Profil wiercenia Odrowążek-1 – informacje wstępne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 69–72.

Maliszewska A., 1974. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 144–148.

Marcinkiewicz T., 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. Prace Instytutu Geologicznego, 65.

Marcinkiewicz T., 1976. Distribution of megaspore assemblages in Middle Buntsandstein of Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 21: 191–200.

Marcinkiewicz T., 1978. Zespoły megasporowe w kajprze Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 87: 61–80.

Marcinkiewicz T., 1992a. Megasporowy schemat stratygraficzny osadów pstrego piaskowca w Polsce. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 368: 65–96.

Marcinkiewicz T., 1992b. The megaspore assemblage of *Capillisporites germanicus* from the Middle Triassic of Poland. Geological Quarterly, 36: 33–74.

Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G., 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 15–42.

Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Maron M., Muttoni G., Rigo M., Gianolla P., Kent D.V., 2019. New magnetobiostratigraphic results from the Ladinian of the Dolomites and implications for the Triassic geomagnetic polarity timescale. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 517: 52–73.

Mariańska T., Szyszkin M.A., 1996. New Cyclotosaurid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of Capitosauroids. Prace Muzeum Ziemi, 43: 53–83.

Matějka A., Andrusov D., 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des regions avoisinantes. Knihovna Státního Géologiceckího Ústavu, 13: 19–164.

Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Fore deep area. Geological Quarterly, 53: 49–62.

Matysik M., 2010. Reefal environments and sedimentary processes of the Anisian Karchowice Beds in Upper Silesia, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 123–145.

Matysik M., 2014. Sedimentology of the „Ore-bearing dolomite" of the Kraków-Silesia region (Middle Triassic, southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 81–112.

Matysik M., 2016. Facies types and depositional environments of a morphologically diverse carbonate platform: a case study from the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 119–164.

Matysik M., 2019. High-frequency depositional cycles in the Muschelkalk (Middle Triassic) of southern Poland: Origin and implications for Germanic Basin astrochronological scales. Sedimentary Geology, 383: 159–180.

Matysik M., Szulc J., 2019. Shallow-marine carbonate sedimentation in a tectonically mobile basin, the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia (southern Poland). Marine and Petroleum Geology, 107: 99–115.

Mazij W., Mroczkowski J., 1972. Występowanie kaolinitu w utworach piaskowca pstrego niecki północnosudeckiej i perspektywy jego wykorzystania. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 7, Studia Matematyczne, 6: 41–52.

Mello J., Filo I., Kovač P., Havrila M., Hók J., Siranova Z., Zecova K., Potfaj M., Pevny J., Samuel O., 1993. Chočské Vrchy. *W*: Geológia južnej a východnej Oravy (red. P.Gross i in.). GÚDŠ, Bratislava.

Michalík J., 1976. Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu križnianského príkrovu v závere Dedošovej doliny (Gaderská dolina, Velká Fatra). Kmetiánum (Martin), 4: 25–142.

Michalík J., 1977. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29: 359.

Michalík J., 1978. To the Paleogeographic, Paleotectonic and Paleoclimatic Development of the West Carpathian Area in the Uppermost Triassic. *W*: Paleogeografický vývoj Západných Karpát (red. J. Vozár i in.): 189–211. GÚDŠ, Bratislava.

Michalík J., 1980. A palaeoenvironmental and palaeoecological analysis of the West Carpathian part of the Tethyan nearshore region in the Latest Triassic Time. Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia, 85: 1047–1064.

Michalík J., 1993. Mesozoic Tensional Basin in the Alpine-Carpathian Shelf. Acta Geologica Hungarica, 36: 395–403.

Michalík J., 1994. Notes on the Paleogeography and Paleotectonics of the Western Carpathian Area During the Mesozoic. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 101–110.

Michalík J., Gaździcki A., 1980. Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? Przegląd Geologiczny, 28: 616–619.

Michalík J., Gaździcki A., 1983. Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica-Formation (Upper Triassic, Western Carpathians). Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenchaftlichen Kommissionen, 5: 267–276.

Michalík J., Planderová E., Sykora M., 1976. To the stratigraphic and paleogegraphic position of the Tomanová Formation of the Uppermost Triassic of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 27: 299–318.

Michalík J., Jendrejávková O., Borza K., 1979. Some new Foraminifera-species from the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 30: 45–60.

Michalík J., Kátlovský V., Hluštik A., 1988. Plant remains in the Tomanová Formation (Uppermost Triassic, West Carpathians): Their origin, composition and diagenetic alteration. Geologica Carpathica, 39: 523–537.

Michalík J., Lintnerová O., Gaździcki A., Soták J., 2007. Record of environmental chnges in the Triassic/Jurassic boundary interval in the Zliechov basin, Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 71–88.

Michalík J., Lintnerová O., Wójcik-Tabol P., Gaździcki A., Grabowski J., Golej M., Šimo V., Zahradnicová B., 2013. Palaeoenvironments during the Rhaetian transgression and colonization history of the marine biota in the Fatric Unit (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 64: 39–62.

Mikulski S.Z., Strzelska-Smakowska B., Retman W., 2013. The perspective and prognostic areas of zinc and lead ores in the Upper Silesia Zn-Pb Ore District. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, 29: 173–191.

Mikulski S.Z., Nowacki Ł., Sadłowska K., Ostrowski S., Bąk T., Pacanowski G., Lasocki M., 2017. Modern prospecting for zinc and lead MVT ores near Siewierz in the Upper Silesia Zn-Pb Ore district in southern Poland. *W*: Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting: 251–254.

Literatura

Mikulski S.Z., Brański P., Pieńkowski G., Małek R., Zglinicki K., Chmielewski A., 2022. REE enrichment of Mesozoic sedimentary formations (regoliths, paleosols and phosphorites) in southern Poland. *W*: Proceedings of the 16th SGA Biennial Meeting: 251–254.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 390–392.

Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). Acta Universitatis Wratislaviensis, 1971, Prace Geologiczo-Mineralogiczne, 73: 5–58.

Milewicz J., Wójcik L., 1973. Sudety. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 94–98. Wydaw. Geol., Warszawa.

Milewicz J., Sawicki L., Pucia E., Dyja E., Bossowska J., Lewandowska-Krzywda B., Wałachowska K., 1977. Badanie zasięgu jednostek strukturalnych pod pokrywą kenozoiczną oraz analiza tektofacjalna młodych obniżeń i rowów. *W*: Dokumentacja wynikowa otworów Bolesławice IG-1, Bolesławice IG-2, Dąbrowa IG-1, Bronowiec IG-1, Poświetne IG-1, Poświętne IG-2, Gozdnica IG-2, Borowe IG-1, Borowe IG-2. CAG, Wrocław [nr inw. 2626].

Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1979. Mapa geologiczna Polski 1:200 000 B, ark. Jelenia Góra. Inst. Geol., Warszawa.

Mišik M., Jablonský J., 2000. Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: Transport directions, source of clastics. Geologica Carpathica, 51: 251–264.

Morawska A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. Przegląd Geologiczny, 40: 216–223.

Morawska A., 1996. Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 69–75.

Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 419–486.

Moryc W., 2014. Perm i trias przedgórza Karpat Polskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 43–68.

Mroczkowski J., 1969. Palaeocurrents in the Lower Triassic deposits of the southern part of the Northsudetic Basin. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géographiques et Géologiques, 17: 167–172.

Mroczkowski J., 1972. Sedymentacja pstrego piaskowca w niecce północnosudeckiej. Acta Geologica Polonica, 22: 351–377.

Mroczkowski J., 1977. Piaskowce dolnotriasowe w północnej części niecki śródsudeckiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 49–72.

Mroczkowski J., Mader D., 1985. Sandy inland braidplan deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of the Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). Lectures Notes in Earth Science, 4: 165–195.

Narkiewicz K., 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 43: 313–328.

Narkiewicz K., 2014. Wyniki badań konodontowych w utworach wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 180–186.

Narkiewicz K., Szulc J., 2004. Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. Geobios, 37: 425–436.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nawrocki J., 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. Earth and Planetary Sciences Letters, 152: 37–58.

Nawrocki J., 2004. The Permian-Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. Terra Nova, 16: 139–145.

Nawrocki J., Becker A., 2020. Buntsandstein magnetostratigraphy in Poland: new data from the Brześć Kujawski IG-1 borehole. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 435-446.

Nawrocki J., Szulc J., 2000a. The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. Earth and Planetary Science Letters, 182: 77–92.

Nawrocki J., Szulc J., 2000b. Skala magnetostratygraficzna dla utworów retu i wapienia muszlowego ze Śląska i północnej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 48: 236–238.

Nawrocki J., Wagner R., Grabowski J., 1993. The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. Geological Quarterly, 37: 565–578.

Nawrocki J., Kuleta M., Zbroja S., 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 47: 253–260.

Nawrocki J., Pieńkowski G., Becker A., 2005. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 53: 222–225.

Nawrocki J., Jewuła K., Stachowska A., Szulc J., 2015. Magnetic polarity of Upper Triassic sediments of the Germanic Basin in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 663–674.

Nejbert K., Jurewicz E., 2004. Mineralogy and petrography of the ferruginous concentration from siliciclastic Rhaetian deposits, Tatra Mountains, Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 24: 299–302.

Nemčok J. (red.), 1993. Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1: 50000. GÚDŠ, Bratislava.

Nemčok J., Bezák Y., Biely A., Gorek A., Gross P., Haluzka R., Janák M., Kahan S., Kotański Z., Lefeld Z., Mello J., Reichwalder P., Raczkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1994. Geologická mapa Tatier (Geological Map of the Tatra Mountains), 1: 50 000. GÚDŠ, Bratislava.

Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006. Stanowisko 5. Kolekcja tropów kręgowców z Wiór. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 192–193.

Niedźwiedzki G., Kin A., Remin Z., Małkiewicz M., 2007. Środkowotriasowa ichnofauna kręgowców z „warstw z Krynek" w Górach Świętokrzyskich – wstępny przegląd. Przegląd Geologiczny, 55: 870–879.

Niedźwiedzki R., 2000. Litostratygrafia formacji górażdżańskiej i formacji dziewkowickiej na Śląsku Opolskim. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2224, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 71.

Niedźwiedzki R., 2002. Revision of stratigraphic ranges of selected invertebrate taxa from the Muschelkalk in Silesia. Geological Quarterly, 46: 219–225.

Niedźwiedzki R., Salamon M.A., 2006. Triassic crinoids from the Tatra Mountains and their stratigraphic significance (Poland). Geologica Carpathica, 57: 69–77.

Niedźwiedzki G., Brusatte S.L., Sulej T., Butler R.J., 2014. Basal dinosauriform and theropod dinosaurs from the mid-late Norian (Late Triassic) of Poland: implications for Triassic dinosaur evolution and distribution. Palaeontology, 57: 1121–1142.

Nowak H., Schneebeli-Herman E., Kustascher E., 2018. Correlation of Lopingian to Middle Triassic palynozones. Journal of Earth Science, 29: 755–777.

Nystuen J.P., 1998. History and development of sequence stratigraphy. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 8: 31–116.

Ogg J.G., 2012. Triassic. *W*: The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 681–730. Elsevier.

Ogg J.G., Chen Z.-Q., Orchard M.J., Jiang H.S., 2020. The Triassic Period. *W*: Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 903–953. Elsevier.

Olempska E., 2004. Late Triassic spinicaudatan crustaceans from southwestern Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 429–442.

Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. Kwartalnik Geologiczny, 16: 301–313.

Orłowska-Zwolińska T., 1977. Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland. Acta Geologica Polonica, 27: 417–430.

Orłowska-Zwolińska T., 1983. Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 104.

Orłowska-Zwolińska T., 1984. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 29: 161–194.

Orłowska-Zwolińska T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 107–19.

Orłowska-Zwolińska T., 1988. Palinostratygrafia utworów triasu w okolicach Brzegu (SE część monokliny przedsudeckiej). Kwartalnik Geologiczny, 32: 349–366.

Pacholec B., 1972. Konodonty triasowe w otworach wiertniczych Brzegi IG-1, Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 16: 509–510.

Pacyna G., 2014. Plant remains from the Polish Triassic. Present knowledge and future prospects. Acta Palaeobotanica, 54: 3–33.

Passendorfer E., 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. Acta Geologica Polonica, 7: 125–162.

Paul J., 1982. Der Untere Buntsandstein des germanischen Beckens. Geologische Rundschau, 71: 795–811.

Paul J., Puff P., 2010. Das Klima im Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 58–69.

Pawłowska K., 1978. Charakterystyka triasu niecki promnickiej na podstawie otworu w Rudzie Strawczyńskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 99–120.

Pawłowska K., 1979. Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 23: 337–361.

Pharaoh T.C., Dusar M., Geluk M.C., Kockel F., Krawczyk C.M., Krzywiec P., Scheck-Wenderoth M., Thybo H., Vejbæk O.V., van Wees J.D., 2010. Tectonic evolution. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.

Pieczonka J., 2011. Polymetallic mineralization in Triassic strata of the NW part of the Kraków-Częstochowa Monocline. Mineralogia, 41: 35–53.

Pieńkowski G., 1988. Analiza facjalna najwyższego triasu i liasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz perspektywy występowania surowców ilastych. Przegląd Geologiczny, 36: 449–456.

Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–247.

Pieńkowski G., 1991. Facies criteria for determinating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, T. I: 893–912.

Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 12.

Pieńkowski G., 2011. Trias. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 114.

Pieńkowski G., 2023. Charakterystyka sedymentologiczna utworów pogranicza permu i triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 153–154.

Literatura

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Waksmundzka M., 2012. Sedimentological, palynological and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in northwestern Poland. Geological Magazine, 149: 308–332.

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Brański P., 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. GSA Special Papers, 505: 263–286.

Piotrowska K. (red.), 2015. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000, 25 arkuszy. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Piotrowski J., 1965. Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. Acta Geologica Polonica, 15: 355–392.

Podhalańska T. (red.), 2012. Malbork IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 136.

Pożaryski W., 1957. Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. Kwartalnik Geologiczny, 1: 383–424.

Prouza V., Tásler R., Valin F., Holub V., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Buntsandstein-facies Bohdašín Formation in Northeastern Bohemia (Czechoslovakia). Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 397–410.

Ptaszyński T., 1981a. Konodonty w wapieniu muszlowym okolic Nietuliska (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 45–51.

Ptaszyński T., 1981b. Wycieczka 1 – Trias obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Punkt II – Nietulisko i Witulin. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 96–102.

Ptaszyński T., 1996. Ślady gadów w najniższym pstrym piaskowcu okolic Ostrowca Świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 44: 1042–1043.

Ptaszyński T., 2000a. Lower Triassic vertebrate footprints form Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 45: 151–194.

Ptaszyński T., 2000b. Tropy kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej – Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 48: 418–421.

Ptaszyński T., 2015. Tropy kręgowców pogranicza permu i triasu Gór Świętokrzyskich. *W*: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego [poster].

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2002. Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 50: 441–446.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004a. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 52: 1151–1155.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004b. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 289–320.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2005. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 225–229.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. Przegląd Geologiczny, 54: 525–533.

Rabowski F., 1931. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 7: 108–119.

Raciborski M., 1891. Flora retycka w Tatarach. Rozprawy Akademii Umiejętności, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, seria 2, 21 [za 1890]: 243–260.

Racki G., 2005. „Late Permian" vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone of Poland – a commentary on some major implications. Acta Palaeontologica Polonica, 50: 394–396.

Racki G. (red.), 2019. Popularnonaukowe sesje krasiejowskie 2003–2019. Śląskie dinozaury nie tylko z Krasiejowa (programy, abstrakty, fotomigawki). Sosnowiec.

Raczyński P., Kurowski L., Mastalerz K., 1998. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. *W*: Ekologiczne Aspekty Sedymentologii, 1: 75–80.

Radwański A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierchowego Tatr. Studia Geologica Polonica, 25: 3–146

Rdzanek K., 1980. Uwagi o litostratygrafii triasu wąwozu Bukowia (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 28: 24–31.

Rdzanek K., 1981a. Punkt 1. Bukowie – odsłonięcia piaskowca pstrego środkowego, wapienia muszlowego i kajpru. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 85–96.

Rdzanek K., 1981b. Megaspory flory przejściowej między piaskowcem pstrym środkowym a retem z Bukowia (Góry Świętokrzyskie). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 68–73.

Rdzanek K., 1984. Stratygrafia piaskowca pstrego brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 52: 211–230 (1982).

Rdzanek K., 1992. Model budowy geologicznej przekroju spiętrzenia zbiornika wodnego „Wióry". Agencja Paleontologiczna, Warszawa.

Rdzanek K., 1999. Ichnoskamieniałości bezkręgowców pstrego piaskowca doliny Świśliny w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Uniwersytet Jagielloński, Kraków [rozpr. doktor.].

Roman [Becker] A., 2004. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Universität Halle, Halle (Saale) [rozpr. doktor.].

Romanek A., 1982. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chmielnik (885). Wydaw. Geol., Warszawa.

Romanek A., 1994. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrowiec Świętokrzyski (818). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Romanek A., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekoszów D. CAG, Warszawa [nr inw. 855/2000], Kielce [nr inw. 1531/D].

Romanek M., 1976. Opracowanie retu i wapienia muszlowego synkliny piekoszowskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 21145], Kielce [nr inw. 1027].

Romanek M., 1977. Biostratygrafia utworów wapienia muszlowego na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 21: 409–410.

Romanek M., 1981a. Opracowanie utworów wapienia muszlowego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i jego biostratygrafii na podstawie konodontów. CAG, Warszawa [nr inw. 9971/2024], Kielce [nr inw. 1087].

Romanek M., 1981b. Punkt III – Młodzawy – kamieniołom wapienia muszlowego dolnego. Punkt IV – Bliżyn – kamieniołom górnego wapienia muszlowego. Punkt VI – Wolica – kamieniołom dolnego wapienia muszlowego. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 102–111, 114–116.

Romanek M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy: Litofacje i biofacje retu i wapienia muszlowego w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 182/94], Kielce [nr inw. 1885].

Romanek M., 1995. Litofacje retu i wapienia muszlowego w NW części Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2532/96], Kielce [nr inw. 1414].

Romanek M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 47–50.

Romanek M., 2006b. Badania makro- i mikrofauny retu i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 62.

Romanek M., 2006c. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 62–63.

Romanek M., 2018. Wyniki badań mikro- i makrofauny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121.

Romanek M., Kuleta M., 2018.Trias środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 112–113.

Roniewicz P., 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego. Acta Geologica Polonica, 9: 301–317.

Roniewicz P., 1966. Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 16: 1–90.

Roniewicz P., 1997a. Seria wierchowa. Trias dolny (werfen). *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 44–46.

Roniewicz P., 1997b. Seria reglowa. Trias dolny (werfen). *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 55–56.

Rubinowski Z., 1974. Rudonośność osadów dewonu, permu i triasu w synklinie piekoszowskiej. CAG Warszawa [nr inw. 2351/2024 i 4531/882], Kielce [nr inw. 969].

Rüffer T., Bechstädt T., 1999. Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). SEPM Special Publication, 60: 751–761.

Rup M., Kuleta M., 1980. Wyniki badań petrograficznych. Trias dolny – pstry piaskowiec. Trias środkowy – wapień muszlowy. Trias górny – kajper. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 52: 54–70.

Rychliński T., 2008. Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 78: 1–18.

Rychliński T., 2014. Skały klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnik-noryk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 135–140. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Rychliński T., Jaglarz P., 2010. Sedymentacja triasu w basenach Tatricum i Fatricum w Tatrach. *W*: Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, 1: 131–136.

Rychliński T., Szulc J., 2005. Facies and sedimentary environments of the upper Scythian-Carnian succession from the Belianske Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 155–169.

Rychliński T., Uchman A., 2010. Skamieniałości śladowe wczesnego i środkowego triasu domeny Fatricum w Tatrach i ich znaczenie paleośrodowiskowe. Przegląd Geologiczny, 58: 1079–1086.

Rychliński T., Ivanova D.K., Jaglarz P., Bucur I.I., 2013. Benthic foraminifera and calcareous algae from the Anisian-Norian Succession in the Tatras (Poland and Slovakia): New data from High-Tatric and Križna units. Studia Universitatis Babeș-Bolyai Geologia, 58: 21–43.

Rytel A., Czepiński Ł., Pawlak W., Tałanda M., Szczygielski T., Sulej T., 2024. Duża akumulacja szczątków kręgowców z najniższego kajpru (środkowy trias) Miedar na Górnym Śląsku – unikatowy fragment zapisu regresji morza wapienia muszlowego. *W*: 4 Polski Kongres Geologiczny: 142.

Sadlok G., Bujok A., 2008. Czy różnice ichnotaksonomiczne między tropami lacertoidów z piaskowca tumlińskiego odzwierciedlają różnice biotaksonomiczne twórców? Przegląd Geologiczny, 56: 1005–1010.

Salamon M., Niedźwiedzki R., Walter R., 2003. New data on Middle Triassic echinoderms from the Sudetes Mountains. Geological Quarterly, 47: 133–138.

Schneider J.W., Scholze F., 2016. Late Pennsylvanian–Early Triassic conchostracan biostratigraphy: a preliminary approach. Geological Society Special Publications, 450: 450–456.

Schneider J.W., Lucas S.G., Scholze F., Voigt S., Marchetti L., Klein H., Opluš S., Werneburg R., Golubev V.K., Barrick J.E., Nemyrovska T., Ronchi A., Day M.O., Silantiev V.V., Rößler R., Saber H., Linnemann U., Zharinova V., Schen S-Z., 2020. Late-Paleozoic-early Mesozoic continantal biostratigraphy – Links to the Standard Global Chronostratigraphic Scale. Palaeoworld, 29: 186–238.

Scholze F., Schneider J.W., Werneburg R., 2016. Conchostracans in continental deposits of the Zechstein–Buntsandstein transition in central

Literatura

Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian–Triassic boundary within the Zechstein Group. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 449: 174–193.

Scholze F., Wang X., Kirchner U., Kraft J., Schneider J.W., Götz A.E., Joachimski M.M., Bachtadse V., 2017. A multistratigraphic approach to pinpoint the Permian-Triassic boundary in continental deposits: The Zechstein-Lower Buntsandstein transition in Germany. Global and Planetary Change, 152: 129–151.

Scotese C.R., 2018. The Triassic world: plate tectonics, paleogeography, paleoclimate and paleobiogeography. GSA Abstracts with Programs, 50 (6), 257-1.

Scupin H., 1933a. Der Buntsandstein der Nordsudeten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 85: 161–189.

Scupin H., 1933b. Geologischer Führer durch die Nordsudeten. Sammlung Geologischer Führer, 35. Borntraeger, Berlin.

Senkowiczowa H., 1956. Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 113.

Senkowiczowa H., 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nida a Chmielnikiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 122: 5–81.

Senkowiczowa H., 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 167.

Senkowiczowa H., 1965. Stratygrafia osadów retu monokliny przedsudeciej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 745–758.

Senkowiczowa H., 1966a. Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 10: 769–785.

Senkowiczowa H., 1966b. Uwagi o stratygrafii triasu w wierceniu Boża Wola IG-1. Przegląd Geologiczny, 16: 430–433.

Senkowiczowa H., 1970. Trias (bez utworów retyku). Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48.

Senkowiczowa H., 1973a. Niecka miechowska. Góry Świętokrzyskie. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 52–72. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1973b. Trias. Obszary występowania i stratygrafia. Obszar pozakarpacki. Niż Polski. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 73–93. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1979a. Możliwości sformalizowania podziału litostratygraficznego środkowego i górnego triasu epikontynentalnego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 23: 583–600.

Senkowiczowa H., 1979b. Rodzina Limidae Rafinesque, 1815. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 58–59. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1980. Możliwości sformalizowania podziału litostratygraficznego środkowego i górnego triasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 24: 787–804.

Senkowiczowa H., 1982. Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 26: 559–583.

Senkowiczowa H., 1985. Fauna z osadów retu i wapienia muszlowego na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 117.

Senkowiczowa H., 1989. Małże i ślimaki triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. CAG, Kielce [nr inw. 1272 R].

Senkowiczowa H., 1991. Głowonogi triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 365: 95–138.

Senkowiczowa H., 1992. Granica między górnym pstrym piaskowcem – retem a wapieniem muszlowym. Przegląd Geologiczny, 40: 305–308.

Senkowiczowa H., 1998. Trias północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 378: 5–58.

Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Gromada Bivalvia (Bonnani, 1681) Linné, 1758). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 47–66. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Typ Echinodermata. Gromada Crinoidea Miller, 1821. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 126–130. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., Ślączka A., 1962. Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 313–337.

Shanley K.W., McCabe P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG Bulletin, 78: 544–568.

Siedlecki S., 1949. Zagadnienia stratygrafii morskich utworów triasu krakowskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18: 191–243.

Siedlecki S., 1952. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 60: 5–230.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.

Sokołowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Soto J.I., Flinch J.F., Tari G., 2017. Permo-Triassic Basins and Tectonics in Europe, North Africa and the Atlantic Margins: A Synthesis. *W*: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Tectonic and Hydrocarbon Potential (red. J.I. Soto i in.): 3–41. Elsevier.

Stache G., 1865. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet des oberen Neutra-Fluesses und der königlichen Bergstadt Kremniz im Sommer 1864. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 15: 279–319.

Stache G., 1868. Über das Auftreten der Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 5: 99–102.

Strzelecki R., 1980. Wyniki badań mineralizacji uranowej w triasie syneklizy perybałtyckiej. Kwartalnik Geologiczny, 24: 933–934.

Studencki M., 1993. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Studencki M., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekoszów B. CAG, Warszawa [nr inw. 853/2000], Kielce [nr inw. 1531/B].

Stur D., 1860. Geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 11: 17–151.

Stur D., 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 18: 337–426.

Styk O., 1965. Otwornice i małżoraczki triasu z południowej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 9: 737–744.

Styk O., 1975. Foraminifera from the Lower and Middle Triassic of Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 20: 501–534.

Styk O., 1982. Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczków. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 329: 5–62.

Styk O., 1990. Stratygrafia mikropaleontologiczna osadów retu i wapienia muszlowego w SW Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 34: 697–714.

Sulej T., Niedźwiedzki G., Niedźwiedzki R., Surmik D., Stachacz M., 2011. Nowy zespół kręgowców z marginalnomorskich i lądowych osadów dolnego kajpru (ladyn, środkowy trias) z Miedar na Śląsku. Przegląd Geologiczny, 59: 426–430.

Sulej T., Niedźwiedzki G., Bronowicz R., 2012. A new Late Triassic vertebrate fauna from Poland with turtles, aetosaurs, and coelophysoid dinosaurs. Journal of Vertebrate Paleontology, 32: 1033–1041.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Rubinkiewicz J., 2012. Minor couterclockwise rotation of the Tatra Mountains (Central Western Carpathians) as derived from paleomagnetic results achieved in hematite-bearing Lower Triassic sandstones. Tectonophysics, 560–561: 51–61.

Szczepanik Z., 2015. Sprawozdanie z realizacji zadania badawczego pn. Opracowanie naukowe i przygotowanie do ekspozycji materiałów edukacyjnych i popularyzatorskich dla potrzeb działalności w nowo wybudowanych i przebudowanych pomieszczeniach Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach. CAG, Warszawa [nr inw. 4576/2022].

Szulc A., 1991. The Muschelkalk in Lower Silesia (Stop B11 Raciborowice; Poland, Lower Silesia). *W*: Muschelkalk. A Field Guide (red. H. Hagdorn): 58–61. Goldschneck-Verlag Werner K. Wiedert, Stuttgart.

Szulc J., 1995. Schemat stratygrafii sekwencyjnej triasu pozaalpejskiego w Polsce; uwarunkowania eustatyczne i tektoniczne. *W*: IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 112–113.

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. Annales Societatis Geologorum Polniae, 70: 1–48.

Szulc J., 2005. Sedimentary environments of the vertebrate-bearing Norian deposits from Krasiejów, Upper Silesia, Poland. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 19: 161–170.

Szulc J., 2007a. Röt and Muschelkalk. Stratigraphy and correlation with Tethys and other Germanic subbasins. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 26–33.

Szulc J., 2007b. Keuper. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 33–41.

Szulc J., 2014. Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna retu i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 173–180.

Szulc J., 2015a. Stanowisko 2. Żebrowica. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 120.

Szulc J., 2015b. Stanowisko 4. Wolica I. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 123.

Szulc J., 2018. Charakterystyka litologiczna i systemy depozycyjne pstrego piaskowca górnego, wapienia muszlowego i kajpru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 150: 65–67.

Szulc J., 2019. Lower Triassic marine Buntsandstein deposits in the Central European Basin. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 170: 311–320.

Szulc J., Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny choczańskiej (hronikum). Skały węglanowe triasu środkowego. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 206–216. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Szulc J., Hagdorn H., 2020. Der Muschelkalk in Polen. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 91: 1152–1179.

Szulc J., Racki G., 2015. Formacja grabowska – podstawowa jednostka litostratygraficzna kajpru Górnego Śląska. Przegląd Geologiczny, 63: 103–113.

Szulc J., Rychliński T., Götz A., Ruckwied K., 2004a. Triasowy rozwój basenu Fatricum na przykładzie osadów jednostki križniańskiej w profilu Skupniów Upłaz-Boczań. *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 25–29.

Szulc J., Götz A., Kurc G., Ruckwied K., 2004b. Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych

Literatura

Korycisk (Tatry Polskie). *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 55–63.

Szulc J., Gradziński M., Lewandowska A., Heunisch C., 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. GSA Special Papers, 416: 133–151.

Szulc J., Becker A., Mader A., 2015a. Perm i trias – nowe otwarcie Gór Świętokrzyskich. *W*: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–27.

Szulc J., Racki G., Jewuła K., 2015b. Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian Middle Keuper, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 557–586.

Szulc J., Racki G., Jewuła K., Środoń J., 2015c. How many Upper Triassic bone-bearing levels are there in Upper Silesia (Southern Poland)? A critical overview of stratigraphy and facies. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 587–626.

Szulczewski M., 1995. Stop 8. Zachełmie quarry. *W*: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursions: 32–33.

Szulczewski M., 2010. Refleksje krytyczne nad austro-węgierskimi reliktami w stratygrafii dolnego triasu w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 58: 170–178.

Szurlies M., 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. Earth and Planetary Science Letters, 261: 602–619.

Szurlies M., Bachmann G.H., Menning M., Nowaczyk N.R., Käding K., 2003. Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters, 212: 263–278.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1960. O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 4: 701–712.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1973. Korelacja profilów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 261–273.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1979. Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 91.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1980. Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. Kwartalnik Geologiczny, 24: 275–298;

Szyperko-Teller A., 1982. Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. Kwartalnik Geologiczny, 26: 341–368.

Szyperko-Teller A., 1986. Trias dolny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63: 88–89.

Szyperko-Teller A., Becker A., 2011. Trias dolny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 131: 26–32.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.

Szyperko-Teller A., Senkowiczowa H., Kuberska M., 1997. Trias dolny (pstry piaskowiec). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 83–132.

Śliwiński S., 1961. Warstwy olkuskie. Rudy i Metale Nieżelazne, 6: 526–529.

Śliwiński S., 1978. Dolomity kruszconośne. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 121–138.

Śliwiński W., 1980. Model akumulacji caliche w kontynentalnych osadach permu południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 15: 83–101.

Śliwiński W., 1984. W sprawie rewizji pozycji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej). Geologia Sudetica, 18: 167–174.

Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W*: Sudety Zachodnie – od wendu do czwartorzędu: 119–126.

Środoń J., Szulc J., Anczkiewicz A., Jewuła K., Banaś M., Marynowski L., 2014. Weathering, sedimentary and diagenetic controls of mineral and geochemical characteristics of the vertebrate-bearing Silesian Keuper. Clay Minerals, 49: 569–594.

Świdrowska J., Hakenberg M., Poluthovic B., Seghedi A, Višnâkov I., 2008. Evolution of Mesozoic basin on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130.

Tásler R., Čadková Z., Dvořák J., Fediuk F., Chaloupský J., Jetel J., Kaiserová-Kalibová M., Prouza V., Schovánková-Hrdličková D., Středa J., Střída M., Šetlík J., 1979. Geologie české části vnitrosudetské pánve (Geology of the Czech part of the Intrasudetic Basin). ÚÚG, Praha.

Tokarski A., 1965. O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. Acta Geologica Polonica, 15: 105–129.

Trammer J., 1971. Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 379–386.

Trammer J., 1972. Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 22: 219–232.

Trammer J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 25: 179–216.

Trammer J., 1976. Punkt IIIA-5 – Wolica – kamieniołom wapienia muszlowego. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 214–217.

Trammer J., Mizerski W., 1976. Punkt IIIA-2 – Obice – kamieniołom wpieni triasu środkowego. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 204–206.

Trammer J., Zawidzka K., 1976. Korelacja jednostek litostratygraficznych wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich i Śląska oraz ich pozycja chronostratygraficzna. Przegląd Geologiczny, 24: 474–475.

Trela W., 1998. Środowisko sedymentacji piaskowców „warstw z Krynek" w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 46: 67–70.

Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodeł w Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). Przegląd Geologiczny, 65: 227–233.

Trela W., Wojtyna H., 2009. Walory geoedukacyjne stanowisk przyrody nieożywionej w Dolinie Świśliny (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich), Geopark Dolina Kamiennej. *W*: Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim: 55–57.

Trela W., Zacharski J., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Szulc J., 2007. Stop.V.2. Witulin – small abandoned quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77.

Uchman A., 1994. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in Choč unit in the Tatra Mts. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I [za 1993]: 875–883.

Uchman A., 2004. Tatry, ich skały osadowe i badania sedymentologiczne. *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 5–21.

Uchman A., 2014. Wstęp. Skały osadowe w Tatrach. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 12–22. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Voigt T., 2017. Die Ablagerungssysteme des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen, 14: 39–95.

Vozárová A., 2005. Reconstruction of fluvial bars from the Lower Triassic „Buntsandstein facies" (Lúžna Formation) in the Western Carpathian (Slovakia). Geologica Carpathica, 56: 29–40.

Wagner R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 33–51.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Warsitzka M., Jähne-Klingberg F., Kley J., Kukowski N., 2019. The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. Basin Research, 31: 337–360.

Witkowski A. (red.), 1986. Hel IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63.

Wójcik K., Kołbuk D., Sobień K., Rosowiecka O., Roszkowska-Remin J., Nawrocki J., Szymkowiak A., 2017. Keuper magnetostratigraphy in the southern Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (southeastern edge of the German Basin). Geological Quarterly, 61: 946–961.

Wójcik Z., 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca. Acta Geologica Polonica, 9: 165–201.

Wyczółkowski J., 1978. Osady triasu dolnego i środkowego. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 79–104.

Wyczółkowski J., 1982. Transgresja morza triasowego na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 342: 39–72.

Zawidzka K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones. Acta Geologica Polonica, 22: 459–466.

Zawidzka K., 1975a. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. Acta Geologica Polonica, 25: 217–256.

Zawidzka K., 1975b. Polychaete remains and their stratigraphic distribution in the Muschelkalk of southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 257–274.

Zawidzka K., 1984. Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plakosynkliny miechowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 54: 45–64.

Zhang Y., Ogg J.G., Franz M., Bachmann G.H., Szurlies M., Rohling H.-G., Li M., Rolf C., Obst K., 2020. Carnian (Late Triassic) magnetostratigraphy from the Germanic Basin allowing global correlation of the Mid-Carnian Episode. Earth and Planetary Science Letters, 541: 116275.

Zimmermann E., Berg G., 1904. Rotliegendes, Cenoman und Quartär im Waldenburger Bergland, Blätter Friedland und Waldburg. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 25.

Złonkiewicz Z., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego 1:25 000, ark. Piekoszów A. CAG, Warszawa [nr inw. 852/2000], Kielce [nr inw. 1531].

Złonkiewicz Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.

Złonkiewicz Z., 2010. Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych – objęcie projektem pozostałej części Polski. Droga szybkiego ruchu S7 oraz droga krajowa 73. Nazwa odcinka: Kielce – Skarżysko-Kamienna. CAG, Kielce [nr inw. 1742].

Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – Czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii: 93–103.

Złonkiewicz Z., 2019. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Złonkiewicz Z., 2023. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, ark. Bodzentyn (816) – aktualizacja wcześniejszego opracowania P. Filonowicza, 1962. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Literatura

Złonkiewicz Z., 2024. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814) wraz z objaśnieniami – aktualizacja. CAG, Warszawa [nr inw. 13215/2024].

Złonkiewicz Z., Becker A., 2015. Stanowisko 1. Zachełmie. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 109–119.

Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 8–13.

Złonkiewicz Z., Mader A., 2018. Walory geoedukacyjne kamieniołomu Zachełmie w Górach Świętokrzyskich (Polska Południowa). Geotourism, 54/55: 11–26.

Zoubek V., 1930. Geologické studie z kořenově oblasti subtratranské a zon souedních jižně Podbrezové. Štatny Geologicky Ústav 6, Praha: 190–214.

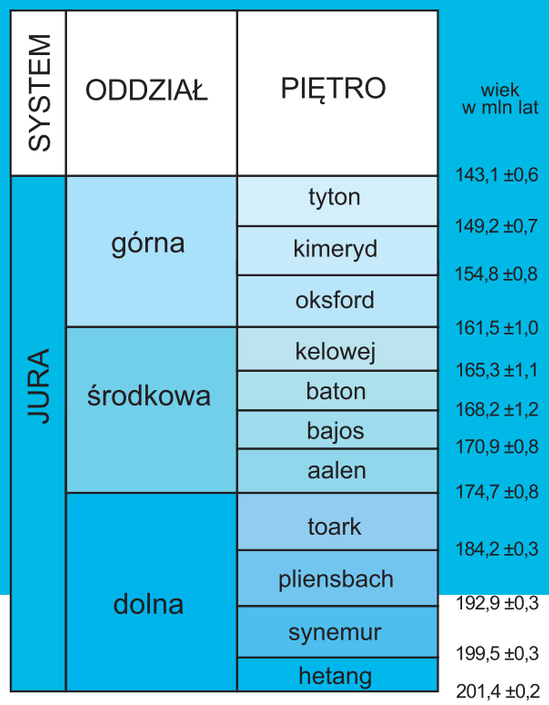
Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk. Geol. PAN, Wrocław.

Żyła D., Węgierek P., Owocki K., Niedźwiedzki G., 2013. Insects and crustaceans from the latest Early-early Middle Triassic of Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 371: 136–144.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 477–548. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.477-548

JURA

Anna Feldman-Olszewska, Jacek Grabowski, Jolanta Iwańczuk, Tomasz Malata, Grzegorz Pieńkowski, Andrzej Wierzbowski, Hubert Wierzbowski



Wstęp

Anna Feldman-Olszewska

Nazwa „jura" pochodzi od gór Jura położonych na pograniczu Francji i Szwajcarii. Po raz pierwszy użył jej w 1799 r. Alexander von Humboldt do opisu utworów węglanowych występujących w tym rejonie (Pieńkowski i in., 2008), następnie Alexander Brongniart (1829) zastosował ten termin dla środkowego systemu w obrębie mezozoiku, a Leopold von Buch (1839) ustanowił jego trójdzielny podział. W XIX i XX w. wprowadzano szereg podziałów jury na mniejsze jednostki, które zostały ostatecznie uporządkowane przez Williama J. Arkella (1956). Szczególne znaczenie miały tu poziomy amonitowe stanowiące do dzisiaj podstawę stratygrafii poszczególnych pięter jury. Do nich dowiązywane są inne podziały opierające się na rozpoznaniu mikrofauny, nanoplanktonu, palinomorf, a w ostatnich latach – również chemo- i magnetostratygrafia, stratygrafia sekwencji oraz badania wieku bezwzględnego skał.

System jurajski obejmuje przedział wiekowy 143,1 (±0,6)–201,4 (±0,2) mln lat. Wiek granicy trias/jura określono na podstawie badań radiometrycznych U-Pb pyłów wulkanicznych z formacji Aramachay w Peru, a wiek granicy jura/kreda przyjęto w środku zony magnetycznej M19n.2n i określono na podstawie oszacowania czasu trwania poszczególnych pięter kredy dolnej, liczonych od datowanego radiometrycznie spągu aptu (Hesselbo i in., 2020). Granica ta jest obecnie przedmiotem badań oraz kontrowersji i nie wyznaczono jeszcze dla niej globalnego profilu stratotypowego GSSP (tzw. „złotego gwoździa").

Jura dzieli się na trzy oddziały – dolny, środkowy i górny, obejmujące w sumie 11 pięter. Granicę jura dolna/jura środkowa wyznaczono na 174,7 (±0,8) mln lat i wyliczono na podstawie czasu trwania toarku obliczonego z wykorzystaniem cyklostratygrafii od spągu toarku pomierzonego w Peru metodą radiometryczną. Granicę jura środkowa/jura górna wyliczono na 161,5 (±1,0) mln lat na podstawie analizy danych magnetostratygraficznych skalibrowanych tempem spredingu grzbietów oceanicznych; wyznaczono ją w obrębie magnetozony M36Br (Hesselbo i in., 2020; Cohen i in., 2025).

Dla wszystkich pięter jury dolnej (hetang–toark), większości pięter jury środkowej (aalen–baton) oraz dla kimerydu wyznaczono globalne profile i punkty stratotypowe GSSP (https://stratigraphy.org/gssps [dostęp: 5.05.2025]). Dla keloweju, oksfordu i tytonu prace te nie zostały jeszcze zakończone.

Utwory jurajskie występują na obszarze Polski w obrębie dwóch odrębnych nadrzędnych jednostek tektonicznych: obszarów platformowych Niżu Polskiego i pasa wyżyn oraz orogenu karpackiego; z tego też względu zostaną one omówione osobno. Utwory jury platformowej są autochtoniczne i reprezentują lądowe i morskie osady rozległego basenu epikontynentalnego, który był położony na północ od oceanu Tetydy. Utwory jurajskie występujące w obrębie orogenu karpackiego są allochtoniczne, powstały w obrębie basenów północnej Tetydy i zostały sfałdowane oraz nasunięte na osady autochtoniczne południowej Polski podczas orogenezy alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu.

Początek badań utworów jury sięga lat 20. XIX w., kiedy Pusch prowadził prace geologiczne na obszarze obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz Kujaw (rejon Ciechocinka), a których wyniki opublikował w latach 1833 i 1836. Prekursorami nowoczesnych badań stratygraficznych na podstawie fauny amonitowej byli Zejszner (1869) i Roemer (1870). Podsumowanie wyników przeprowadzonych w ciągu półtora wieku badań litologicznych, stratygraficznych i paleontologicznych na obszarze całej Polski zawarto w „Budowie geologicznej Polski" cz. 2 (Sokołowski, 1973) oraz w „Atlasie skamieniałości przewodnich i charakterystycznych" cz. 2b (Malinowska, 1980).

Kolejną syntezą – dotyczącą obszaru Niżu Polski – była monografia pt. „Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce" (Marek, Pajchlowa, 1997), która zawiera bogaty zestaw najważniejszych taksonów diagnostycznych makro- i mikrofauny jury (Kopik, Marcinkiewicz, 1997a, b; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997; Malinowska i in., 1997). Podsumowaniem wiedzy na temat rozwoju basenu epikontynentalnego jury na Niżu Polskim był zestaw map paleogeograficznych (Deczkowski, Franczyk, 1988; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988) oraz map zawartych w „Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce" (Dadlez i in., 1998), a także w opracowaniach dotyczących centralnej Europy (Pieńkowski i in., 2008; Lott i in., 2010).

Wynikiem wieloletnich prac były modyfikacje odnoszące się do stosowanych w Polsce podziałów stratygraficznych jury. Podział litostratygraficzny jury dolnej nie ulegał większym zmianom od końca lat 50. XX w. (zob. Dadlez, 1973, 1978; Deczkowski, 1977; i literatura tam cytowana); został on zmieniony przez Pieńkowskiego (2004), który zrewidował dotychczasowe podziały i wprowadził formalne jednostki litostratygraficzne (formacje).

Stosowany w Polsce do końca lat 90. XX w. podział biostratygraficzny jury środkowej odbiegał od podziałów standardowych; jego uaktualnienie i przyjęcie podziału europejskiego zaproponował Kopik (1998). Główne różnice dotyczyły odstąpienia od terminu „kujaw" oraz ujednolicenia ze standardowym podziałem europejskim (por. tab. 1) nazewnictwa wydzielanych poziomów amonitowych i położenia granic bajos/baton i jura środkowa/jura górna.

Oddzielną kwestią pozostaje przyjęcie w 2021 r. nowego wzorca granicy pięter oksfordu i kimerydu przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych, która jest umiejscowiona niżej niż wcześniej stosowana granica obu pięter dla prowincji (sub)medyterańskiej (Wierzbowski i in., 2023). Jest to konsekwencją błędnej korelacji granicy oksfordu i kimerydu pomiędzy podziałami borealnymi a submedyterańskimi w przeszłości, co wobec przyjęcia obecnie jako wzorca granicy w podziale borealnym narzuca konieczność przesunięcia dwóch dotychczasowych podpoziomów (*bimammatum* i *hauffianum*) poziomu amonitowego *bimammatum* i całego poziomu amonitowego *planula* do niższej części dolnego kimerydu. Fakt ten ma szczególne znaczenie dla obszaru Polski pozakarpackiej ze względu na znaczną miąższość osadów tego wieku (Matyja, Wierzbowski, 1997; Wierzbowski i in., 2010, 2016a; Wierzbowski, Matyja, 2014).

W okresie przedwojennym prowadzono również badania jury w Pieninach, Tatrach oraz jurajskich egzotyków w Karpatach fliszowych (zob. Nowak, 1973a; Birkenmajer, 1973a; Lefeld, 1973; i literatura tam cytowana). Historię badań utworów jurajskich pienińskiego pasa skałkowego w Polsce po II wojnie światowej podsumował Birkenmajer

TAB. 1. Korelacja poziomów amonitowych jury środkowej Polski i regionów Europy

		EUROPA – podział standardowy				POLSKA			
		Prowincja tetydzka/submedyterańska (aalen – Cresta i in., 2001; bajos – Pavia, Enay, 1997; Sandoval, 2016; Dietze i in., 2022; baton – Fernández-López i in., 2009; kelowej – Sandoval, 2016)		Prowincja borealna (Cox, Sumbler, 2002 *w*: Barron i in., 2012; Hesselbo i in., 2020) *w nawiasach odmiennie niż u Hesselbo i in. (2020)*		Kopik (1998, 2006)		Barski (2003); Zatoń (2010a, b)	
		poziomy amonitowe	podpoziomy amonitowe	–		poziomy amonitowe		poziomy amonitowe	
KELOWEJ	górny	*Quenstedtoceras lamberti*	*lamberti*	*Quenstedtoceras lamberti*	*lamberti*	*Quenstedtoceras lamberti*		–	
			proculum		*henrici*				
		Peltoceras athleta	*callotiformis*	*Peltoceras athleta*	*spinosum*	*Peltoceras athleta*			
			trezense		*proniae*				
					phaeinum				
	środkowy	*Erymnoceras coronatum*	*rota*	*Erymnoceras coronatum*	*grossouvrei*	*Erymnoceras coronatum*			
			leuthardi		*obductum*				
			bayley						
		Reineckeia anceps	*tyraniformis*	*Kosmoceras jason*	*jason*	*Kosmoceras jason*			
			stuebeli		*medea*				
	dolny	*Macrocephalites gracilis*	*patina*	*Sigaloceras calloviense*	*enodatum*	*Sigaloceras calloviense*	*Sigaloceras calloviense*	*Sigaloceras calloviense*	
			michalskii		*calloviense*				
			voultense		*galilei*		*Propranulites koenigi*		
				Propranulites koenigi					
			grossouvrei		*curtilobus*				
			prahecquense		*gowerianus*				
		Bullaticeras bullatus	–	*Macrocephalites herveyi*	*kamptus*	*Macrocephalites herveyi*		*Macrocephalites herveyi*	
					terebratus				
					keppleri				
BATON	górny	*Clydoniceras discus*	*discus*	*Clydoniceras discus*	*discus*	*Clydoniceras discus*		*Clydoniceras discus*	
			hollandi		*hollandi*				
		Hecticoceras retrocostatum	*retrocostatum histricoides*	*Oxycerites orbis (= H. retrocostatum)*	*hannoveranus*	*Oxycerites orbis*	*Oxycerites orbis*	*Oxycerites orbis*	*orbis*
			blanazense				*Paroecotraustes heterocostatus*		*blanazense*
					blanazense				
	środkowy	*Cadomites bremeri*	*fortecostatum*	*Procerites hodsoni (= C. bremeri)*	*(fortescostatum)*	*Cadomites bremeri*		*Procerites hodsoni*	
			bullatimorphus		*(bullatimorphus)*				
		Morrisiceras morrisi	–	*Morrisiceras morrisi*	–	*Morrisiceras morrisi*		*Morrisiceras morrisi*	
		Tulites subcontractus		*Tulites subcontractus*		*Tulites subcontractus + Procerites progracilis*		*Tulites subcontractus*	
		Procerites progracilis	*progracilis*	*Procerites progracilis*	*progracilis*			*Procerites progracilis*	
			orbignyi		*orbignyi*				
	dolny	*Asphinctes tenuiplicatus*	*tenuiplicatus*	*Asphinctes tenuiplicatus*		*Asphinctes tenuiplicatus*		*Asphinctes tenuiplicatus*	
		Procerites aurigerus	*recinctus*	*Zigzagiceras zigzag*	*yeovilensis*	*Oxycerites yeovilensis*		*Zigzagiceras zigzag*	*yeovilensis*
		Zigzagiceras zigzag	*macrescens*		*macrescens*	*Morphoceras macrescens*			*macrescens*
			parvum		*convergens*	*Parkinsonia convergens*			*convergens*
BAJOS	górny	*Parkinsonia parkinsoni*	–	*Parkinsonia parkinsoni*	*bomfordi*	*Parkinsonia parkinsoni*		*Parkinsonia parkinsoni*	*bomfordi*
					truellei				*parkinsoni*
		Garantiana garantiana		*Garantiana garantiana*	*acris*	*Parkinsonia acris*			*arcis*
					tetragona	*Garantiana garantiana*	*tetragona*	–	
							trauthi		
					dichotoma		*dichotoma*		
		Strenoceras niortense		*Strenoceras niortense (= subfurcatum)*	*baculata*	*Strenoceras subfurcatum*			
					polygyralis				
					banksi				
	dolny	*Stephanoceras humphriesianum*		*Stephanoceras humphriesianum*	*blagdeni*	*Stephanoceras humphriesianum*	*blagdeni*		
					humphresianum		*humphresianum*		
					cycloides (= romani)		*romani*		
		Otoites sauzei (= propinguans)		*Otoites sauzei*		*Otoites sauzei*			
		Witchellia laeviuscula		*Witchellia laeviuscula*	*laeviuscula*	*(Witchellia laeviuscula)*			
					trigonalis				
					sayni				
		Hyperlioceras discites		*Hyperlioceras discites*		*(Hyperlioceras discites)*			
AALEN	górny	*Graphoceras concavum*	*Graphoceras limitatum*	*Graphoceras concavum*	*formosum*	*(Graphoceras concavum)*			
			Graphoceras concavum		*concavum*				
		Brasilia bradfordensis	*Brasilia gigantea*	*Brasilia bradfordensis*	*gigantea*	*(Ludwigia murchisonae)*			
			Brasilia bradfordensis		*bradfordensis*				
		Ludwigia murchisonae	*Ludwigia murchisonae*	*Ludwigia murchisonae*	*murchisonae*				
					obtusiformis				
			Ludwigia haugi		*haugi*				
	dolny	*Leioceras opalinum*	*Leioceras comptum*	*Leioceras opalinum*		*(Leioceras opalinum)*			
			Leioceras opalinum						

(2017 i literatura tam cytowana). Podsumowanie wiedzy dotyczącej pokrywy osadowej Tatr zawiera monografia wydana pod redakcją Jach i in. (2014b). Historię badań stratygraficznych jurajskich utworów Karpat zewnętrznych omówili Olszewska i in. (2008) i Golonka i in. (2008; zob. literatura tam cytowana).

Niż Polski i pas wyżyn 1

Anna Feldman-Olszewska, Grzegorz Pieńkowski, Hubert Wierzbowski, Andrzej Wierzbowski, Jacek Grabowski

1.1. PALEOGEOGRAFIA I HISTORIA TEKTONODEPOZYCYJNA

Wczesna jura to czas ważnych wydarzeń tektoniczno-oceanograficznych, paleośrodowiskowych i paleoklimatycznych. Ryft północnego Atlantyku stopniowo się rozszerzał, dając początek proto-Atlantykowi, powstały nowe korytarze oceaniczne, mające duży wpływ na globalną cyrkulację wód oceanicznych, a także na globalny klimat (Pieńkowski i in., 2008; Van de Schootbrugge i in., 2019; Hesselbo i in., 2020). Na przełomie triasu i jury rozwijała się wielka prowincja wulkaniczna centralnego Atlantyku (CAMP – *Central Atlantic Magmatic Province*). Związana z nią silna aktywność wulkaniczna spowodowała zaburzenia cyklu węglowego, wzrost stężenia CO_2, emisje SO_2 i znaczne wahania klimatyczne. Następna prowincja magmatyczna, zwana Karoo-Ferrar (dzisiejsza południowa Afryka i Antarktyda), rozwinęła się we wczesnym toarku.

Basen jurajski Niżu Polskiego był częścią epikontynentalnego basenu europejskiego obrzeżającego od NW obszar Oceanu Tetydy. Najważniejszym elementem paleotektonicznym basenu była bruzda śródpolska (Pożaryski, 1957; Dadlez, 1980), biegnąca w przybliżeniu od Pomorza Zachodniego (NW) do Gór Świętokrzyskich (SE) a geologicznie zlokalizowana wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, pomiędzy krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej a frontem fałdowań waryscyjskich (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979; Dadlez, 1997). Od początku wczesnej jury wzdłuż bruzdy umiejscowiła się strefa osiowa basenu polskiego, charakteryzująca się silną subsydencją kompensowaną przez sedymentację, maksymalną miąższością utworów jury oraz pełnym profilem stratygraficznym (Deczkowski, Franczyk, 1988; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988; Feldman-Olszewska, 1998d, e; Gaździcka, 1998e). Oś ta pokrywa się z osią dzisiejszego wału (= antyklinorium) śródpolskiego (Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

Wczesnojurajski basen polski, stanowiący wschodnią odnogę epikontynentalnego basenu europejskiego, był rozległym obszarem nizin nadmorskich, w którego centrum rozwijał się w wielu fazach płytki, brakiczny (okresowo morski) zbiornik, mający połączenie na NW (Pomorzu) z borealnym basenem europejskim. W czasie maksymalnych zalewów morskich okresowo otwierały się bezpośrednie połączenia z basenem Tetydy na południu i SE przez bramy (cieśniny): śląsko-morawską i karpacką (fig. 1A, B). Zwraca uwagę znaczna miąższość utworów jury dolnej w Polsce, sięgająca ok. 1200 m w centrum bruzdy śródpolskiej, zwłaszcza hetangu (ok. 300 m) – co jest wynikiem ożywionej subsydencji, kompensowanej przez sedymentację. Subsydencja zmieniała się w czasie wzdłuż bruzdy śródpolskiej – w hetangu i późnym synemurze tempo subsydencji było wyższe w Górach Świętokrzyskich i niższe na Pomorzu, natomiast w czasie wczesnego synemuru i wczesnego pliensbachu sytuacja była odwrotna (Pieńkowski, 2004). Tempo subsydencji było najwyższe w hetangu (Pieńkowski, 2004; Brański, 2006). Dodatkowo istniały strefy zwiększonej subsydencji, które są prostopadłe do bruzdy śródpolskiej (np. strefa biegnąca w kierunku NE, tzw. droga mazurska – Pieńkowski, 2004; fig. 1A, B). Epoka wczesnej jury na terenie Polski była generalnie czasem stosunkowo nieznacznej aktywności tektonicznej, wpływającej modyfikująco na rozwój sedymentacji głównie wzdłuż uskoków obramowujących bruzdę śródpolską (fig. 1A). Modyfikujący wpływ na lokalną miąższość osadów i ich rozwój facjalny miały też ruchy mas solnych w rejonach poduszek solnych (Pieńkowski i in., 2020). Rozwój sedymentacji był głównie warunkowany ponadregionalnymi zmianami poziomu morza (Pieńkowski, 2004) oraz fluktuacjami tempa erozji i dostawy materiału okruchowego z lądów, wynikającymi ze zmian klimatycznych (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020; Ruebsam i in., 2020a – fig. 1B). W centrum basenu zaznaczał się garb wielkopolski (Dadlez, Franczyk, 1976, 1977; Feldman-Olszewska, 1998a), struktura o predyspozycji do ruchów wynoszących, jednak i ona była okresowo przykrywana osadami w czasie wysokiego stanu poziomu morza, na co wskazuje analiza facjalna osadów zachowanych na skłonach tej struktury (fig. 1A; Pieńkowski, 2004; Barth i in., 2018).

W początkowym okresie jury środkowej (aalen–wczesny bajos), basen polski został częściowo odizolowany od basenów zachodniej Europy (Dadlez, 1998a). Było to wynikiem zdarzeń tektonicznych znaczących pierwsze stadia rozwierania Atlantyku, które spowodowały pod koniec wczesnej jury wycofanie się morza z wielu regionów Europy (Niemiec, Skandynawii). Jednocześnie zostało otwarte połączenie z Oceanem Tetydy od SE. W początkowym okresie jury środkowej stanowiło ono prawdopodobnie jedyną drogę transgresji na obszar Niżu Polskiego (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c), chociaż Świdrowska (1994) przedstawiła również odmienną koncepcję transgresji inicjalnej od zachodu, wzdłuż krawędzi Masywu Czeskiego. Basen sedymentacyjny jury środkowej był ograniczony od NE rozległym lądem obejmującym peneplenę fennoskandzko-białoruską, a od wschodu – lądem lubelskim, będącym fragmentem masywu ukraińskiego (Ziegler, 1990). Od SW rozciągał się ląd sudecko-śląski wchodzący w skład Masywu Czeskiego (chociaż być może ląd sudecki mógł zostać przykryty przez morze w późnym keloweju; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Obszary lądowe podlegały erozji i dostarczały do basenu materiału klastycznego, który wypełniał stopniowo przestrzeń akomodacyjną basenu, tworzącą się w wyniku subsydencji i podnoszenia się poziomu morza.

Największą miąższość utworów jury środkowej zaobserwowano w segmencie kutnowskim bruzdy śródpolskiej (ponad 1000 m), nieco mniejszą (500–700 m) w innych segmentach, natomiast poza bruzdą na większości obszaru wynosi ona zazwyczaj do 150 m, maksymalnie nie przekracza 300 m (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998d, e).

W basenie jury środkowej jedynie w dwóch rejonach obserwuje się kontrasty miąższości wskazujące na aktywność stref tektonicznych w tym czasie: w zachodniej części strefy Koszalin–Chojnice (Dadlez, 2001) i na odcinku kujawskim (Dayczak-Calikowska, 1977a; Feldman-Olszewska, 2012d). Pozostałe odcinki bruzdy śródpolskiej są zdefiniowane przez szybki przyrost miąższości od strefy brzeżnej w kierunku osi bruzdy, przy jednoczesnym braku osadów aalenu–bajosu na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Tego typu obraz został prawdopodobnie spowodowany aktywnością wgłębnych, podcechsztyńskich uskoków (Krzywiec, 2002, 2006a, b; Dadlez, 2005). Na odcinku świętokrzyskim oś maksymalnej subsydencji uległa rozwidleniu na dwie odnogi i w jurze środkowej biegła na NE i SW od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Złonkiewicz, 2004, 2006a,b, 2011).

W jurze środkowej obserwuje się też synsedymentacyjny wzrost poduszek solnych (por. Dadlez, 1998b; Feldman-Olszewska, 2008c, 2012e).

Późnojurajski basen sedymentacyjny objął prawie cały Niż Polski i Wyżyny Południowopolskie (poza częściami Lubelszczyzny i Pomorza). Miał on szerokie, szczególnie w pewnych przedziałach stratygraficznych, połączenie z Oceanem Tetydy (poprzez obszar metakarpacki) i morzami borealnymi (poprzez obszar syneklizy perybałtyckiej; por. Matyja, 2009; Wierzbowski i in., 2015). Basen cechował się największą subsydencją w części centralnej bruzdy śródpolskiej oraz w rejonie jej skłonu i połączenia z Oceanem Tetydy ciągnącym się przez obszar dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego (Niemczycka i in., 1997; Matyja, 2009). Granice basenu sedymentacyjnego kurczyły się stopniowo pod koniec jury, gdy uległ on transformacji w izolowany zbiornik o zmiennym zasoleniu, w którym osadzały się facje brakiczno-morskie, a na przełomie jury i kredy doszło do sedymentacji utworów ewaporatowych (por. Marek i in., 1969, 1989; Dembowska, 1973; Dziadzio i in., 2004; Wierzbowski i in., 2016b).

Wczesnokredowe (berias–wczesny cenoman) ruchy neokimeryjskie spowodowały wyniesienie i erozję skał podłoża, w wyniku których utwory jury górnej zostały całkowicie usunięte z obszaru Sudetów i ze znacznej SW i południowej części Niżu Polskiego, a także częściowo z obszaru NE Polski i Lubelszczyzny; przy czym najbardziej kompletny profil jury obejmujący osady dolnego i górnego tytonu występuje w strefach niecek sąsiadujących z wałem śródpolskim (por. Dembowska, 1973; Niemczycka i in., 1997). Późnokredowo-paleogeńska (turon–paleocen) inwersja bruzdy śródpolskiej (por. Świdrowska, Hakenberg, 1999; Krzywiec, 2006b) doprowadziła z kolei do erozji utworów górnojurajskich na wyniesionym, centralnym obszarze wału śródpolskiego, przy czym prawie całkowite ich usunięcie miało miejsce w segmentach pomorskim (gdzie częściowej erozji uległy również utwory jury środkowej) i świętokrzyskim wału.

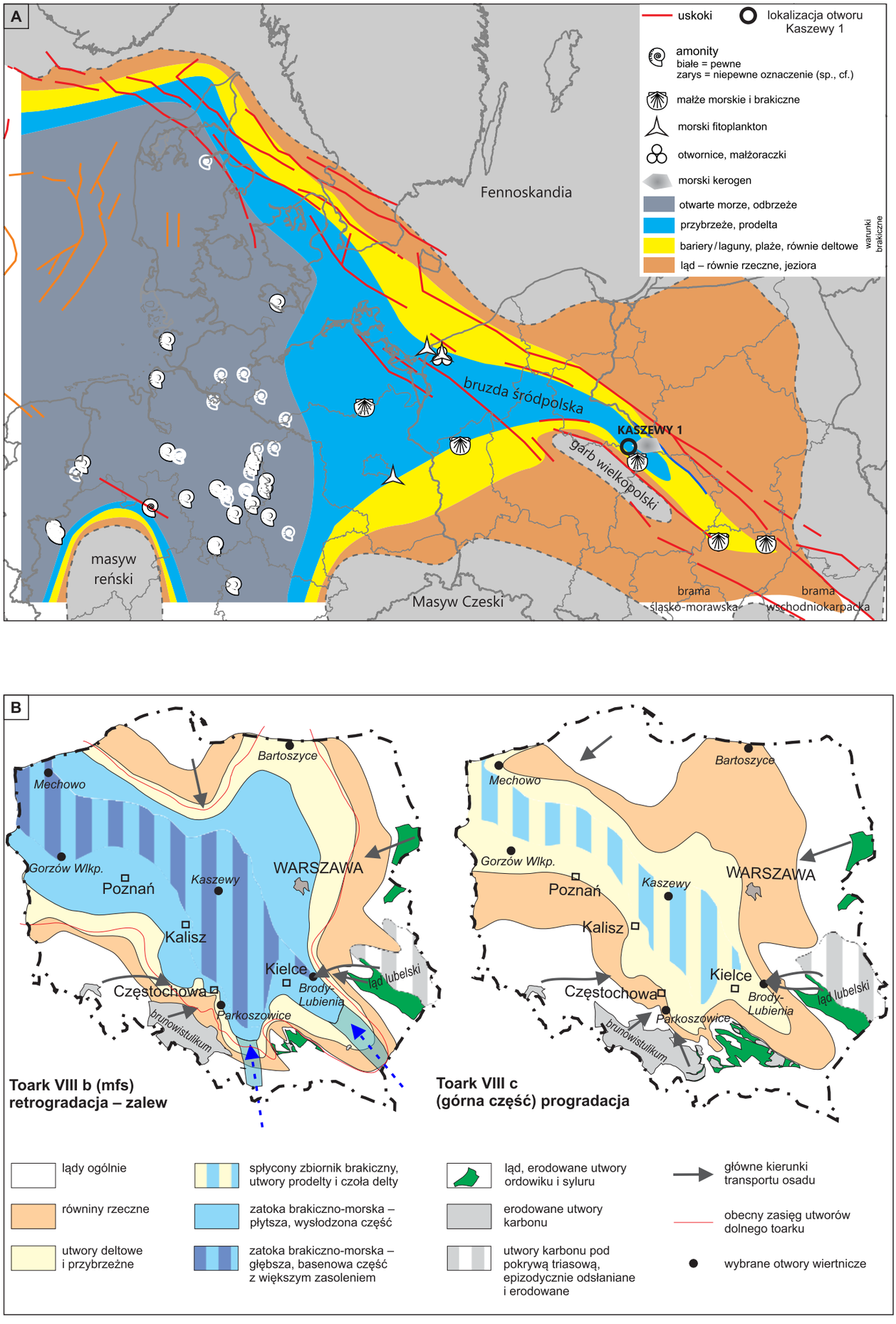


FIG. 1. A – paleogeografia wczesnej jury w środkowej Europie (hetang, transgresja poziomu *planorbis*) z brakiczno-morską zatoką rozciągającą się wzdłuż bruzdy śródpolskiej, z zaznaczeniem lokalizacji profilu Kaszewy 1 (na podstawie Bartha i in., 2018, zmieniono); **B –** paleogeografia wysokiej rozdzielczości czasowej (w odstępie ok. 200 000 lat) wczesnego toarku, na podstawie chemostratygrafii $\delta^{13}C_{wood}$, korelacji globalnej, szczegółowych analiz sedymentologicznych i stratygraficzno-sekwencyjnych. Po lewej – faza maksymalnego zalewu parasekwencji VIIIb, widoczny szeroki zasięg zbiornika/zatoki brakicznej oraz połączenia z otwartym morzem borealnym na NW oraz z Tetydą poprzez dwie cieśniny (śląsko-morawską i karpacką) na południu. Po prawej – faza maksymalnej progradacji utworów przybrzeżnych i deltowych parasekwencji VIIIc, wywołana skrajnie gorącym i wilgotnym klimatem, nasilonym cyklem hydrologicznym, silną erozją na lądach i gwałtowną dostawą osadów do basenu w czasie zdarzenia Jenkynsa (toarckiego anoksycznego wydarzenia oceanicznego). Na podstawie analizy materii organicznej możliwe było ustalenie proweniencji osadów: część z nich pochodziła z erodowanych, bogatych w organikę utworów węglonośnych karbonu i utworów morskich ordowiku–syluru (na podstawie Pieńkowskiego, 2004; Ruebsama i in., 2020)

1.2. LITOSTRATYGRAFIA

Podział litostratygraficzny jury dolnej wprowadzony przez Pieńkowskiego (2004) obejmuje grupę Kamiennej (wraz z najwyższym retykiem), w obrębie której wyróżniono 12 formalnie zdefiniowanych formacji (fig. 2; tab. 2). Przy nowo zdefiniowanych litologiach i granicach, połączeniu i likwidacji większości nieformalnych jednostek litostratygraficznych zachowano jednocześnie ich tradycyjne nazwy wprowadzone wiele lat temu przez Karaszewskiego (1960) i Dadleza (1969, 1971).

Jura środkowa nie ma formalnych jednostek litostratygraficznych; nieliczne stosowane wydzielenia obejmują jednostki nieformalne (Kopik, Marcinkiewicz, 1997b; Kopik, 1998; Dadlez i in., 2008), które zostały utworzone dla obszarów Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej, Niecki Nidziańskiej oraz obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w latach 50. i 60. XX w. (Różycki, 1953, 1955; Znosko, 1957; Deczkowski, 1963; fig. 3; tab. 3).

Na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich wydzielono wiele formalnych i nieformalnych jednostek litostratygraficznych jury górnej (tab. 4 i literatura tam cytowana; fig. 4–8).

1.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

W jurze dolnej basenu polskiego znacząca rola przypada korelacji stratygraficzno-sekwencyjnej (Pieńkowski 2004; fig. 9), w której na podstawie szczegółowej analizy sedymentologicznej ciągłych profili, zostały wyznaczane powierzchnie korelacyjne (takie jak granice sekwencji, parasekwencji, powierzchnie transgresji i maksymalnego zalewu) oraz odgraniczone tymi powierzchniami ciągi systemowe (transgresywne i wysokiego stanu). Powierzchnie te zostały następnie skorelowane z wydatowanymi biostratygraficznie, równoczasowymi powierzchniami i ciągami systemowymi w Europie (Pieńkowski, 2004; Barth i in., 2018; Pieńkowski i in., 2020). Korelacja stratygraficzno-sekwencyjna (przy wykorzystaniu innych dostępnych metod, takich jak biostratygrafia i ostatnio chemostratygrafia; fig. 10) pozwoliła ustalić ramy czasowe rozwoju i warunków sedymentacji we wczesnej jurze. W basenie polskim wyróżniono 11 sekwencji depozycyjnych (I–XI; fig. 9; tab. 2) podzielonych na regionalnie korelowalne parasekwencje.

W profilu jury środkowej na obszarze Niżu Polskiego wydzielono początkowo 6 cykli transgresywno-regresywnych, a następnie ich liczbę skorygowano na 7 (Feldman-Olszewska, 1997, 2006a; Feldman-Olszewska *w*: Pieńkowski i in., 2008; fig. 11). Pierwszy cykl, obejmujący aalen–dolny bajos, w całości stwierdzono tylko na obszarze wału śródpolskiego. Rozpoczynają go utwory estuariowe znaczące początkową fazę wkraczania morza na utwory lądowe górnego toarku, przykryte następnie przez transgresywne czarne łupki i mułowce górnego aalenu–niższego dolnego bajosu (fig. 12A, B). Sukcesję regresywną tworzą utwory mułowcowo-piaskowcowe wyższego dolnego bajosu (Feldman-Olszewska, 1997; fig. 12C). Cykl 2, obejmujący górny bajos, również jest w pełni wykształcony tylko na obszarze wału śródpolskiego (fig. 3, 12D–E), gdzie fazę transgresywną tworzą czarne łupki osadzone w strefie odbrzeża morza epejrogenicznego, a regresywną sukcesję progradacyjną budują mułowce, heterolity i piaskowce. W trakcie rozwoju transgresji utwory górnego bajosu stopniowo wkroczyły na obszary przyległych niecek (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a–c). Podobnie jest wykształcony cykl 3 – dolnobatoński (fig. 3, 12F), przy czym został on stwierdzony na nieco szerszym obszarze południowej i NE Polski. Trzy następne cykle (4–6) – środkowego i górnego batonu, udokumentowane w centralnej Polsce, rozpoczynają się zlepieńcami, a ich górne części są zbudowane z piaskowców i wapieni reprezentujących środowiska płytkomorskie. Zasięgi cykli batonu wskazują na stopniowe wkraczanie morza środkowo-jurajskiego na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (Feldman-Olszewska, 1997, 1998c; fig. 12G, H). Na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej w górnym bajosie i batonie dominują czarne łupki, w których cykliczność jest bardzo słabo zaznaczona i jest możliwa do stwierdzenia jedynie na podstawie precyzyjnych badań składu mikrofauny, palinofacji, skamieniałości śladowych, a także badań geochemicznych i sedymentologicznych (Matyja i in., 2006b; Gedl, Ziaja, 2012; Gedl, 2012; Gedl i in., 2012; Leonowicz, 2013, 2015, 2016b). Transgresywna część ostatniego cyklu środkowo-jurajskiego obejmująca najwyższy baton i kelowej objęła swym zasięgiem prawie cały obszar Niżu Polskiego. W centralnej, południowej i wschodniej Polsce są to utwory piaskowcowo-węglanowe, które przechodzą w wapienie oksfordu. Na granicy jury środkowej i górnej występuje warstwa bulasta reprezentująca kondensację stratygraficzną, odpowiadającą maksymalnemu poziomowi morza (fig. 12I). W tym czasie w zachodniej Polsce dominuje sedymentacja klastyczna.

Ewolucja basenu sedymentacyjnego Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich w późnej jurze i zmiany charakteru jego osadów były wynikiem zmian poziomu morza uwarunkowanych globalnymi cyklami eustatycznymi i lokalnymi zjawiskami tektonicznymi (np. Kutek, 1994a; Matyszkiewicz, 1996; Krajewski i in., 2014) oraz zmianami tempa dostawy materiału detrytycznego i powstawania autigenicznych osadów węglanowych, a na przełomie jury i kredy – także ewaporatowych. Odzwierciedleniem późnojurajskiej tektoniki synsedymentacyjnej są osady spływów grawitacyjnych (np. Bukowy, 1960; Marcinowski, 1972; Koszarski, 1995; Matyszkiewicz, Olszewska, 2007) i dajki neptuniczne (np. Brachaniec i in., 2016; Matyszkiewicz i in., 2016)

W wyniku silnej transgresji morskiej u schyłku jury środkowej rozwinął się głębokowodny basen, w którego części południowej i środkowej w późnej jurze dominowały wapienie gąbkowo-mikrobialne, a w północnej – osady mułowcowo-margliste. Osady tego cyklu są zaliczane do megasekwencji I (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a), będącej odpowiednikiem sekwencji

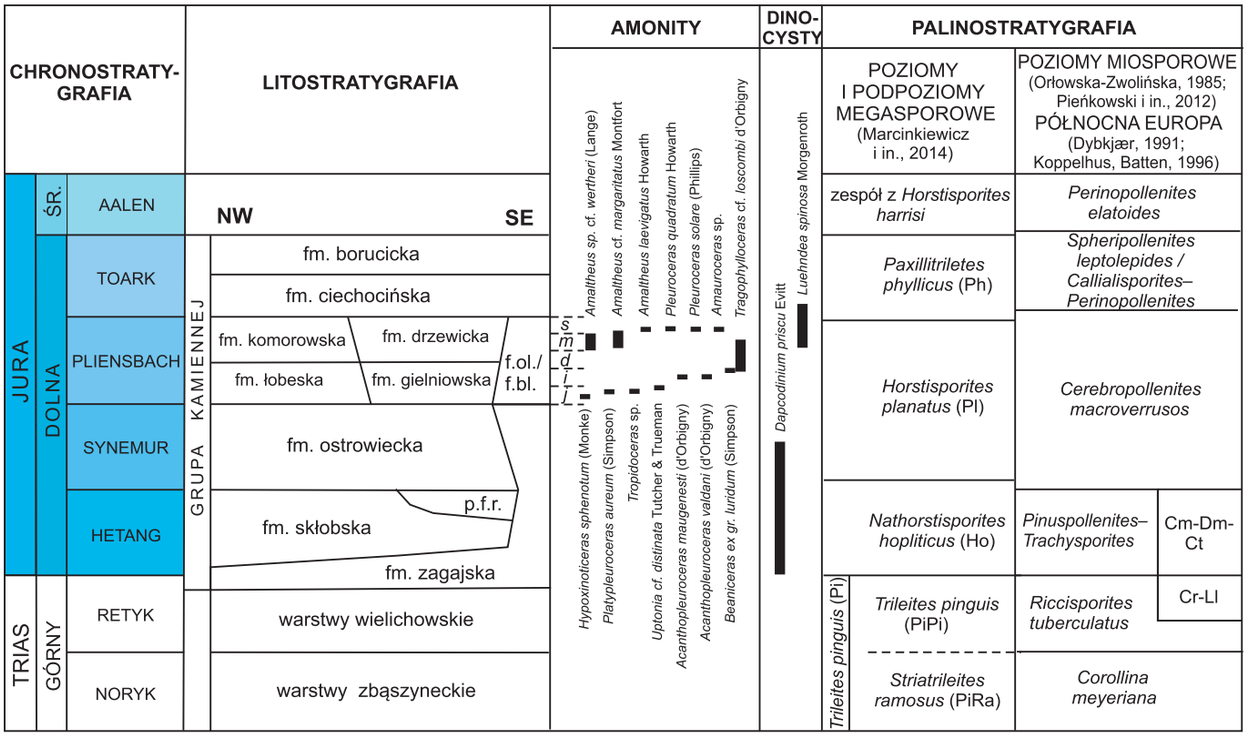
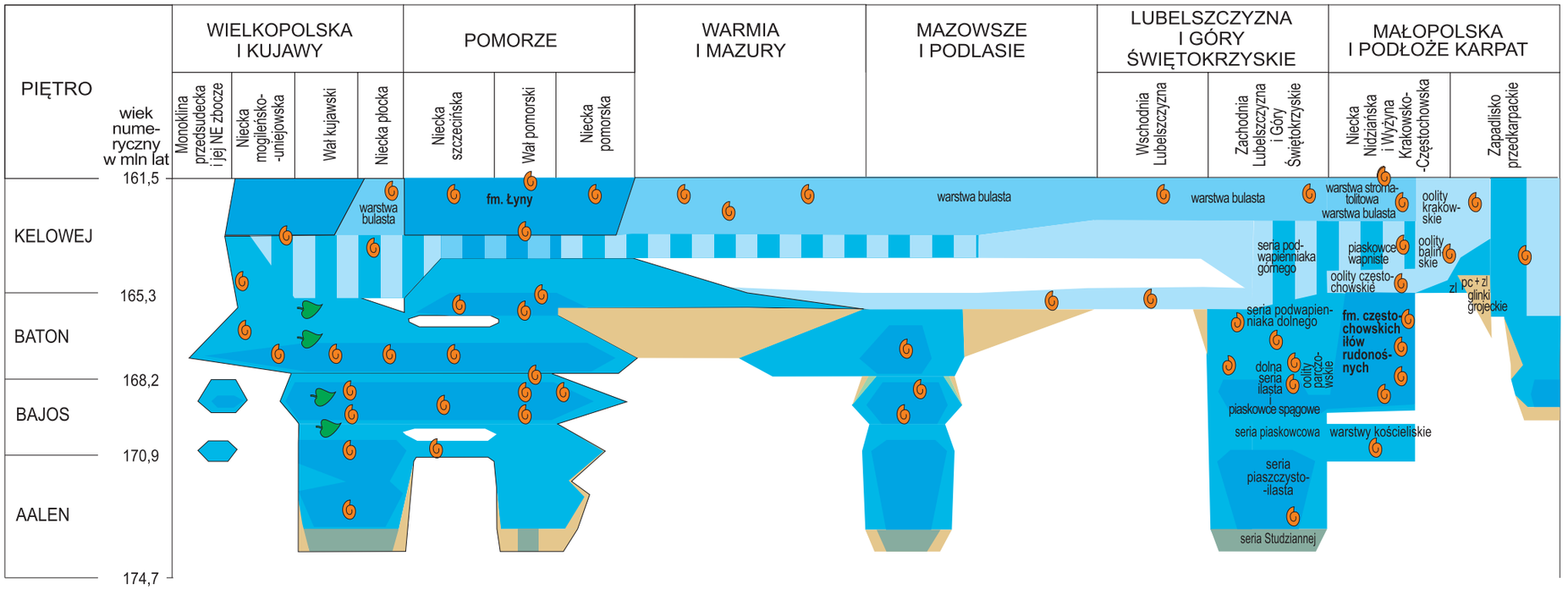


FIG. 2. Schemat chrono-, bio- i litostratygraficzny utworów jury dolnej w Polsce, wraz z utworami starszymi i młodszymi. Skróty w kolumnie litostratygraficznej: p.f.r. – przysuska formacja rudonośna (N obrzeżenie Gór Świętokrzyskich); f.ol. – formacja olsztyńska (Mazury); f.bl. – formacja blanowicka (Śląsk). Biochronozony amonitowe pliensbachu: j – *jamesoni*; i – *ibex*; d – *davoei*; m – *margaritatus*; s – *spinatum*; pionowe kreski – zasięgi poszczególnych gatunków/rodzajów. Poziomy miosporowe wyznaczone w utworach retyku i hettangu Pomorza (Pieńkowski i in., 2012): Cr-Ll – poziom *Cingulizonates rhaeticus–Limbosporites lundblandi*; Cm-Dm-Ct – poziom *Conbaculatisporites mesozoicus–Dictyophyllidites mortoni–Cerebropollenites thiergartii*



Środowiska

- rzeczne (aluwialne)
- estuarium
- szelf silikoklastyczny płytszy
- szelf silikoklastyczny głębszy
- szelf węglanowy płytszy
- szelf węglanowy głębszy
- środowiska mieszane

- datowanie biostratygraficzne skamieniałościami fauny
- datowanie biostratygraficzne skamieniałościami flory
- zl — zlepieńce
- pc — piaskowce

FIG. 3. Tabela stratygraficzna jury środkowej (Feldman-Olszewska *w:* Dadlez i in., 2008, zmieniono); wiek jednostek stratygraficznych wg Hesselbo i in. (2020); wytłuszczeniem zaznaczono formalne jednostki litostratygraficzne

COK (*Callovian–Oxfordian–Kimmeridgian*; wg Kutka, 1994a). Na przełomie keloweju i oksfordu w większej części basenu występowały skondensowane warstwy bulaste i stromatolitowe oraz luki stratygraficzne, obejmujące co najmniej poziom *mariae* dolnego oksfordu, związane z powierzchnią maksymalnego zalewu (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski i in., 2009b). Powolna regresja morska w tym samym cyklu miała miejsce w oksfordzie i we wczesnym kimerydzie; w jej trakcie rosła produkcja węglanu wapnia, a głębokomorskie osady wapieni gąbkowo-mikrobialnych były na większości obszarów południowej i środkowej części Polski pozakarpackiej (z wyjątkiem obszaru zapadliska przedkarpackiego i NW części Niżu Polskiego) zastępowane kolejno przez miąższe osady wapienno-margliste przedpola progradującej platformy węglanowej oraz związane z nią płytkowodne wapienie koralowcowe, kredowate i organodetrytyczne, a także wybitnie płytkowodne wapienie oolitowe, onkolitowe i margle, osadzające się w trakcie maksimum regresji (por. Matyja, Wierzbowski, 1996; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019). Powierzchnie transgresji i przejście do kolejnego cyklu transgresywno-regresyjnego nie są w pełni równoczasowe, pojawiają się one wraz z końcem sedymentacji wybitnie płytkowodnych wapieni kredowatych, oolitowych i margli, występujących w środkowej części poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu na Wyżynie Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017) lub nieco wyżej, w pobliżu granicy poziomów *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu, w SW i NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Matyja, Wierzbowski, 2006a; Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020).

Osady megasekwencji II (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a) będącej odpowiednikiem sekwencji LUK (*Lower–Upper Kimmeridgian*; wg Kutka 1994a) rozpoczynają się od wyraźnie bardziej głębokowodnych warstwowanych wapieni i margli zawierających, szczególnie w spągu, muszlowce ostrygowe (por. Matyja, Wierzbowski, 2006a; Matyja, 2011; Wierzbowski, 2017). Do osadów transgresywnych zaliczają się też wyżej leżące warstwy ilasto-margliste (fig. 13), a górna regresywna granica megasekwencji II jest wyznaczona przez osady płytkowodne zawierające grubookruchowy materiał detrytyczny (poziom z Maleni), które występują na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 2006b; Gutowski i in., 2005). Datowane są one na poziom *eudoxus* górnego kimerydu na podstawie fauny amonitów (Wierzbowski, 2023).

Powyżej występuje megasekwencja III (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a), będąca odpowiednikiem sekwencji KVB (*Kimmeridgian–Volgian–Berriasian*; wg Kutka, 1994a), która zaczyna się od przypadającej na wyższą część poziomu *eudoxus* górnego kimerydu transgresji morskiej, związanej z początkiem depozycji wapieni nerineowych z Krzyżanowic w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz formacji pałuckiej w środkowej części Niżu Polskiego (fig. 5, 6). W górnej części megasekwencji III pojawiają się osady regresywne (w tym lagunowo-brakiczne facji purbeckich) najwyższej jury przechodzące stopniowo w osady wybitnie regresywne (w tym ewaporaty przełomu jury i kredy). Wydzielenie drugiego rzędu cykli transgresywno-regresyjnych na obszarze Niżu Polskiego nie jest obecnie możliwe ze względu na brak danych. Wiąże się to m.in. z niejasną genezą wystąpień poziomów marglistych dolnego kimerydu, które mogą być uwarunkowane zmianami poziomu morza (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a) lub cyklami klimatyczno-orbitalnymi (por. Wierzbowski, 2017, 2020, 2023). Dodatkowym problemem w interpretacji zmian poziomu morza jest usunięcie większości osadów płytkowodnych stref basenu najwyższej jury przez późniejszą erozję.

1.4. CHEMOSTRATYGRAFIA

Najnowszym i niezależnym narzędziem korelacji stratygraficznej jury dolnej w Polsce jest chemostratygrafia, oparta na porównywaniu krzywych stosunku izotopów trwałych węgla – $\delta^{13}C$ (fig. 9, 10). Rozwój wielkich prowincji magmowych i związane z tym procesy są obecnie uważane za podstawowy czynnik głównych epizodów destabilizacji cyklu węglowego w hydrosferze, biosferze i atmosferze (m.in. Hesselbo i in., 2002; McElwain i in., 2005; Pieńkowski i in., 2020). W profilach wielu basenów sedymentacyjnych zaobserwowano wyraźne negatywne (czyli przesunięte w stronę zwiększonej zawartości lekkiego izotopu ^{12}C) anomalie na krzywych izotopów węgla (*Carbon Isotope Excursions* – CIE). Magmatyzmowi CAMP towarzyszyły kolejno cztery takie CIE od schyłku retyku do hetangu (fig. 9). Odcinek synemur–pliensbach to ogólnie stabilizacja i stopniowy trend wzrostu wartości $\delta^{13}C$, przerwany kilkoma CIE (dwie w synemurze, pięć w pliensbachu), z trendem w stronę bardziej negatywnych wartości $\delta^{13}C$ zaznaczającym się we wczesnym pliensbachu, a bardziej pozytywnych – w późnym pliensbachu. Z kolei na przełomie pliensbachu i toarku pojawia się anomalia negatywna na granicy pliensbach–toark (Pl-To CIE), a po interwale najniższego toarku z cięższymi wartościami $\delta^{13}C$ następuje (w pięciu wyraźnych, identyfikowalnych w Polsce stopniach T.1-5; fig. 9, 10) gwałtowne wychylenie krzywej $\delta^{13}C$ ku wartościom bardzo lekkim (zdarzenie Jenkynsa). Wspomniane zaburzenia cyklu węglowego mogą być korelowane w skali globalnej (retyk, wczesny hetang, wczesny pliensbach, wczesny toark), mniejsze zaburzenia między nimi mogą być korelowane regionalnie, z krzywymi z Niemiec, Wielkiej Brytanii, Portugalii i Hiszpanii (Pieńkowski i in., 2020). Pozwala to transponować wysokorozdzielczą biostratygrafię amonitową na profile marginalno-morskie i kontynentalne, np. basenu polskiego (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020). Istotne znaczenie mają też ograniczenia wynikające z porównywalności krzywych izotopowych pozyskanych z różnych materiałów – pomiary w węglanach ($\delta^{13}C_{carb}$) mogą być obciążone błędem wynikającym z wpływu diagenezy. Pewniejsze są pomiary w materii organicznej ($\delta^{13}C_{TOC} = \delta^{13}C_{org}$), a najbardziej wiarygodne są pomiary w wyseparowanym homogenicznym materiale, np. drewnie ($\delta^{13}C_{wood}$), i takie krzywe były porównywane między basenem brytyjskim a polskim (fig. 9). Pozwoliło to uzyskać wiarygodne rozpoziomowanie stratygraficzne badanych profili, potwierdzające w ogólnym zarysie wcześniej uzyskane korelacje stratygraficzno-sekwencyjne (fig. 9, 10).

Węglowa stratygrafia izotopowa skał i skamieniałości wapiennych jury górnej Polski środkowej została przedstawiona przez Wierzbowskiego (2002, 2015, 2019) oraz Wierzbowskiego i in. (2009b). Obejmuje ona dane uzyskane dla oksfordu–najniższego kimerydu na podstawie analiz rostrów belemnitów oraz oksfordu–pogranicza dolnego i górnego kimerydu na podstawie analiz całych skał wapiennych (ang. *bulk samples*). Ponadto przedstawiono zapis izotopowy pogranicza dolnego i górnego tytonu (Wierzbowski i in., 2016b).

Dane wskazują na dwa wydarzenia wzrostu wartości $\delta^{13}C$ węglanów będące zjawiskami globalnymi: (1) w najwyższym keloweju i na pograniczu keloweju i oksfordu oraz (2) w niższym środkowym oksfordzie (fig. 14; por. Wierzbowski, 2002, 2015; Wierzbowski

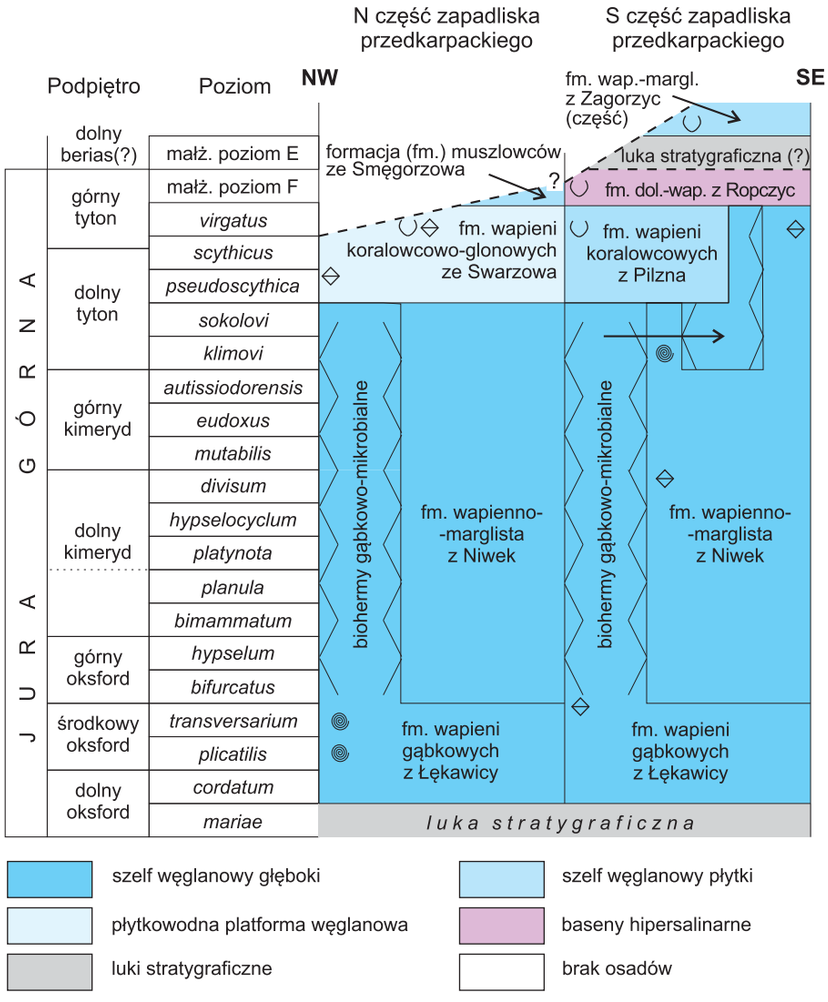


FIG. 4. Schemat litostratygraficzny zapadliska przedkarpackiego

TAB. 2. Tabela jednostek litostratygraficznych jury dolnej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Profil referencyjny
Formacja borucicka	8–120	cały basen jury dolnej w Polsce	kreator – **Pieńkowski (2004)** Kujawy – warstwy borucickie (Różycki, 1958); obrzeżenie Gór Świętokrzyskich – seria borucicka (Karaszewski, 1960, 1962); Pomorze – warstwy kamieńskie (Dadlez, 1969); Jura Wieluńsko-Częstochowska – górne warstwy łysieckie (Znosko, 1959), warstwy łysieckie (Mossoczy, 1961)	Brody-Lubienia, głęb. 6,7–101,5 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, centralna Polska, Pomorze	Mechowo IG 1, głęb. 228,0–291,2 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 756,5–767,2 m; Kaszewy 1, głęb.1083–1169 m; Suliszowice 38BN, głęb. 290,8–313,5 m; odsłonięcie Dąbie, gmina Żarnów, powiat Opoczno
Formacja ciechocińska	25–120	cały basen jury dolnej w Polsce oraz NE Niemcy, sięga regionu królewieckiego i fragmentu Litwy	kreator – **Pieńkowski (2004)** Kujawy – warstwy ciechocińskie (Różycki, 1958); Pomorze – warstwy gryfickie (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972); Jura Wieluńsko-Częstochowska – dolne warstwy łysieckie (Znosko, 1959); obrzeżenie Gór Świętokrzyskich – seria esteriowa (Karaszewski, 1960, 1962) chemostratygrafia: Hesselbo, Pieńkowski (2011), Pieńkowski i in. (2020); sedymentologia: Leonowicz (2011)	Mechowo IG 1, głęb. 291,2– 408,5 m typowy obszar – Pomorze, centralna Polska	Brody-Lubienia, głęb. 101,5–181,5 m; Gorzów Wielkopolski IG 1 głęb. 767,2–848,2 m; Kaszewy 1, głęb. 1169,0–1254,4 m; Parkoszowice 58 BN, głęb. 138,2–161,3 m; odsłonięcie Kozłowice
Formacja olsztyńska	do 180	synekliza perybałtycka (Mazury), sięga regionu królewieckiego i fragmentu Litwy	kreator – **Pieńkowski (2004)** warstwy olsztyńskie (Dadlez, 1968)	Bartoszyce IG 1, głęb. 735,5–821,0 m typowy obszar – Mazury	–
Formacja komorowska	do 165	Pomorze Zachodnie, blok Gorzowa	kreator – **Pieńkowski (2004)** warstwy komorowskie (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972)	Mechowo IG 1, głęb. 408,5–573,0 m (Dadlez, Franczyk, 1979; Franczyk, 1987) typowy obszar – Pomorze Zachodnie	Kamień Pomorski IG 1, głęb. 42,0–135,0 m; Gorzów Wielkopolski IG 1 głęb. 848,2–914,0 m
Formacja blanowicka	11–42	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska – rejon Zawiercia, Częstochowy i Wielunia	kreator – **Pieńkowski (2004)** warstwy blanowickie (Znosko, 1959; Mossoczy, 1961)	Parkoszowice 58 BN, głęb. 159,0–172,2 m typowy obszar – rejon Zawiercia i Częstochowy	Jaworznik 132 Ż, głęb. 136,3–152,0 m; Wręczyca 3/81, głęb. 124,0–146,5 m
Formacja drzewicka	80–106	basen jury dolnej w Polsce z utworami pliensbachu górnego z wyjątkiem Pomorza Zachodniego i bloku Gorzowa	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria drzewicka (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Brody-Lubienia, głęb.181,2–270,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kaszewy 1, głęb. 1254,4–1360,2 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1310,0–1398,5 m; odsłonięcia w rejonie Szydłowca (Szydłówek, Śmiłów)
Formacja łobeska	do 160	Pomorze Zachodnie	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria łobeska (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972)	Mechowo IG 1, głęb. 573,0–710,0 m typowy obszar – Pomorze Zachodnie	Kamień Pomorski IG 1, głęb. 135,0–291,0 m
Formacja gielniowska	20–104	basen jury dolnej w Polsce z wyjątkiem NW Pomorza, rejonu Częstochowy i syneklizy perybałtyckiej, przechodzi na obszar Brandenburgii, a także Skanii	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria gielniowska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Jagodne 1, głęb. 14,0–87,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Pomorze (otwór Mechowo IG 1), centralna Polska (otwór Kaszewy 1)	Kaszewy 1, głęb. 1360,2–1464,3 m; Budki 1, głęb. 14,5–90,0 m; Szydłowiec N-1, głęb. 17,5–77,0 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1398,5–1444,5 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 914,2–980,2 m; odsłonięcie Bielowice
Formacja ostrowiecka	30–240	cały basen jury dolnej w Polsce z utworami synemuru, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria ostrowiecka, seria koszorowska (odpowiednik górnej części formacji ostrowieckiej) (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Szydłowiec N-1, głęb. 74,0–227,0 m + 12 m profilu Broniów-Krawara głęb. 40–52 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Pomorze (otwór Mechowo IG 1), centralna Polska (otwór Kaszewy 1)	Skałki Piekło k. Niekłania; Kaszewy 1, głęb. 1464,3 –1646,6 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1463,5–1517,0 m
Przysuska formacja rudonośna	30–80	świętokrzyski segment bruzdy śródpolskiej – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria rudonośna, seria zarzecka (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Gródek OP-2, głęb. 138,0–204,5 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	odsłonięcie Borkowice; Podole OS-3, głęb. 27,0–57,0 m; Mirzec MKR, głęb. 25,5–84,5 m; Głęboka Droga 2, głęb. 20,0–73,2 m
Formacja skłobska	20–190	cały basen jury dolnej w Polsce z utworami hetangu, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria skłobska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Gliniany Las-2, głęb. 11,0–51,0 m; Gliniany Las-1, głęb. 50,0–90,0 m – złożony profil dwóch otworów, ogółem 90,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kaszewy 1, głęb. 1646,6–1836,2 m
Formacja zagajska	3,0–157,5	cały basen jury dolnej w Polsce, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – **Pieńkowski (2004)** seria zagajska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pieńkowski i in. (2020)	Miłków-Szewna, głęb. 69,0–123,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Huta, głęb. 32,5–190,0 m; Kaszewy 1, głęb. 1836,2–1960,4 m

Litologia / facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
piaskowce genezy rzecznej, niekiedy deltowej, podrzędnie mułowce i heterolity	flora, skamieniałości śladowe, tropy dinozaurów	górny i środkowy toark oraz górna część dolnego toarku (wyższa część poziomu *falciferum*); wiek najwyższej części formacji trudny do ustalenia, może częściowo reprezentować także jurę środkową	górna część poziomu *Paxillitriletes phyllicus*	sekwencje IX–XI
zielonoszare mułowce i heterolity genezy brakiczno-morskiej, na Pomorzu także morskiej, piaskowce genezy brakiczno-morskiej i deltowej (na terenie Pomorza i centralnej Polski obecne w postaci wyraźnego pakietu w środkowej części formacji)	małże morskie i brakiczne, otwornice aglutynujące i wapienne, dinocysty, flora	niższa część dolnego toarku (poziom *tenuicostatum* i dolna część poziomu *falciferum*)	dolna część poziomu *Paxillitriletes phyllicus*; górna część poziomu z *Luehndea spinosa* (tylko najniższa część formacji)	najbardziej rozprzestrzeniona formacja serii jury dolnej w Polsce, charakteryzująca się izochronicznością i stosunkowo stałą litologią na dużym obszarze sekwencja VIII, charakterystyczne zaburzenia cyklu węglowego korelowane globalnie
piaskowce, facje lądowe (rzeczne)	szczątki flory, w dolnej części plankton brakiczno-morski	pliensbach	górna część poziomu *Horstisporites planatus*, *Erlansonisporites reticulatus*	–
piaskowce, heterolity, mułowce; facje przybrzeżne i morskie – najbardziej zróżnicowana genetyczno-facjalnie formacja serii jury dolnej; zalew morski poziomu *margaritatus* (podpoziom *subnodosus*) sięgnął do centralnej Polski	amonity *Amaltheus*, *Pleuroceras*, *Amauroceras*, otwornice, dinocysty, miejscami liczna flora	górny pliensbach; w stropie tzw. PI-To CIE zaburzenie cyklu węglowego na granicy pliensbach/toark (reper chemostratygraficzny)	górna część poziomu *Horstisporites planatus*	sekwencje VI–VII, najniższa część sekwencji VIII
piaskowce, podrzędnie mułowce; facje lądowe i przybrzeżne	flora, małże brakiczne, dinocysty	pliensbach	górna część poziomu *Horstisporites planatus*; dolna część poziomu z *Luehndea* spinosa	sekwencje IV–VII (połączone)
przewaga piaskowców, heterolity, podrzędnie mułowce; facje przybrzeżne i płytkomorskie	amonit *Tragophylloceras* cf. *loscombi* (otwór Kaszewy 1), małże brakiczne, skrzypłocze, skamieniałości śladowe, flora, poziomy z tropami dinozaurów	górny pliensbach	górna część poziomu *Horstisporites planatus*	sekwencja V (górna część), VI i VII
mułowce, heterolity, podrzędnie piaskowce; facje morskie	amonity, belemnity, szkarłupnie, małże morskie, otwornice aglutynujące i wapienne, liczne skamieniałości śladowe	dolny pliensbach	biochronozony *jamesoni* oraz *ibex*, dolna część biochronozony *davoei*	wraz z odpowiednikami wyznacza najszerszy zasięg wpływów pełnomorskich w basenie polskim sekwencja IV i dolna część sekwencji V
piaskowce, heterolity, mułowce; facje przybrzeżne i płytkomorskie; w dolnej części wyróżniono ogniwo z Woli Korzeniowej (piaskowce)	małże morskie i brakiczne, otwornice aglutynujące, dinocysty, liczne skamieniałości śladowe – warunki morskie sięgają północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	dolny pliensbach	górna część poziomu *Horstisporites planatus*	wraz z odpowiednikami wyznacza najszerszy zasięg wpływów pełnomorskich w basenie polskim sekwencje IV i V
piaskowce, heterolity; facje przybrzeżne i płytkomorskie	małże brakiczne, na Pomorzu i w rejonie Gorzowa także małże morskie, otwornice aglutynujące, skamieniałości śladowe, w spągu tropy dinozaurów	synemur	dolna część poziomu *Horstisporites planatus*; regularne występowanie *Lycopodiumsporites semimuris*	sekwencje II i III
mułowe i iłowce syderytyczne; facje pochodzenia barierowo-lagunowego, podrzędnie deltowego	małże brakiczne, otwornice aglutynujące, skamieniałości śladowe, liczne tropy dinozaurów	górny hetang	górna część poziomu *Nathorstisporites hopliticus*	sekwencja I g–k (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich)
piaskowce i heterolity, podrzędnie mułowce zbiornika brakiczno-morskiego oraz facje przybrzeżne (plaże, delty, laguny i bariery)	małże brakiczno-morskie, ślimaki, dinocysty, otwornice aglutynujące, liczne skamieniałości śladowe	środkowy hetang	środkowa część poziomu *Nathorstisporites hopliticus*	sekwencja I c–f, (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich), sekwencja I c–k (pozostały obszar bruzdy śródpolskiej), kontynuacja „main" CIE
w dolnej części piaskowce i mułowce genezy rzecznej, w wyższej części mułowce i iłowce limniczno-bagienne (ogniwo mułowców z Huty), na Pomorzu i w centralnej Polsce przewaga piaskowców w dwóch pakietach rozdzielonych cienką warstwą mułowców	liczna flora, małże słodkowodne, liścionogi, małżoraczki, owady, ryby słodkowodne, liczne tropy kręgowców, najczęściej dinozaurów, koprolity, gniazda, jaja dinozaurów	dolny hetang i późny retyk; „initial CIE" i „main CIE", zaburzenia cyklu węglowego (repery chemostratygraficzne)	dolna część poziomu *Nathorstisporites hopliticus*; pierwsze pojawienie się *Cerebropollenites thiergartii* wyznacza w przybliżeniu początek jury	najniższa część formacji może reprezentować najwyższy retyk sekwencja I a, b (Pieńkowski, 2004)

TAB. 3. Tabela nieformalnych jednostek litostratygraficznych jury środkowej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Warstwy kościeliskie	20–130	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska	Rehbinder (1912); Różycki (1953); Deczkowski (1977); Kopik (1998)	–	część dolna – piaskowce kościeliskie, piaskowce drobno- do gruboziarnistych, z liczną glinką kaolinową w spoiwie, przewarstwienia iłów i łupków z muskowitem oraz konkrecjami syderytowymi; przewarstwienia piaskowców syderytowych i szamozytowych oraz syderytów; część górna – heterolity piaszczysto-ilasto-mułowcowe laminowane poziomo
Formacja częstochowskich iłów rudonośnych	37–150	północna część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i niecki miechowskiej	Różycki (1953); Znosko (1954); Kopik (1998); Matyja, Wierzbowski (2003); Zatoń (2007, 2008, 2010a, b, 2011); Gedl, Kaim (2012); Gedl i in. (2012 i literatura tam cytowana)	rejon Częstochowy	iły i łupki ilaste z przewarstwieniami mułowców konkrecjami syderytowymi oraz syderytów i muszlowców; w regionie częstochowskim w dolnej części występuje tzw. piaskowiec spągowy – kilkumetrowej miąższości piaskowce drobno- i średnioziarniste szamozytowe lokalnie zsyderytyzowane
Glinki grojeckie	15–24	rejon krakowski, okolice Krzeszowic	Raciborski (1889); Reymanówna (1963, 1968); Marcinkiewicz (1980); Ichas (1986); Jarzynka, Pacyna (2015)	Grojec k. Alwerni woj. małopolskie	iły o szarym lub ciemnoszarym zabarwieniu, niekiedy jednolicie białe, warstwowane piaski pylaste; odmiany szare z obfitym detrytem i większymi fragmentami flory odmiany białe, zazwyczaj bez szczątków roślinnych (Jurkiewiczowa, 1974)
Zlepieniec parczowski	0,1–15	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, okolice Olkusza	Pusch (1836); Różycki (1953)	wieś Parcze Górne (powiat olkuski)	czerwone zlepieńce słabo scementowane złożone z otoczaków kwarcu piaskowców dolomitów wapieni oraz czerwonych iłów kajpru; spoiwo ilasto-węglanowo-piaszczyste (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)
Oolity częstochowskie	0,25–70	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska (od Zawiercia po Wieluń)	Michalski (1885); Różycki (1953); Dayczak-Calikowska, Kopik (1973); Kopik (1998)	Jasna Góra rejon Częstochowy	iłowce ciemnobrązowe miejscami oolitowe piaszczyste z konkrecjami marglisto-fosforytowymi oraz przewarstwieniami margli i wapieni oolitowych często żelazistych
Oolity balińskie	ok. 0,3	rejon krakowski, okolice Trzebini	Zejszner (1869); Siemiradzki (1922); Różycki (1953)	Balin k. Trzebini woj. małopolskie	wapienie i margle oolitowe z liczną fauną
Oolity krakowskie	0,3–15	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, obszar krzeszowicko-krakowski	Teisseyre (1888); Różycki (1953)	okolice Krzeszowic	wapienie i margle oolitowe z ooidami żelazistymi i liczną dobrze zachowaną fauną amonitową
Warstwa bulasta	kilkanaście do 30 cm	centralna, południowa i wschodnia Polska	Michalski (1885); Różycki (1953); Znosko (1957); Siemiątkowska-Giżejewska (1974); Niemczycka (1976a, 1979a, b); Kopik (1979b, 1998); Dembicz, Praszkier (2003)	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska	warstwa złożona z otoczaków i nieregularnych litoklastów wapieni piaszczystych, margli, konkrecji fosforanowo-wapiennych i limonitowych z ooidami żelazistymi i kwarcem oraz dużej ilości częściowo obtoczonej fauny; tkwią one w spoiwie marglisto-glaukonitowym, niekiedy zbioturbowanym; osad typu skondensowanego, w stropie często przykryty przez warstwę stromatolitu
Seria Studziannej	kilka – ok. 100	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Karaszewski (1962); Daniec (1963, 1970)	otwór wiertniczy Studzianna 1	piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, rzadko średnio- i gruboziarniste szare z przewarstwieniami iłowców i mułowców ciemnoszarych i czarnych z detrytem flory i bioturbacjami
Seria piaszczysto-ilasta	od kilkunastu do 150	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Cieśla (1957); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	otwory wiertnicze Orłów 4 i Pogroszyn Xi/5	część niższa ilasta – iły i łupki prawie czarne węgliste z nielicznym muskowitem i kulistymi konkrecjami syderytyczno-marglistymi ku górze z coraz liczniejszymi smugami ilastymi; Część wyższa – ilasto-piaszczysta – heterolity w dole zdominowane przez skały iłowcowo-mułowcowe wyżej przez skały piaskowcowe
Seria piaskowców i piaskowców spągowych	kilkanaście do kilkudziesięciu	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Szydłowca	drobnoziarniste piaskowce i piaski kwarcowe białe i żółtawe z cienkimi przewarstwieniami białych glinek; w górnej części średnio- i gruboziarniste czasem o spoiwie limonitowym często z liczną fauną małżową
Dolna seria ilasta	150–180	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Szydłowca	część dolna – heterolity ilasto-piaszczyste z liczną fauną małży (ok. 80–90 m); część środkowa – piaskowce (30–40 m); część górna – iłowce i iły ciemnoszare, nieliczne przewarstwienia piaszczyste
Oolity parczowskie	0–2,5	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kuźniar (1928)	Parczów k. Opoczna	ruda oolitowa, zbudowana z ooidów kaolinitowych (powstałych z kaolinityzacji ooidów szamozytowych) oraz ooidów syderytowych, spoiwo jest zazwyczaj syderytowe, grubokrystaliczne, jasne miejscami syderytyczno-węglanowe; warstwa rudy oolitowej w spągu ma ok. 65 cm miąższości, ponad nią występują na przemian kilku-kilkunastocentymetrowej grubości warstewki oolitu i żelaziaka ilastego, zbudowanego z kryształów syderytu oraz substancji ilastej i często zawierającego szczątki fauny
Seria podwapienniaka dolnego	20–30	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Inowłodza	zoogeniczne piaszczyste wapienie i piaskowce wapniste często ankerytowe barwy brunatnawo-żółtej; w dolnej części cienkie przewarstwienia iłowców i piaskowców, w górnej – muszlowców
Seria podwapienniaka górnego	100	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Omięcina i Ćmielowa	NE obrzeżenie – piaskowce wapniste, często ankerytowe barwy brunatnawo-żółtej, z rzadkimi przewarstwieniami muszlowców; północne obrzeżenie – piaski i kruche piaskowce z przewarstwieniami piaskowców ilastych i mułowców piaszczystych, często zbioturbowanych
Formacja Łyny część dolna	13–92	Pomorze Zachodnie – wał pomorski, północna część niecki szczecińskiej, centralna część niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1977b)	Dembowska (1979a)	otwór wiertniczy Oświno IG 1 (Feldman-Olszewska, 2021)	łupki ilaste i ilasto-mułowcowe ciemnoszare niekiedy dolomityczne z fauną i spirytyzowaną florą

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
szczątki zwęglonej flory, liczne małże gruboskorupowe, amonity i otwornice	dolny bajos	poziomy *sauzei–humphresianum* (Kopik, 1998)	–
liczne amonity, małże, ślimaki, łódkonogi, szkarłupnie, otwornice, zęby ryb	górny bajos–górny baton	poziom *garantiana* górnego bajosu–podpoziom *blanazense* poziomu *orbis* (*retrocostatum*) górnego batonu (Kopik 1998; Matyja Wierzbowski, 2003)	–
flora	baton	megaspory: *Horstisporites casses* (Harris) Marcinkiewicz i *Erlansonisporites cerebratus* Marcinkiewicz (Marcinkiewicz, 1980)	ich wiek był szeroko dyskutowany, były uważane za retyckie, dolnojurajskie i środkowojurajskie (zob. Marcinkiewicz, 1980)
nieliczne ramienionogi i głowonogi	górny baton	poziomy amonitowe *orbis–discus* (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	–
liczne amonity	górny baton	poziom *orbis* podpoziom *orbis* (Kopik, 1998)	synonim: oolity rudnickie (rejon Zawiercia)
amonity, małże, ramienionogi, ślimaki	górny baton–kelowej	poziom *orbis*–poziom *calloviense* (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	synonim: ikrowiec baliński
amonity	dolny–górny kelowej	poziom *herveyi*–poziom *lamberti* (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	–
liczne amonity, belemnity, łodziki, szkarłupnie, ramienionogi i małże (Kopik, 1979b)	najwyższa część dolnego keloweju, środkowy i górny kelowej	poziomy amonitowe keloweju – spąg od podpoziomu *enodatum* poziomu *calloviense*, strop diachroniczny w poziomie *athleta* lub *lamberti* (Kopik, 1979)	–
detryt flory, bioturbacje *Diplocraterion* isp. (Karaszewski, 1967)	dolny aalen	–	synonim: seria dolna – piaszczysta (Daniec, 1963)
małże, otwornice *Reinholdella dreheri* (Barteinstein), *Lenticulina varians* f. *recta* (Franke) (Cieśla, 1957)	górny aalen	–	–
małże, amonity	dolny–górny bajos	poziom *subfurcatum*–podpoziom *trauthi* poziomu *garantiana* górnego bajosu (Różycki, 1953); wg Daniec (1963, 1970) od dolnego bajosu	–
małże amonity	górny bajos	podpoziom *tetragona* poziomu *garantiana*–poziom *parkinsoni* (Różycki, 1953)	–
amonity, ramienionogi, małże, liliowce, mszywioły, ślimaki, jeżowce	górny bajos	poziomy *arcis–parkinsoni*	–
małże, amonity	dolny baton	–	–
małże	środkowy baton–dolny kelowej	–	–
amonity, belemnity, małże	środkowy i górny kelowej (Dayczak-Calikowska, 1977b)	poziomy amonitowe *jason–lamberti*	pierwotnie formacja obejmowała osady jury górnej, została rozszerzona na utwory keloweju Pomorza Zachodniego (Dadlez i in., 2008)

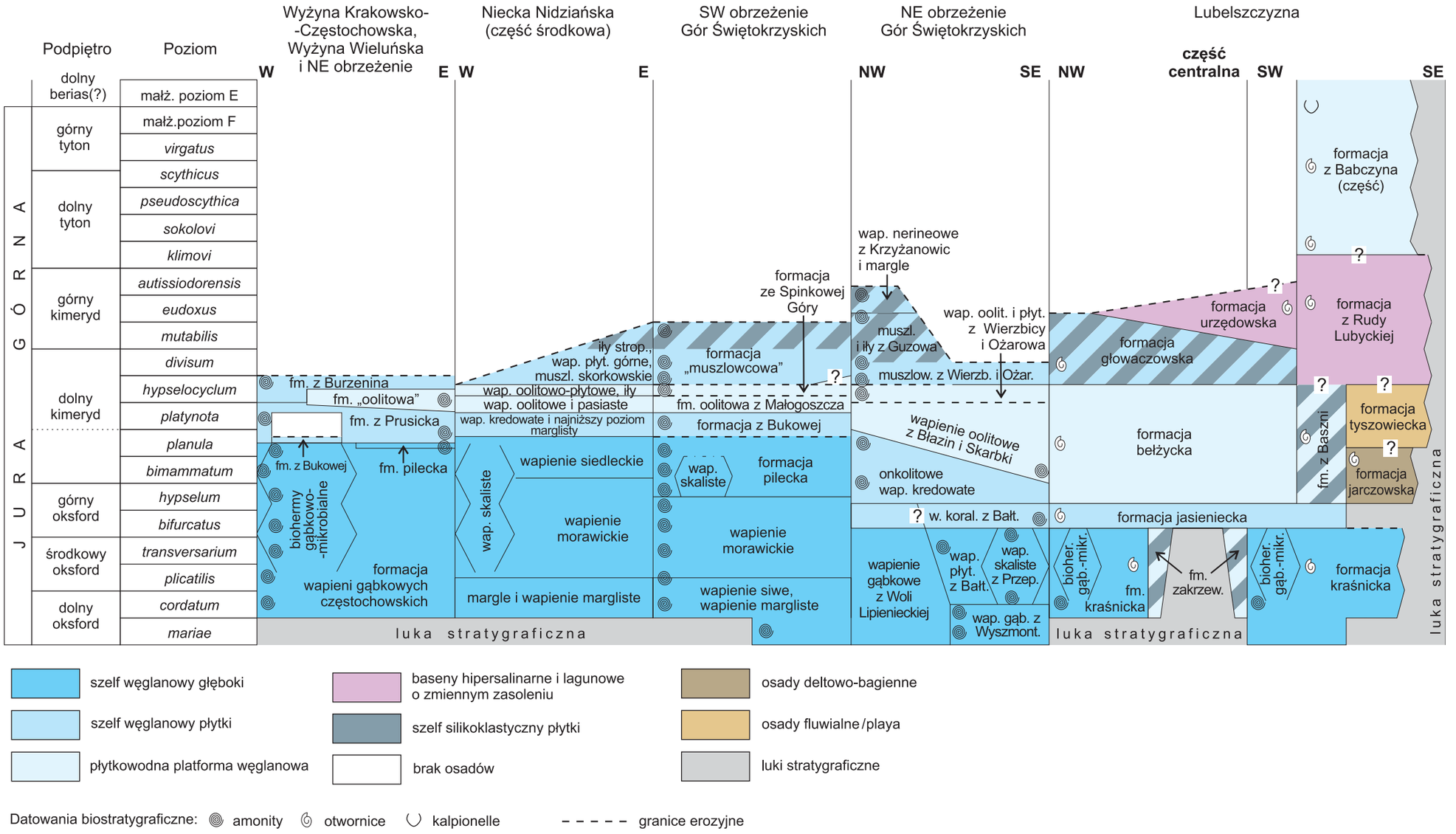


FIG. 5. Schemat litostratygraficzny Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Niecki Nidziańskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz Lubelszczyzny

i in., 2009b). W zapisie izotopowym skał po okresie środkowo-oksfordzkiego wzrostu wartości $\delta^{13}C$ nie obserwuje się powrotu do niskich wartości sprzed tego wydarzenia, co można wiązać ze stopniową zmianą chemizmu mułu węglanowego wraz ze zwiększającą się jego produkcją w płytszych strefach zbiornika (Wierzbowski, 2015). Wartości $\delta^{13}C$ skał spadają powoli od wyższego środkowego oksfordu do dolnego kimerydu (fig. 14). Jedynie w wyższej części dolnego kimerydu, gdzie występują osady płytkowodnej platformy węglanowej, obserwuje się przejściowe obniżenie i silny rozrzut wartości $\delta^{13}C$ skał, co można wiązać z okresowym zmniejszeniem zasolenia i efektem tzw. *water-mass ageing* (Wierzbowski, 2019). W najniższym górnym tytonie, tj. strefie spągowej utworów lagunowych formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej), obserwuje się silne spadki wartości $\delta^{13}C$ skał związane z przejściowym dopływem wód słodkich (Wierzbowski i in., 2016b). Dane porównawcze z Tatr i Pienin wskazują na występowanie długiego okresu podniesienia wartości $\delta^{13}C$ skał węglanowych (górny kelowej–środkowy oksford), po którym następuje stopniowy spadek wartości izotopowych, kontynuujący się aż do dolnego tytonu (Jach i in., 2014a; Arabas, 2016). Względnie niska rozdzielczość biostratygrafii utrudnia jednak precyzyjne datowanie karpackich krzywych izotopowych.

Strontowa stratygrafia izotopowa basenów morskich późnej jury ma charakter globalny, z wyłączeniem osadów brakicznych formujących się przy niskim zasoleniu wody, poniżej 16 ppm (por. Wierzbowski, 2013). Przebieg strontowej krzywej izotopowej osadów morskich jury górnej przeanalizowano na podstawie próbek pochodzących z oksfordu z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (por. Wierzbowski i in., 2017). Począwszy od minimum stosunku $^{87}Sr/^{86}Sr$ przypadającego na przełom wczesnego i środkowego oksfordu, obserwuje się stały jego wzrost do przełomu jury i kredy (Wierzbowski i in., 2017). Młodsze utwory górnego tytonu należące do formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) nie nadają się najprawdopodobniej do datowań metodą izotopowej stratygrafii strontowej z uwagi na silne wahania zasolenia wód izolowanego basenu polskiego.

1.5. BIOSTRATYGRAFIA

Z uwagi na głównie marginalno-morski i kontynentalny charakter sedymentacji w basenie polskim, biostratygrafia jury dolnej charakteryzuje się stosunkowo niską rozdzielczością (fig. 2). Amonity, stanowiące podstawę biostratygrafii jury, występują tylko w pliensbachu, głównie na Pomorzu Zachodnim (Dadlez, Kopik, 1972; Kopik, Marcinkiewicz, 1997a). Są to rodzaje takie jak: *Hypoxynoticeras*, *Tropidoceras*, *Liparoceras*, *Platypleuroceras*, *Uptonia*, *Acanthopleuroceras*, *Beaniceras* (dolny pliensbach), oraz *Amaltheus*, *Pleuroceras*, *Amauroceras* (górny pliensbach). Ostatnio opisano występowanie pojedynczego amonita z rodzaju *Tragophylloceras* w górnym pliensbachu w otworze Kaszewy 1 w centralnej Polsce (Pieńkowski, 2014). Na obszarze całego basenu polskiego najpowszechniej stosowana (choć o stosunkowo niskiej rozdzielczości) jest biostratygrafia oparta na palinomorfach, głównie megasporach, która pozwala na wyróżnienie trzech poziomów: zespołu *Nathorstisporites hopliticus* (hetang), zespołu *Horstisporites planatus* (synemur i pliensbach) oraz *Paxillitriletes phyllicus* (toark; Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014). Należy zaznaczyć, że megaspora *Nathorstisporites hopliticus* może miejscami, w nielicznych wystąpieniach, przechodzić do dolnego synemuru. Występowanie mikrospory *Aratrisporites minimus*, zespołu *Pinuspollenites–Trachysporites* oraz innych spor (Krupnik i in., 2014) pozwalają zawęzić datowania do hetangu. Istotne znaczenie ma pierwsze pojawienie się ziarna pyłku *Cerebropollenites thiergartii*, gdyż początek występowania tej palinomorfy jest związany z granicą trias/jura.

Pewne znaczenie ma plankton morski. Dla hetangu i dolnego synemuru przewodnia jest dinocysta *Dapcodinium priscum* (Pieńkowski,

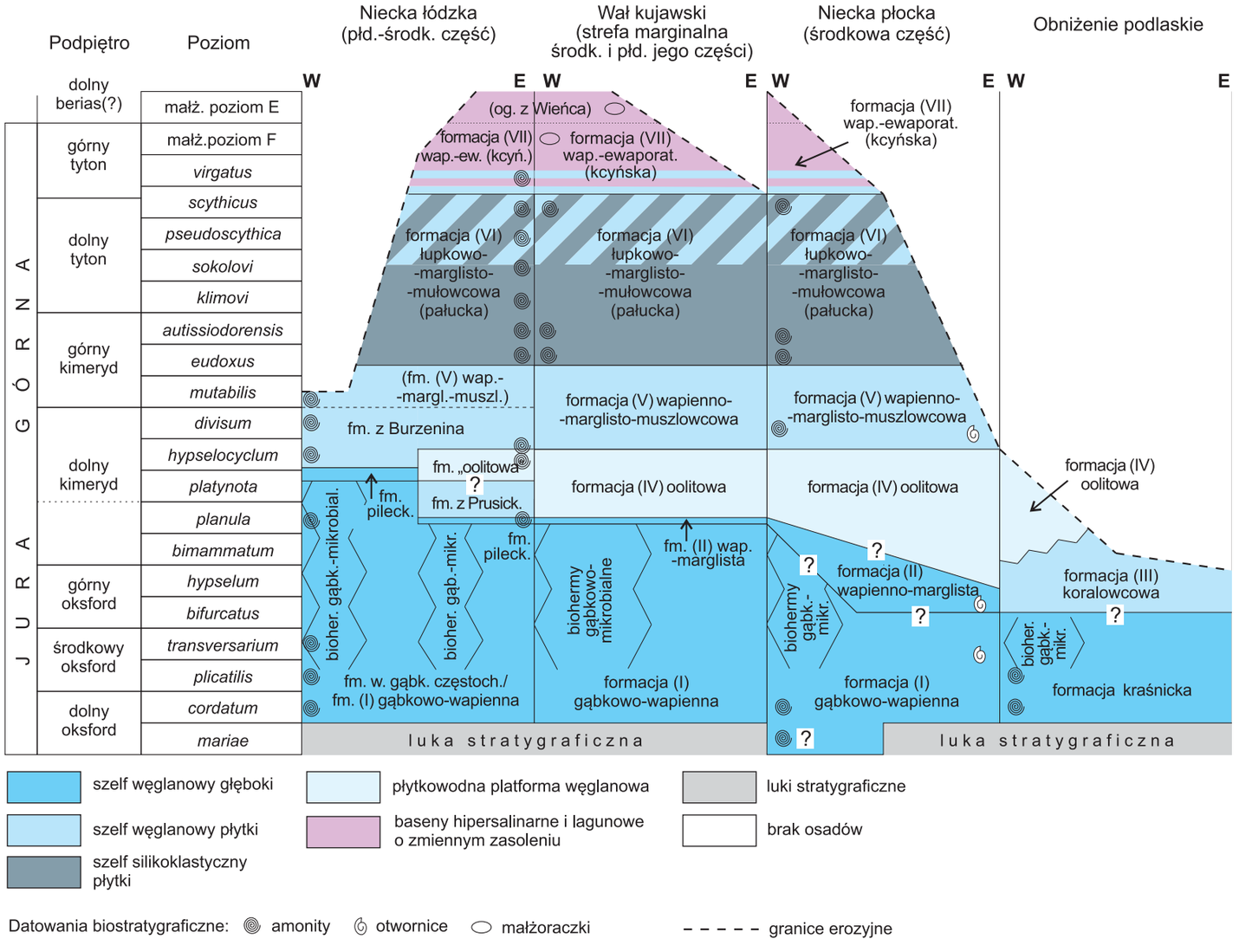


FIG. 6. Schemat litostratygraficzny południowej i środkowej niecki łódzkiej, niecki płockiej i obniżenia podlaskiego

TAB. 4. Tabela jednostek litostratygraficznych jury górnej

A) północna Polska (NW część niecki łódzkiej, niecka szczecińska, wał pomorski, niecka pomorska, wyniesienie Łeby, synekliza perybałtycka, NW część wyniesienia mazursko-suwalskiego)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja (X) oolitowo-mułowcowa (Brdy)	98 (Dembowska, 1979a)	NE część niecki szczecińskiej, brzeżna strefa północnej części wału pomorskiego, północna i środkowa część niecki pomorskiej, wyniesienie Łeby oraz najbardziej NW część syneklizy perybałtyckiej (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	otwór wiertniczy Oświno IG 1 typowy obszar – rejon Brdy	wapienie oolitowe, onkolitowe, organodetrytyczne, margle mułowcowe z oolitami wapiennymi, lokalnie domieszki piaszczyste bądź wapienie gąbkowe, częściowa dolomityzacja. W północnej części niecki pomorskiej i na wyniesieniu Łeby w dolnej części formacji występują piaskowce wapniste z oolitami wapiennymi i żelazistymi wyróżnione jako ogniwo helskie; w zachodniej i środkowej części niecki pomorskiej wśród wapieni oolitowych występuje pakiet mułowców wyróżniony jako ogniwo babilońskie; w górnej części formacji na pograniczu z formacją (VI) łupkowo-marglisto-muszlowcową występują wapienie piaszczyste, mułowce z glaukonitem, piaskowce wapniste, wapienie margliste z oolitami wyróżnione jako ogniwo oświńskie (Dembowska, 1979a)
Formacja (IX) piaszczysto-chlorytowa (z Chociwla)	13–60 (niecka pomorska; Dadlez, 1976), 93 (niecka szczecińska; Dembowska, 1979a)	NE część niecki szczecińskiej, brzeżna strefa północnej części wału pomorskiego, północna i środkowa część niecki pomorskiej, wyniesienie Łeby oraz najbardziej NW część syneklizy perybałtyckiej (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) seria żelazista (Dadlez, 1976)	otwory wiertnicze: Koszalin IG 1, Jastarnia IG 1, Chociwel IG 1 (Dembowska, 1979a)	piaskowce drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami piaskowca gruboziarnistego i zlepieńca zawierającego otoczaki piaskowca, wapniste i margliste z ziarnami chlorytu (szamozytu) i ooidami żelazistymi (getytowymi); w wielu miejscach polewy i spoiwo chlorytowo-limonitowe; w przyspągowej części formacji stanowiącej przejście od formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) utwory zawierają przewarstwienia mułowców. Podobny typ osadów wyróżniony jako ogniwo koszalińskie występuje w wyższej części formacji w NE części niecki szczecińskiej i zachodniej części wału pomorskiego (Dembowska, 1979a)
Formacja (VII) wapienno-ewaporatowa (kcyńska)		*patrz opis dla obszaru środkowej i środkowo-wschodniej Polski (tab. 5B)*			
Formacja (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowa (pałucka)					
Formacja (V) wapienno-marglisto-muszlowcowa					
Formacja (VIII) mułowcowa (Łyny)	6–140 (Wierzbowski i in., 2015)	NE część wału pomorskiego i NW część niecki łódzkiej, NE część niecki szczecińskiej, wał pomorski, niecka pomorska, wyniesienia Łeby, synekliza perybałtycka i NW część wyniesienia mazursko-suwalskiego (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	otwory wiertnicze: Oświno IG 1, Pasłęk IG 1 (Dembowska, 1979a)	mułowce margliste, iłowce marglisto-mułowcowe, mułowce wapniste i marglisto-piaszczyste oraz wapienie piaszczysto-mułowcowe. W SE części wału pomorskiego i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej osady formacji zawierają liczne konkrecje fosforanowe, igły gąbek, a w dolnej części gąbki. W obrębie formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) syneklizy perybałtyckiej występuje ogniwo żnińskie przechodzące obocznie w formację (VI) łupkowo-marglisto-mułowcową (pałucką), a w jego NW części w rejonie Krynicy Morskiej ogniwo krynickie zbudowane z piaskowców wapnistych i wapieni piaszczysto-mułowcowych z oolitami i glaukonitem (Dembowska, 1979a)

B) środkowa i środkowo-wschodnia Polska (NE część monokliny przedsudeckiej, środkowa część niecki łódzkiej, środkowa i S część wału kujawskiego, niecka płocka, obniżenie podlaskie oraz SE część wyniesienia

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/ facje i dalszy podział
Formacja (VII) wapienno-ewaporatowa (kcyńska)	dolna część formacji poniżej ogniwa z Wieńca: 30–50; ogniwo z Wieńca: 21–100 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej Polski (niecka łódzka, wał kujawski, niecka płocka) z wyłączeniem wyniesionej strefy wału kujawskiego, przy czym zasięg młodszych utworów formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) jest ograniczony do centralnej części basenu w sąsiedztwie wału śródpolskiego (Dembowska, 1973, 1979a; Niemczycka i in., 1997); formacja występuje również na obszarze NW Polski (NE część niecki szczecińskiej, brzeżna strefa północnej części wału pomorskiego, niecka pomorska; SE część wału pomorskiego; Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górny bonon, dolny, środkowy i górny purbek (Pawłowska, 1958; Marek, 1961), grupa anhydrytowo-węglanowa (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – rejon Kcyni, niecka tomaszowska (Dembowska, 1979a)	w dolnej (jurajskiej) części formacji występują wapienie margliste, pelitowe, miejscami piaszczyste i margle, w części najniższej z fauną morską, wyżej utwory brakiczno-lagunowe (wapienie korbulomimowe i facje purbeckie; Dembowska, 1979a; Matyja, Wierzbowski, 2016); w wyższej części formacji występuje charakterystyczna warstwa ramienionogowa z małżami i serpulami (serpulit); wyżej: ogniwo z Wieńca (utwory anhydrytowo-gipsowe) oraz ogniwo skotnickie (iłowce margliste z przewarstwieniami muszlowców cyrenowych) są zaliczane do kredy dolnej (dolny berias) (Leszczyński, 2002; Grabowski i in., 2021)
Formacja (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowa (pałucka)	100–220 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej Polski (niecka łódzka, wał kujawski, niecka płocka) z wyłączeniem wyniesionej strefy wału kujawskiego; formacja występuje również na obszarze NW Polski (NE część niecki szczecińskiej, brzeżna strefa północnej części wału pomorskiego, niecka pomorska; SE część wału pomorskiego; Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górny kimeryd, dolny i środkowy bonon (Pawłowska, 1958, Marek, 1961), górna część formacji mułowcowo-marglistej (Kutek i in. 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – Pałuki (rejon Kcyni), obszar Kujaw (rejon Gostynin–Żychlin; Dembowska, 1979a)	w dole margle i łupki margliste, wyżej margle mułowcowe, mułowce margliste i łupki margliste z domieszką piasku; udział mułowców wzrasta ku wschodowi i północy; w środkowej części formacji, z wyłączeniem wału kujawskiego i przyległej części niecki łódzkiej, występuje pakiet piaszczysto-oolitowy z glaukonitem lub piaszczysto-mułowcowo-wapienny wyróżniony jako ogniwo żnińskie; ku stropowi formacji wzrasta zawartość węglanu wapnia (Dembowska, 1979a; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019)
Formacja (V) wapienno-marglisto-muszlowcowa	60–260 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyłączeniem obniżenia podlaskiego i przyległej części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego; formacja występuje również na obszarze SE części wału pomorskiego i przyległych części niecek (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) dolny kimeryd (Marek, 1961), dolna część formacji mułowcowo-marglistej (Kutek i in. 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – rejon Środy Wielkopolskiej (Dembowska, 1979a)	naprzemianległe wapienie pelitowe, margliste i margle z przewarstwieniami muszlowców małżowych; w niecce płockiej i SE części wału kujawskiego w części spągowej formacji występują wapienie oolitowe z przewarstwieniami muszlowców i margli, przechodzące ku wschodowi w wapienie margliste, margle i wapienie piaszczyste z oolitami i glaukonitem, które zostały wyróżnione jako ogniwo raduckie (Dembowska, 1979a)
Formacja (IV) oolitowa	140 (Marek, 1961; Dembowska, 1979a), ok. 180 (Kutek i in., 1973)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyjątkiem wschodniej części obniżenia podlaskiego i najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) astart (Marek, 1961); formacja koralowo-oolitowa (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – obszar radomsko-lubelski (Dembowska, 1979a)	jasne wapienie oolitowo-onkolitowe z przewarstwieniami wapieni pelitowych, niekiedy kredowatych, oraz wapienie organodetrytyczne z bogatą fauną (Dembowska, 1979a)
Formacja (III) koralowcowa	80–90 (Dembowska, 1979a)	obniżenie podlaskie i SE część wyniesienia mazursko-suwalskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	typowy profil – brak typowy obszar – obniżenie podlaskie (Dembowska, 1979a)	wapienie o charakterze rafowym (biohermalnym) i przyrafowym z liczną fauną i onkoidami (Dembowska, 1979a)
Formacja (II) wapienno-marglista	12–171 (Marek, 1961); 20–25 (Kutek i in. 1973); 118–208 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyjątkiem obniżenia podlaskiego i SE części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górny raurak (Marek, 1961); najwyższa część formacji wapienno-gąbkowej z przeławiceniami marglisto-mułowcowymi (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – Kujawy (Dembowska, 1979a)	wapienie litograficzne i wapienie sine, margliste; oboczne w NE części monokliny przedsudeckiej wapienie pelitowe i organodetrytyczne (Dembowska, 1979a)
Formacja (I) gąbkowo-wapienna	171–260 (Marek, 1961); ok. 155 (Kutek i in. 1973); 172–262 (Dembowska, 1979a)	cały obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) newiz, argow–dolny raurak, raurak środkowy z obszaru wału kujawskiego (Marek, 1961); formacja wapienno-marglista i formacja wapienno-gąbkowa, bez najwyższej części z przeławiceniami marglisto-mułowcowymi z rejonu Lipna w niecce płockiej (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – południowe Kujawy (Dembowska, 1979a)	w dolnej części wapienie gąbkowe, wapienie i margle z przewarstwieniami mułowca marglistego z glaukonitem, wyżej wapienie gąbkowe z tuberoidami, onkoidami, strukturami mikrobilanymi i bioklastami, w dole z krzemieniami, w górze z koralowcami i liliowcami, obocznie wapienie biohermalne gąbkowo-mikrobialne (Marek, 1961; Kutek i in., 1973; Dembowska, 1979a)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
nieliczne amonity i dinocysty (niecka szczecińska; Matyja, 2010)	maksymalny zasięg czasowy: 153,99–150,01 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na terenie niecki szczecińskiej na górny kimeryd, a jej strop precyzyjnie na niższą (?) część poziomu *autisiodorensis* górnego kimerydu (Matyja, 2010); brak datowań biostratygraficznych utworów formacji z pozostałych regionów; kondensacje i powierzchnie erozyjne na spągu pozwalają jednak sądzić, że pomiędzy utworami formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej (z Chociwla) a utworami formacji (X) oolitowo-mułowcowej (Brdy) występuje mniejsza lub większa luka stratygraficzna
nieliczne amonity, otwornice i dinocysty (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977; Matyja, 2010; Wierzbowski i in., 2015)	maksymalny zasięg czasowy: 160,89–155,10 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana jest na dolny–górny oksford, przy czym jej spąg i strop są diachroniczne; na obszarze NE części niecki szczecińskiej jest datowana na wyższą część poziomu *mariae* dolnego oksfordu, a wyżej ponad luką stratygraficzną – na górną część na poziom *transversarium* środkowego oksfordu i najniższą część poziomu *bifurcatus* (?) górnego oksfordu (Matyja, 2010); na obszarze niecki pomorskiej jej dolna część jest datowana na poziom *cordatum* dolnego oksfordu (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977), natomiast na obszarze wschodniej części wyniesienia Łeby – na interwał od wyższej części poziomu *transversarium* środkowego oksfordu do wyższej części poziomu *hypselum* (?) górnego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015)
miejscami liczne amonity (Matyja, 2010; Wierzbowski i in. 2015)	ze względu na znaczną diachroniczność formacji, nie można podać jej precyzyjnych ram czasowych	na obszarze syneklizy perybałtyckiej datowana na oksford-kimeryd (Wierzbowski i in., 2015), a w południowo-środkowej jej części także na górny kimeryd–dolny tyton (Dembowska, 1973), na obszarze wyniesienia Łeby na wyższą część poziomu *plicatilis* i poziom *transversarium* środkowego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015), na obszarze północnej części niecki pomorskiej jej strop przypada prawdopodobnie na najniższy oksford (poziom *mariae*; Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977), w NE części niecki szczecińskiej jej strop datowany jest na najniższą część poziomu *mariae* dolnego oksfordu (Matyja, 2010)

mazursko-suwalskiego)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
amonity występują w dolnej morskiej części formacji, w części brakiczno-lagunowej – małżoraczki (Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965; Bielecka, Sztejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Bielecka, 1978; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2016; Sztejn, 1991), małże, serpule	145,24–140 (por. Wierzbowski i in., 2017; Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020)	początek sedymentacji formacji jest datowany na podstawie fauny amonitów na najwyższą część poziomu *scythicus* (panderi), którą zalicza się do najniższego górnego tytonu, wyższa natomiast brakiczno-lagunową część do poziomów małżoraczkowych F–A (Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965; Bielecka, Sztejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2016; Sztejn, 1991), z których poziom F znajdujący się poniżej ogniwa z Wieńca jest obecnie zaliczany do najwyższej jury (por. Leszczyński, 2002; Dziadzio i in., 2004; Grabowski i in., 2021)	utwory formacji zaliczają się do wyższej regresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
liczne amonity (Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965, 1983; Wierzbowski, 1981, 1985; Dembowska, Malinowska, 1985; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019; Grabowski i in., 2021)	151,07–145,24 lub 153,99–145,24 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na podstawie fauny amonitów na wyższą część poziomu *eudoxus* górnego kimerydu–wyższą część poziomu *scythicus* (*panderi*), którą zalicza się do najniższego górnego tytonu (Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965, 1983; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985; Dembowska, Malinowska, 1985; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019; Grabowski i in., 2021); spąg formacji na obszarze NE części niecki szczecińskiej jest datowany nieco wyżej, na poziom *autisiodorensis* górnego kimerydu (Matyja, 2010)	utwory formacji zaliczają się do niższej transgresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985), małże	152,42–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na podstawie fauny amonitów na wyższy dolny kimeryd (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985); początek jej sedymentacji może być określony na wyższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu na podstawie korelacji z początkiem sedymentacji podobnych utworów (formacją z Burzenina) z Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia (por. Wierzbowski, 2017); miejscami na obszarze północno-środkowej Polski (np. nad strefami biohermalnymi SE części wału pomorskiego) jej sedymentacja zaczyna się nieco wcześniej, tj. w poziomie *platynota* (?) górnego kimerydu (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985)	utwory formacji obejmują całą transgresywną-regresywną megasekwencję II (= LOK; por. Kutek, 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
ślimaki, małże, ramienionogi, koralowce, glony	obocznie 153,83–152,42, 156,23 i 152,42 (por. Hesselbo i in., 2020)	utwory formacji (IV) oolitowej mogą być datowane na podstawie korelacji z podobnymi utworami (formacja z Prusicka i formacja „oolitowa") z Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia na wyższą część poziomu *planula*–niższą część poziomu *platynota* dolnego kimerydu; na wschodzie niecki płockiej i zachodzie obniżenia podlaskiego osady formacji (IV) oolitowej mogą być nieco starsze, lecz brak precyzyjnych datowań	utwory formacji zaliczają się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
koralowce, ramienionogi, ślimaki, małże	157,25–154,23 (por. Hesselbo i in., 2020)	brak datowań biostratygraficznych; na podstawie korelacji litologicznych z sąsiednimi obszarami może być uznana za odpowiednik formacji (II) wapienno-marglistej i niższej części formacji (IV) oolitowej (tj. najniższy górny? oksford–niższy dolny kimeryd; por. Dembowska, 1979a)	utwory formacji zaliczają się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
otwornice (Smoleń, 2019)	obocznie 153,99–153,83, 157,25–153,83 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na terenie niecki płockiej na środkowy–najniższy górny oksford (por. Smoleń, Iwańczuk, 2018; Smoleń, 2019); prawdopodobnie jest ona młodsza na obszarach położonych bardziej na południe, gdyż na sąsiadującym obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia, jej pojawienie jest datowane na środkową część poziomu *planula* dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017); poprzedza ona pojawienie się płytkowodnej formacji (IV) oolitowej w dolnym kimerydzie	utwory formacji zaliczają się do regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity, otwornice (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985; Smoleń, 2019), gąbki, koralowce, liliowce	obocznie 159,66–153,13, 159,66–153,99, 161,53–157,25 lub 159,66–157,25 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie amonitów i otwornic na dolny (*mariae*?, *cordatum*) i środkowy oksford (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985; Smoleń, 2019); korelacja z formacją wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej części niecki łódzkiej wskazuje, że na zachodnim obszarze środkowej Polski formacja wapienno-gąbkowa kontynuowała się w profilu wiekowym aż do poziomów *planula* lub *platynota* dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017); na obszarze wschodniej Polski może sięgać tylko do środkowego oksfordu (por. Smoleń, 2019)	utwory formacji zaliczają się do początku regresywnej części megasekwencji I (Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

C) Lubelszczyzna (część środkowa i SE niecki puławskiej i jej NE obrzeżenie)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja z Babczyna	0–160 (Niemczycka, 1976b)	południowy kraniec Lubelszczyzny i jej część SE z wyłączeniem jej najbardziej wschodniego obszaru, gdzie ma nieco mniejszy zasięg niż formacja z Rudy Lubyckiej (Niemczycka, 1976b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); seria wapienna Babczyna (Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Cieszanów 1, Tomaszów Lubelski IG 1	białe lub beżowe wapienie detrytyczne z bio- i intraklastami oraz oolitowo-onkolitowe i glonowe; podrzędnie warstewki margli (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja z Rudy Lubyckiej	kilka–140 (Niemczycka, 1976b)	południowy kraniec Lubelszczyzny i jej część SE z wyłączeniem jej najbardziej wschodniego krańca (Niemczycka, 1976b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); seria dolomitowo-anhydrytowa (Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1	szare, beżowe i szarobrunatne dolomity krystaliczne, wapniste, wapnisto-ilaste, margliste, mułowcowe, mułowcowo-ilste i piaszczyste, porowate i z żyłkami anhydrytu, które są przewarstwione szarobiałymi i ciemnoszarymi anhydrytami lub plamistymi anhydrytami z przerostami dolomitów o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 3 m; podrzędnie jasne wapienie dolomityczne i wapienie ooidowo-detrytyczne (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja urzędowska	kilka–100	środkowa Lubelszczyzna; ku SE przechodzi w wyższą część formacji z Rudy Lubyckiej, ku NW – w wyższą część formacji głowaczowskiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b)	otwory wiertnicze: Zakrzew IG 1, Bystrzyca IG 1 (Niemczycka, 1976b)	szare, ciemnoszare i plamiste dolomity, dolomity margliste i wapniste oraz wapienie dolomityczne; pory wypełnione często związkami żelaza, spirytyzowane szczątki fauny, głównie małży, podrzędnie ziarna kwarcu i glaukonitu (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja głowaczowska	kilka–160 (Niemczycka, 1976b)	NW i środkowa część Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976a,b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b)	otwory wiertnicze: Żyrzyn IG 1, Ciepielów IG 1, Bystrzyca IG 1	szare pelitowe margle i wapienie margliste, wapienie margliste i margle detrytyczne oraz zlepieńcowate, mułowce; utwory formacji są partiami dolomityczne, zawierają liczne powierzchnie rozmycia i zlepieńce śródformacyjne oraz stylolity, liczne małże i zlepy muszlowe (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja tyszowiecka	kilka–100 (Niemczycka, 1976b)	SE część Lubelszczyzny między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim, ma ona nieco większy zasięg ku wschodowi niż formacja jarczowska (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); pstra seria tyszowiecka (Niemczycka, 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1 (Niemczycka, 1976b)	pstre, wiśniowo-szare piaskowce, mułowce i iłowce z przewarstwieniami zlepieńców iłowcowo-piaskowcowych zawierających okruchy skał metamorficznych, magmowych i piaskowców paleozoicznych oraz podrzędnie margle dolomityczne; w osadach występują cykle sedymentacyjne od zlepieńców do iłowców (Niemczycka, 1976a,b)
Formacja jarczowska	do 15 (Niemczycka, 1976b)	SE część Lubelszczyzny między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); utwory bagienne serii jarczowskiej (Niemczycka 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1 (Niemczycka, 1976b)	ciemnoszare i szarobrunatne mułowce i iłowce bezwapienne z przewarstwieniami piaskowców mułowcowych o spoiwie ilastym ze zwęglona florą, substancją węglistą, strukturami rizoidalnymi oraz okruchami porfirów kwarcowych, gnejsów i kwarcytów (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja z Baszni	48–70 (Niemczycka, 1976)	pas ciągnący się od rejonu Dolin i Cieszanowa, na północ od Zamościa, do Bugu w południowej części Lubelszczyzny; oddziela on obszar występowania facji morskich formacji bełżyckiej od obszaru pstrych osadów terygenicznych formacji tyszowieckiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); zielone margle z Babczyna (Żelichowski, 1961; Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Cieszanów 1, Doliny 1	zielone glukonitowo-chlorytowe margle i wapienie margliste z wtrąceniami wapnistych mułowców, iłowców oraz zlepieńców; skały zawierają okruchy czarnego lidytu i skał dolomitycznych, podrzędne wtrącenia anhydrytów (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja bełżycka	kilka–200 (Niemczycka, 1976b)	większość Lubelszczyzny, oprócz jej południowego krańca i części SE (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks oolitowo-pelitowy (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepielów IG 1, Żyrzyn IG 1	przewarstwiające się białe wapienie pelitowe, wapienie oolitowe i detrytyczne z bio- i intraklastami oraz onkoidami (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja jasieniecka	kilka–40 (Niemczycka, 1976)	NE, środkowa i SW część Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks wapieni krynoidowo-oolitowych (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepielów IG 1, Żyrzyn IG 1	organodetrytyczne wapienie liliowcowe barwy szarobiałej z fauną jeżowców, glonów, mszywiołów, małży, ślimaków, korali i ramienionogów, podrzędnie onkoidy, ooidy, intraklasty wapienne i ziarna kwarcu (Niemczycka, 1976b); w najbardziej wschodniej części Lubelszczyzny utwory tej formacji przechodzą obocznie w ciemnoszare margle organodetrytyczne kontaktujące z wapieniami koralowcowymi, które można zaliczyć do formacji (III) koralowcowej środkowej Polski (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja zakrzewska	2,5–15,0 (Niemczycka, 1976b)	środkowa część Lubelszczyzny wokół obszarów wyniesionych dawnych wysp, gdzie brak jest osadów niższej części jury górnej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); terygeniczne utwory dolomityczno-piaszczyste dolnego i niższej części środkowego oksfordu (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Rudniki IG 1, Zakrzew IG 1 (Niemczycka, 1976b); typowy obszar – centralna Lubelszczyzna (Niemczycka, 1976b)	dolomity piaszczyste barwy szarej i brunatnej z licznymi szczątkami zwęglonej i spirytyzowanej flory, okruchami węgli i czertów, podrzędnie warstewki brunatnego piaskowca ze zwęgloną florą, nieliczne szczątki szkarłupni; miejscami wapienie piaszczyste organodetrytyczne i dolomityczno-mułowcowe ze szczątkami flory oraz piaskowce wapniste (Niemczycka, 1976a, b)
Formacja kraśnicka	kilka–110 (Niemczycka, 1976b)	większość obszaru Lubelszczyzny, oprócz jej SE krańca i części strefy środkowej, gdzie brak było depozycji lub występują obocznie dolomityczno-piaszczyste osady formacji zakrzewskiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks wapieni gąbkowych zdolomityzowanych i kompleks wapieni gąbkowych z czertami (Niemczycka, 1965, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepielów IG 1, Żyrzyn IG 1	białe organodetrytyczne wapienie gąbkowe z ramienionogami, małżami i ślimakami, w dolnej części lokalnie zdolomityzowane, a w wyższej części z czertami, miejscami w wyższej części wapienie skaliste; w części SE obszaru Lubelszczyzny wapienie lekko piaszczyste ze szczątkami koralowców (Niemczycka, 1976a, b)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
otwornice i kalpionelle (Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	148,75–137,05 (por. Wierzbowski i in., 2017; Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic i kalpionelli na wyższy dolny tyton–berias (Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); brak precyzyjnych danych odnośnie do jej zasięgu	–
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	152,98–148,75 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na górny kimeryd–najniższy tyton (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); brak precyzyjnych danych odnośnie do jej zasięgu	utwory formacji tworzyły się warunkach morsko-ewaporacyjnych częściowo izolowanych lagun w pobliżu obszarów lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), małże	151,75–150,01 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na górny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z najwyższą regresywną częścią muszlowców i iłów z Guzowa (tj. wyższą częścią megasekwencji II) i ewentualnie niższą częścią wapieni nerineowych z Krzyżanowic (obejmującą najniższą część megasekwencji III) z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, może być datowana na poziomy *mutabilis* i *eudoxus* kimerydu górnego lub ewentualnie sięgać nieco wyżej w profilu (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)	formacja może być korelowana z wyższą regresywną częścią megasekwencję II (= LOK) i najniższą transgresywną częścią megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), małże	152,27–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na wyższy dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z muszlowcami i iłami z Guzowa oraz muszlowcami (ostrygowymi) z Wierzbicy i Ożarowa z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich może być datowana na interwał od wyższej części poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu do najniższej części poziomu *eudoxus* górnego kimerydu, przy czym jej górna granica z formacją urzędowską jest diachroniczna (por. Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005)	formacja obejmuje transgresywno-regresywną megasekwencję II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
brak	153,97–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	brak datowań biostratygraficznych, jest jednak uznawana za odpowiadająco wiekowo wyższej części formacji z Baszni (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się warunkach fluwialnych i plai, w lokalnych strefach akumulacji na obszarach lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), zwęglona flora, korzenie roślin	156,30–153,97 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na najwyższy oksford–dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); wraz z formacją tyszowiecką uznawana za odpowiednik wiekowy formacji z Baszni (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się warunkach deltowo-bagiennych, w lokalnych strefach akumulacji na obszarach lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
otwornice i małżoraczki (Niemczycka, 1976a; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	156,30–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); uznawana za odpowiednik wiekowy formacji bełżyckiej (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji zostały zaliczone do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	156,30–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z wapieniami oolitowymi i płytowymi z Wierzbicy i Ożarowa, wapieniami oolitowymi z Błazin i Skarbki oraz onkolitowymi wapieniami kredowatymi z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, może być datowana na wyższą część poziomu *hypselum* górnego oksfordu–niższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (por. Gutowski i in., 2005)	utwory formacji zostały zaliczone do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), jeżowce, glony, mszywioły, małże, ślimaki, ramienionogi	157,40–156,30 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na środkowy–górny oksford (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z wapieniami koralowcowymi z Bałtowa z NE obrzeżenia Gór Świetokrzyskich może być datowana na wyższą część poziomu *bifurcatus* i niższą część poziomu *hypselum* górnego oksfordu (por. Gutowski i in., 2005)	utwory formacji zostały zaliczone do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
zwęglona flora, nieliczne szczątki szkarłupni	159,66–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie pozycji w profilu, w szczególności do obocznej formacji kraśnickiej, może być datowana na wyższy dolny–górny oksford (poziom *cordatum* do niższej części poziomu *bifurcatus*; por. Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się w lokalnych strefach akumulacji obok obszarów lądowych (Niemczycka, 1976b), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
nieliczne amonity, otwornice, gąbki, ramienionogi, małże, ślimaki, koralowce	161,53–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	obecność warstwy bulastej może wskazywać na kondensację w najniższym oksfordzie; dolna część formacji datowana na podstawie fauny amonitowej na poziom *cordatum* dolnego oksfordu (miejscami być może poziom *mariae*); wiek stropu formacji może być przyjmowany na niższą część poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu na podstawie korelacji ze stropem podobnych utworów (tj. wapieni gąbkowych z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej, wapieni skalistych z Przepaści oraz wapieni płytowych z Bałtowa) z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; formacja kraśnicka jest też datowana na dolny– górny oksford na podstawie otwornic (Niemczycka, 1976a,b; Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	formacja jest również wyróżniana na obszarze obniżenia podlaskiego w zastępstwie formacji (I) gąbkowo-wapiennej (Niemczycka, 1976a; 1979); utwory formacji kraśnickiej zostały zaliczone do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

D) NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Wapienie nerineowe z Krzyżanowic	6–8 (Gutowski, 1992, 1998)	część NW obrzeżenia, w rejonie Krzyżanowice–Malenie–Krogulcza i antyklinie Annopola; w kierunku bardziej na NW, w rejonie Przytyka, utwory te są zastępowane przez facje margliste (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); warstwa wapieni nerineowych z Krzyżanowic wyróżniona w najwyższej części formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	wiercenie w Krogulczej, odsłonięcia w Krzyżanowicach i Maleniach (Gutowski, 1992, 1998)	żółtawe wapienie organodetrytyczne przeławicone marglami o tej samej barwie (Gutowski, 1992, 1998)
Muszlowce i iły z Guzowa, muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy i Ożarowa	muszlowce i iły z Guzowa – 15–20, muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy – 31–33, muszlowce (ostrygowe) z Ożarowa – 30 (Gutowski, 1992, 1998)	muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy i Ożarowa występują na całym obszarze NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; muszlowce i iły z Guzowa jedynie na NW części tego obszaru, gdyż bardziej na południe zostały usunięte przez erozję (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); kimeryd (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1976), ogniwo iłowców ostrygowych z Kotlarki i ogniwo zlepowo-muszlowcowe z Maleni wyróżnione w obrębie formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	muszlowce i iły z Guzowa: odsłonięcie w Wierzbicy i w Maleniach, wiercenia w Krogulczej i Guzowie; muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy i Ożarowa: odsłonięcia w Wierzbicy, Iłży i Ożarowie	od dołu: 1. Muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy i Ożarowa złożone z naprzemianległych warstw muszlowców, margli i wapieni mikrytowych, w dolnej części ławica z małżami z rodzaju *Actinostreon* lub ramienionogami, 2. Iły z Guzowa złożone z szaropopielatych iłów marglistych z cienkimi przewarstwieniami muszlowców, w najwyższej części organodetrytyczne muszlowce z kwarcem i okruchami krzemieni (poziom z Maleni) stanowiący granicę megasekwencji II i III (Gutowski, 1992, 1998)
Wapienie oolitowe i płytowe z Wierzbicy i Ożarowa	ok. 60 (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); kimeryd (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1976), ogniwo z Góry Zamkowej wyróżnione w obrębie formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	typowy obszar – rejony Wierzbicy–Iłży i Bałtowa–Ożarowa (Gutowski, 1992, 1998)	w spągu wapienie organodetrytyczne z małżami, wyżej wapienie mikrytowe, margle i skośnie warstwowane wapienie oolitowo-organodetrytyczne; profil kończą drobnouławicone wapienie mikrytowe z florą, nad którymi w przypadku wapieni oolitowych z Wierzbicy występuje powierzchnia nieciągłości (Gutowski, 1992, 1998)
Wapienie oolitowe z Błazin i Skarbki	wapienie oolitowe z Błazin – 35–40, wapienie oolitowe ze Skarbki – 90–110 m (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo astart (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wapienie oolitowe z Błazin – odsłonięcia w Błazinach i Iłży; wapienie oolitowe ze Skarbki – odsłonięcia w Skarbce, Glinianach i Krzemionkach Opatowskich (Gutowski, 1992, 1998)	wapienie oolitowe z Błazin składają się ze skośnie warstwowanych wapieni oolitowych bez fauny, w górnej części występują też wapienie organodetrytyczne i mikrytowe z fauną ślimaków, małży i ramienionogów, a na ich stropie rozwinięta jest powierzchnia nieciągłości (twarde dno); wapienie oolitowe ze Skarbki (oboczny odpowiednik wapieni oolitowych z Błazin) składają się w dolnej i górnej części z wapieni oolitowych, organodetrytycznych i mikrytowych ze szczątkami flory (w spągu jednostki) oraz fauną ślimaków, małży i ramienionogów, a w środkowej części – ze skośnie warstwowanych wapieni oolitowych; na stropie jednostki rozwinięta jest powierzchnia nieciągłości (Gutowski, 1992, 1998)
Onkolitowe wapienie kredowate	30–35 w rejonie Bałtowa, >50 w rejonie Wierzbicy (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo astart (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	odsłonięcia w Błazinach i Marylinie–Śniadkowie (Gutowski, 1992); typowy obszar – rejony Bałtowa–Ożarowa i Wierzbicy–Iłży (Gutowski, 1992, 1998)	słabo uławicone onkolitowe wapienie kredowate, podrzędnie wapienie organodetrytyczne z bioklastami, rzadziej ooidami; grube przewarstwienia wapieni mikrytowych, liczna fauna ślimaków, sporadyczne kolonie koralowców, poziomy krzemieni pasiastych (Gutowski, 1992, 1998)
Wapienie koralowców z Bałtowa	do 25 (Gutowski, 1992, 1998)	obszar środkowej i SE części obrzeżenia, na innych obszarach nie są odsłonięte (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); raurak (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	odsłonięcia w Bałtowie, Zarzeczu, Lemieszach i Stokach (Gutowski, 1992, 1998); typowy obszar – dolina rzeki Kamiennej (Gutowski, 1998)	grubouławicone i masywne wapienie koralowcowe, organodetrytyczne i onkolitowe; liczna fauna ostryg, ramienionogów, ślimaków, gąbek wapiennych, szkarłupni, serpul (Gutowski, 1992, 1998)
Wapienie płytowe z Bałtowa	ok. 100 (Gutowski, 1998)	część środkowa i SE obrzeżenia (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo argow (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wiercenia Magonie i Bałtów, odsłonięcia w rejonie Bałtowa i Stoków (Gutowski, 1992, 1998)	średnio- i gruboławicowe, lekko margliste wapienie mikrytowe z nieliczną fauną małży występującą jedynie na powierzchni niektórych warstw (Gutowski, 1992, 1998)
Wapienie skaliste z Przepaści, wapienie gąbkowe z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej	wapienie skaliste z Przepaści – 70, wapienie gąbkowe z Wyszmontowa – 30, wapienie gąbkowe z Woli Lipienieckiej – 170–200 (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, przy czym wapienie gąbkowe z Woli Lipienieckiej zastępują obocznie wapienie skaliste z Przepaści i wapienie gąbkowe z Wyszmontowa w NW części obrzeżenia (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); newiz i częściowo argow (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wapienie skaliste z Przepaści i wapienie gąbkowe z Wyszmontowa – profile dróg Wyszmontów–Ożarów i Podgrodzie–Przepaść, wapienie gąbkowe z Woli Lipienieckiej znane z wierceń np. Tychów Nowy, Wymysłów (Gutowski, 1992, 1998); typowy obszar – wapienie skaliste z Przepaści i wapienie gąbkowe z Wyszmontowa – region Bałtów–Ożarów, wapienie gąbkowe z Woli Lipienieckiej – NW część obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	od dołu: 1. Wapienie gąbkowe z Wyszmontowa składające się ze średnioławicowych wapieni mikrytowych z gąbkami, ramienionogami, belemnitami, amonitami, trochitami liliowców i pojedynczymi małżami, 2. Wapienie skaliste z Przepaści – masywne wapienie dawnych bioherm gąbkowo-mikrobialnych z gąbkami i serpulami, 3. Wapienie gąbkowe z Przepaści z występujące obocznie zbudowane ze średnioławicowych wapieni mikrytowych z gąbkami, małżami, trochitami liliowców i amonitami (te ostatnie utwory nie są jednak w pełni odsłonięte; Gutowski, 1992, 1998)

E) SW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja „muszlowcowa”	70–120 (Kutek, 1994a)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Kutek, 1994a)	nie w pełni formalna jednostka ustanowiona przez Kutka (1994a); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami: (od dołu) muszlowce skorkowskie, górne wapienie płytowe, iły stropowe, muszlowce stropowe (obocznie muszlowce brzeskie i staniewickie; Kutek, 1968; Matyja i in., 2006; Matyja, 2011); muszlowce małżowe i wapienie (Kutek, 1994a)	kamieniołom w Małogoszczu, okolice Staniewic i Głuchowa (Kutek, 1968, 1994a; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	od dołu: 1. Muszlowce skorkowskie obejmujące gruboławicowe muszlowce z małżami z rodz. *Actinostreon* i *Nanogyra* oraz wapienie onkolitowe, 2. Górne wapienie płytowe składające się z uławiconych wapieni mikrytowych i margli z nielicznymi ławicami muszlowców, 3. Iły stropowe obejmujące ciemne margle i podrzędnie wapienie margliste z rzadkimi ławicami muszlowców, 4. Gruboławicowe muszlowce stropowe z małżami z rodz. *Nanogyra* (obocznie również muszlowce brzeskie i staniewickie; Kutek, 1968, 1995; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)
Formacja ze Spinkowej Góry	40–50 (Wierzbowski, 2020)	środkowa część SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w kierunku południowym i północnym zastępowana obocznie przez wapienie oolitowe (Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami: (od dołu) kompleks oolitowo-płytowy, wapienie płytowe i iły podścielające (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	kamieniołom w Małogoszczu (Wierzbowski, 2020); typowy obszar – między miejscowościami Lipie, Gruszczyn, Skorków a Mieronice (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwo margli z Kiełczygłowa zbudowane z margli z cienkimi przeławiceniami wapieni mikrytowych, 2. Ogniwo wapieni z Grabek składające się z wapieni mikrytowych z podrzędnymi przewarstwieniami wapieni organodetrytyczno-oolitowo-onkolitowych, 3. Ogniwo margli z Dobromierza zbudowane z szarych margli z przewarstwieniami wapieni mikrytowych, 4. Ogniwo wapieni z Buczyny składające się z drobnouławiconych wapieni mikrytowych z przemazami marglistymi (Wierzbowski, 2020)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
nieliczne amonity	151,07–150,93 (por. Hesselbo i in., 2020)	w obrębie osadów znaleziono faunę amonitową charakterystyczną dla przełomu poziomów *eudoxus* i *autissiodorensis* górnego kimerydu (Dąbrowska, 1957; Gutowski, 1992, 1998)	utwory zaliczone do najwyższej części formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; wapienie nerineowe z Krzyżanowic należą do najniższej, transgresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), małże, ramienionogi	152,27–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	w najniższej części muszlowców (ostrygowych) z Wierzbicy i Ożarowa udokumentowano górną część poziomu *hypselocyclum*, tj. horyzont *semistriatum* podpoziomu *lothari* dolnego kimerydu; w ich wyższej części występuje fauna charakterystyczna dla niższej części poziomu *divisum* dolnego kimerydu, a w stropie iłów z Guzowa (poziom z Maleni) fauna poziomu *eudoxus* górnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b; Wierzbowski, 2023)	utwory zaliczone do formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; muszlowce (ostrygowe) z Wierzbicy i Ożarowa oraz muszlowce i iły z Guzowa obejmują całość transgresywno-regresywnej megasekwencji II (= LOK; por. Kutek 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity	152,98–152,27 (por. Hesselbo i in., 2020)	w wapieniach oolitowych i płytowych z Wierzbicy i Ożarowa udokumentowano poziom *hypselocyclum* dolnego kimerydu	utwory zaliczone do formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; wapienie oolitowe i płytowe z Wierzbicy i Ożarowa zaliczono do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity, ślimaki, małże, ramienionogi	154,78–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	dolna część wapieni oolitowych ze Skarbki datowana na podstawie fauny amonitów na poziom *bimammatum* dolnego kimerydu; na podstawie datowania utworów nadległych mogą być przypisane do poziomów *bimammatum*, *planula* i *platynota* dolnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapienie oolitowe z Błazin i Skarbki zaliczono do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), ślimaki, nieliczne koralowce	156,30–153,42 (por. Hesselbo i in., 2020)	w onkolitowych wapieniach kredowatych udokumentowano poziom *hypselum* górnego oksfordu, a w wyższej ich części poziom *planula* dolnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	onkolitowe wapienie kredowate zaliczono do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), koralowce, ostrygi, ramienionogi, ślimaki, gąbki, serpule, szkarłupnie	157,40–156,30 (por. Hesselbo i in., 2020)	w wapieniach koralowcowych z Bałtowa udokumentowano poziom *bifurcatus* górnego oksfordu; mogą one sięgać jednak trochę wyżej w profilu (Gutowski, 1992, 1998)	wapienie koralowcowe z Bałtowa zaliczono do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998)	159,38–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	w obrębie wapieni płytowych z Bałtowa udokumentowano wyższą część poziomu *transversarium* środkowego oksfordu; na podstawie pozycji w profilu można wnioskować, że obejmują one dłuższy interwał od najwyższej części (?) poziomu *cordatum* dolnego oksfordu do niższej części poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapienie płytowe z Bałtowa zaliczono do niższej, regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), gąbki, ramienionogi, belemnity, serpule, małże	161,53–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	poziomy *mariae* i *cordatum* dolnego oksfordu udokumentowano w wapieniach gąbkowych z Wyszmontowa; a w najniższej i najwyższej części wapieni skalistych z Przepaści odpowiednio udokumentowano górną część poziomu *cordatum* dolnego oksfordu i niższą część poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapienie skaliste z Przepaści, wapienie gąbkowe z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej zaliczono do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
dość liczne amonity (Kutek, 1994a; Matyja, 2011), małże	152,46–151,22 (por. Hesselbo i in., 2020)	pojawienie się muszlowców skorkowskich, stanowiących najniższą część formacji „muszlowcowej", datowane na horyzont semistriatum leżący w wyższej części podpoziomu *lothari*, poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Matyja, 2011); iły stropowe są datowane na najwyższą część poziomu *mutabilis* górnego kimerydu (Matyja, 2011)	utwory formacji rozpoczynają transgresywną część megasekwencji II (= LOK; por. Kutek, 1994a, Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
brak	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	datowana na poziom *hypselocyclum* (bez spągowej i stropowej części) górnego kimerydu na podstawie datowań utworów pod- i nadległych (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

E) cd.

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja oolitowa z Małogoszcza	60–70	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami – od dołu formacja obejmuje: podścielające wapienie płytowe, dolny oolit, wapienie pasiaste, górny oolit, horyzont onkolitowy (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	kamieniołom w Małogoszczu (Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020); typowy obszar – okolice Skorkowa, Sobkowa i Małogoszcza (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwo wapieni z Rogalowa składające się z wapieni mikrytowych z bioklastami, oolitami i przewarstwieniami marglistymi, 2. Ogniwo wapieni oolitowych z Głuchowca składające się z gruboławicowych wapieni oolitowych, 3. Ogniwo wapieni pasiastych z Mieronic składające się z naprzemianległych warstw wapieni mikrytowych i detrytycznych, 4. Ogniwo wapieni oolitowych z Sobkowa składające się z wapieni oolitowych z przewarstwieniami wapieni mikrytowych i detrytycznych z fauną, 5. Warstwa onkolitu z Celin zbudowana z wapieni onkolitowych z dużymi pizoonkoidami (Wierzbowski, 2020)
Formacja z Bukowej	55–75 (Wierzbowski, 2020)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami – od dołu formacja obejmuje: wapienie kredowate, utwory znad wapieni kredowatych i najniższy poziom marglisty (Kutek, 1968; Matyja 1977, 2011; Matyja i in., 2006a)	kamieniołom w Bukowej (Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020); typowy obszar – Gruszczyn–Żerniki–Sobków (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwo wapieni koralowcowych z Piekielnicy składającego się z jednostki spągowej (*basal unit*) zawierającej wapienie organodetrytyczne, mikrytowe i margle oraz w wyższej części wapienie kredowate z liczną fauną, 2. Ogniwo wapieni z Leśnicy składające się z wapieni mikrytowych i organodetrytyczno-oolitowych, 3. Ogniwo margli z Gór zbudowane z margli i wapieni marglistych (Wierzbowski, 2020)
Formacja pilecka	450–535 (Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977; Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020) w nawiązaniu do Matyi, Wierzbowskiego (1994b, 2004); utwory tej formacji były znane pod nazwami „wapienie siedleckie" (Matyja, 1977, 2011) lub „ogniwo wapieni siedleckich" (Matyja i in., 1989); zostały zaliczone do formacji pileckiej, znanej z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej przez Wierzbowskiego (2020)	odsłonięcia Wierzbica–Siedlce i Wolica–Sobków; typowy obszar – środkowa część obrzeżenia w dolinie Nidy–Czarnej Nidy	gruboławicowe wapienie mikrytowe z bardzo ubogą fauną, lokalnie w dolnej części warstwy margliste (warstwa z Wolicy), w górnej części lokalnie przewarstwienia wapieni detrytycznych z ooidami, onkoidami i bioklastami (Matyja, Wierzbowski, 2014; Wierzbowski, 2020)
Wapienie skaliste	0–250 (Matyja, 1977)	wapienie skaliste występują obocznie z niższą częścią uławiconych wapieni formacji pileckiej (por. Matyja, 1977; Wierzbowski, 2020)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Matyję (1977)	brak	masywne wapienie skaliste dzielą się na 3 typy litofacjalne: A – beżowe wapienie z gąbkami, serpulami i mszywiołami, B – jasne wapienie mikrytowe z licznymi skamieniałościami, C – sparytowe wapienie organodetrytyczne występujące w stropie jednostki (Matyja, 1977)
Wapienie morawickie	110–150 (Matyja, 1977)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Matyję (1977), od jednostki o tej samej nazwie używanej przez Złonkiewicza (2009) na obszarze Niecki Nidziańskiej różni się nieco inną litologią, tj. brakiem udziału biohermalnych wapieni skalistych	brak	grubo- i średnioławicowe jasnoszare wapienie mikrytowe z gąbkami, tuberoidami i licznymi skamieniałościami, w tym ramienionogami, amonitami, belemnitami i liliowcami (Matyja, 1977)
Wapienie siwe, wapienie margliste	wapienie margliste – 5,5–6,5, wapienie siwe – 5,3–8,5 (Matyja, 1977)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977)	jednostki nieformalne wprowadzona przez Matyję (1977)	odsłonięcia w Tokarni, Mieczynie, Woli Morawickiej, Wielebnowie i Brzezinach (Matyja, 1977); typowy obszar – brak	od dołu: 1. Wapienie margliste składające się z występujących na przemian wapieni mikrytowych i marglistych oraz margli z fauną amonitów, belemnitów, ramienionogów, liliowcami, serpulami, mszywiołami i igłami gąbek, 2. Wapienie siwe składają się z ciemnoszarych uławiconych wapieni peloidowych z igłami gąbek i otwornicami oraz nielicznymi przeławiceniami marglistymi (por. Matyja, 1977)

F) Niecka Nidziańska

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar
Iły stropowe, wapienie płytowe górne, muszlowce skorkowskie	iły stropowe – brak danych, wapienie płytowe górne ok. 34, muszlowce skorkowskie ok. 50	jednostka częściowo lub całkowicie usunięta erozyjnie na terenie Niecki Nidziańskiej, przy czym jej erozja pogłębia się w stronę SW; iły stropowe, których nie stwierdzono w profilach otworów wiertniczych, są przypuszczalnie zachowane jedynie szczątkowo (por. Złonkiewicz, 2009)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Złonkiewicza (2009)	typowy profil – brak danych; typowy obszar – muszlowce skorkowskie – NW część Niecki Nidziańskiej i rejon Włoszczowy w centralnej części niecki; pozostałe jednostki – brak danych (por. Złonkiewicz, 2009)
Wapienie płytowe i iły podścielające, płytowe wapienie detrytyczne, kompleks oolitowo-płytowy (w skrócie: wapienie oolitowo-płytowe i iły)	kompleks oolitowo-płytowy 10–111, płytowy wapień detrytyczny do 74, wapienie płytowe i iły podścielające 78 (Złonkiewicz, 2009)	obszar Niecki Nidziańskiej z wyjątkiem jej najbardziej SW części, gdzie utwory jednostki zostały usunięte erozyjnie (por. Złonkiewicz, 2009)		liczne otwory wiertnicze z całej Niecki Nidziańskiej (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak
Górny i dolny oolit i kompleks wapieni pasiastych (w skrócie: wapienie oolitowe i pasiaste)	11–73 (Złonkiewicz, 2009)	wapienie oolitowe występują na całym obszarze Niecki Nidziańskiej; kompleks wapieni pasiastych jedynie w części NE w rejonie Włoszczowy (por. Złonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Kostki Małe 2, Działoszyce, Potok Mały IG 1 (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak
Najniższy poziom marglisty i wapienie kredowate	wapienie kredowate 50–150; najniższy poziom marglisty 10–20 (Złonkiewicz, 2009)	wapienie kredowate występują w centralnej części Niecki Nidziańskiej i lokalnie w jej SE części, najniższy poziom marglisty występuje na całym obszarze niecki (Złonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Biała Wielka IG 1, Węgrzynów IG 1, Włoszczowa IG 1, Brzegi IG 1, Secemin IG 1, Jędrzejów IG 1 (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak
Wapienie siedleckie	300–625 (Złonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej		otwory wiertnicze Jaronowice, Potok Mały IG 1, Włoszczowa IG 1, Zagość 2 (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak
Wapienie skaliste i wapienie morawickie	wapienie skaliste do 120, wapienie morawickie 50–200, (Złonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej (Złonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Kostki Małe 2, Milianów IG 1 (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak
Margle i wapienie margliste	10–20 (Złonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej (Złonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Potok Mały IG 1, Kostki Małe 2 i Jędrzejów IG 1 (Złonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
liczne amonity (Wierzbowski, 2020)	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z formacji oolitowej z Małogoszcza datują jej utwory na wyższą część poziomu *platynota* i niższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
liczne amonity (Wierzbowski, 2020)	153,64–153,15 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z utworów formacji z Bukowej datują ją na najwyższą część poziomu *planula* i poziom *platynota* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
w niektórych poziomach liczne amonity (Matyja, 2011, Wierzbowski, 2020)	155,79–153,64 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z dolnej części formacji pileckiej (tj. warstwa z Wolicy) datują ją na poziom *hypselum* górnego oksfordu, górna część formacji datowana na podstawie amonitów na poziom *planula* (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
gąbki, serpule, mszywioły	155,79–154,23 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie korelacji z współwystępującymi wapieniami ławicowymi formacji pileckiej datowane na wyższą część poziomu *hypselum* i poziom *bimammatum* przełomu oksfordu i kimerydu (por. Matyja, 1977)	wapienie skaliste zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
liczne amonity środkowego i górnego oksfordu (Matyja, 1977), gąbki, ramienionogi, belemnity, liliowce	158,73–155,79 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie morawickie datowane na interwał od wyższej części poziomu *plicatilis* środkowego oksfordu do niższej części poziomu *hypselum* górnego oksfordu (Matyja, 1977)	wapienie morawickie zaliczają się do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
liczne amonity poziomów *mariae* i *cordatum* dolnego oksfordu oraz *plicatilis* środkowego oksfordu (Matyja, 1977), belemnity, ramienionogi, liliowce, serpule, mszywioły, igły gąbek, otwornice	161,53–158,73 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie margliste datowane na podstawie fauny amonitów na poziomy *mariae* i *cordatum* dolnego oksfordu, a wapienie siwe na poziom *plicatilis* środkowego oksfordu; nie obejmują jednak zapewne całości tego poziomu (Matyja, 1977)	wapienie siwe i wapienie margliste zaliczają się do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]]	Biostratygrafia
jednostki od dołu: 1. Muszlowce skorkowskie składające się z wapieni detrytycznych z małżami, onkoidami, ramienionogami i liliowcami oraz wapieni marglistych, 2. Wapienie płytowe górne składające się z margli, wapieni marglistych, wapieni detrytycznych z bioklastami, onkoidami i ooidami, 3. Iły stropowe zachowane szczątkowo (por. Złonkiewicz, 2009)	małże, ramienionogi, szkarłupnie	152,46–151,22 (por. Hesselbo i in., 2020)	iły stropowe, wapienie płytowe górne, muszlowce skorkowskie na podstawie korelacji z formacją „muszlowcową" z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na interwał od wyższej części poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu do poziomu *mutabilis* górnego kimerydu
jednostki od dołu: 1. Kompleks oolitowo-płytowy składające się z wapieni pelityczno-marglistych z bioklastami, ooidami, onkoidami i peloidami zazębiający się z 2. Płytowym wapieniem detrytycznym składającym się z wapieni detrytycznych z małżami, koralami, ślimakami i stromatolitami. 3. Wapienie płytowe i iły podścielające składające się z szarożółtych bezwapnistych iłów przechodzących w wapienie pelityczne z ooidami i liliowcami (por. Złonkiewicz, 2009)	małże, ślimaki, korale, liliowce	152,77–152,46 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie płytowe i iły podścielające, płytowe wapienie detrytyczne, kompleks oolitowo-płytowy na podstawie korelacji z formacją ze Spinkowej Góry z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na środkową część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu
wapienie oolitowe nierozdzielone lub rozdzielone (górny i dolny oolit) pakietem wapieni pasiastych; ku krawędziom Niecki Nidziańskiej wzrasta udział materiału detrytycznego (bioklasty, onkoidy i peloidy) oraz udział materiału marglistego (por. Złonkiewicz, 2009)	brak	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	górny i dolny oolit i kompleks wapieni pasiastych na podstawie korelacji z formacją oolitową z Małogoszcza z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na wyższą część poziomu *platynota* i niższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu
białe kruche wapienie kredowate bez fauny z przewarstwieniami zawierającymi biodetryt koralowców, glonów, małży, ślimaków i liliowców, a także onkoidy i ooidy, lokalnie przechodzą w wapienie koralowcowe, wapienie margliste i margle masywne z przewarstwieniami iłów (Złonkiewicz, 2009)	koralowce, glony, małże, ślimaki, liliowce	153,64–153,15 (por. Hesselbo i in., 2020)	najniższy poziom marglisty i wapienie kredowate na podstawie korelacji z formacją z Bukowej z SW obrzeżenia Gór Świetokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na wyższą część poziomu *planula* i niższą część poziomu *platynota* dolnego kimerydu
dominują pelityczne wapienie szare, kremowe, szarożółte i niebieskawe, lokalnie występują pakiety ciemnoszarych margli (poziomy margliste), w niektórych miejscach występuje facja pelityczno-gąbkowa z domieszką biodetrytu, a w stropie pojawia się facja pelityczno-koralowcowa będąca obocznym odpowiednikiem wapieni kredowatych (Złonkiewicz, 2009)	brak	154,68–153,64 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie siedleckie na podstawie korelacji z formacją pilecką z obszaru SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017, 2020) mogą być datowane na przybliżony przedział obejmujący większą część poziomów *bimammatum* i *planula* dolnego kimerydu
jasnoszare, kremowoszare i beżowoszare, płytowe wapienie tuberoidowe z fragmentami gąbek, lokalnie przewarstwione tuberoidowymi wapieniami marglistymi oraz wapienie skaliste bioherm gąbkowo-mikrobialnych (Złonkiewicz, 2009)	gąbki	158,736–153,730 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie częściowej korelacji z wapieniami morawickimi i masywnymi wapieniami bioherm gąbkowo-mikrobialnych towarzyszących formacji pileckiej z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977) mogą być datowane na interwał od środka poziomu *plicatilis* środkowego oksfordu do środka poziomu *planula* dolnego kimerydu
margle i wapienie margliste występujące w różnych proporcjach. W strefie osiowej Niecki Nidziański spągowe i stropowe pakiety margli są przedzielone pakietem bardziej wapnistym z tuberoidami (Złonkiewicz, 2009)	otwornice (Złonkiewicz, 2009)	159,66–158,73 (por. Hesselbo i in., 2020)	otwornice datują margle i wapienie margliste na dolny i środkowy oksford (por. Złonkiewicz, 2009); na podstawie korelacji z wapieniami siwymi, marglami i wapieniami marglistymi z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977; Złonkiewicz, 2009) mogą być datowane na poziom *cordatum* dolnego oksfordu i niższą część poziomu *pliactilis* środkowego oksfordu

TAB. 4 cd.

G) Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska (= monoklina śląsko-krakowska i SE część monokliny przedsudeckiej) oraz południowa część niecki łódzkiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar
Formacja z Burzenina	do 30–110, na części obszaru wyższa część formacji z Burzenina jest usunięta erozyjnie (Wierzbowski, 2017)	północna część Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia (pełna miąższość formacji jest zachowana jedynie na części obszaru – Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2017), wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami; formacja ta obejmuje szereg nieformalnych jednostek wyróżnianych na terenie Wyżyny Wieluńskiej i jej północnego obrzeżenia, tj. (od dołu) górny zespół marglisty, mikrytowe wapienie, margle i muszlowce, warstwy zlepieńcowe, wapienie ze ślimakami (Kowalski, 1958; Wierzbowski i in., 1983; Wierzbowski, 2017)	profile otworów wiertniczych i odsłonięć w okolicy Kiełczygłowa, Bełchatowa i Szczercowa (Wierzbowski 2017); typowy obszar – NE obrzeżenie Wyżyny Wieluńskiej – okolice Burzenina, Dubidz, Bełchatowa i Szczercowa (Wierzbowski, 2017)
Formacja „oolitowa"	do 220, minimalna miąższość nie jest znana (Wierzbowski, 2017)	północna część Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia z wyjątkiem strefy zachodniej (Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	utwory zbliżone do opisu formacji (IV) oolitowej (wg Dembowskiej, 1979a) zostały zaliczone do nieformalnej jednostki, tj. formacji „oolitowej" wg Wierzbowskiego (2017) ze względu na niejasność jej pierwotnej definicji i niejasne korelacje lateralne utworów oolitowych z Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenia, gdzie nie są one w pełni odsłonięte	odkrywka Szczerców, odsłonięcia w rejonie Kiełczygłowa (Wierzbowski, 2017); typowy obszar – północna część Wyżyny Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017)
Formacja z Prusicka	do ok. 150–200 (Wierzbowski, 2017)	Wyżyna Wieluńska i jej NE obrzeżenie, północna część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Wierzbowski, 2017)	formacja ustanowiona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b), jej opis i definicja uzupełnione w pracy Wierzbowskiego (2017); wcześniej te same utwory znane były pod innymi nazwami; formacja obejmuje szereg nieformalnych jednostek wyróżnianych na terenie Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenia, tj. (od dołu): dolny zespół marglisty, środkowe wapienie płytowe, środkowe wapienie kredowate, wapienie kredowate z Kuchar, wapienie kredowate z Prusicka, wapienie kredowate z Pajęczna, środkowy zespół marglisty, górne wapienie kredowate, wapienie kredowate z Kul (Wierzbowski, 1966; Kutek i in., 1973; Wierzbowski i in., 1983; Wierzbowski, 2017).	profile we wsi Kule na północ od Kiełczygłowa, profile pomiędzy Latosówką a Kucharami, profile w pobliżu wsi Mokrzesz i rejonie Skowronów–Piaski, na wschód od Częstochowy (Wierzbowski, 2017); typowy obszar – NE część Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenie
Formacja wapieni koralowcowych z Bukowej	ok. 20 (Wierzbowski i in., 1992)	lokalnie na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Matyja, Wierzbowski 1994b)	formacja wyróżniona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b) przez analogię do podobnego typu skał z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; wapienie koralowe (Różycki, 1953), wapienie koralowcowe z Julianki (Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 2004)	odsłonięcie Julianka, wiercenie Janina (Matyja, Wierzbowski, 1994b); typowy obszar – między Julianką a Dzibicami na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (Matyja, Wierzbowski 1994b)
Formacja pilecka	0–250 (Wierzbowski, 2017)	NE część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, gdzie występują młodsze utwory górnej jury, Wyżyna Wieluńska i południowa część niecki łódzkiej (Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	formacja ustanowiona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b); wapienie płytowe litograficzne i wapienie kredowate (najwyższy raurak; Różycki, 1953)	brak
Formacja wapieni gąbkowych częstochowskich	od dołu: ogniwo wapieni i margli jasnogórskich – do kilku metrów, ogniwo margli grójeckich – od kilku do kilkunastu metrów, ogniwo wapieni z Jaworznika – do kilku metrów, ogniwo wapieni zawodziańskich – od kilkudziesięciu do ok. 200, ogniwa wapieni skalistych – do ok. 400 (Matyja, Wierzbowski, 1994b; Wierzbowski, 2017)	cały obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej oraz południowej i środkowej części niecki łódzkiej; na obszarach ww. wyżyn w pasie SW występuje erozyjne usunięcie młodszych utworów formacji wapieni gąbkowych częstochowskich	nazwę wprowadzili Matyja i Wierzbowski (1994b, 2004); wcześniej utwory znane pod innymi nazwami (por. Różycki, 1953; Wierzbowski, 1966); od dołu: margle grójeckie i warstwy jasnogórskie (najwyższy dywez i newiz), warstwy zawodziańskie (argow), dolne i górne wapienie skaliste (najwyższy argow i raurak; wg Różyckiego, 1953); utwory z okolic Krakowa szczegółowo scharakteryzowane przez Matyszkiewicza (1996, 1997, 2001) i Krajewskiego (2001; Krajewski, Olchowy, 2023)	brak

H) zapadlisko przedkarpackie i jego część pod nasunięciami Karpat fliszowych

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar
Formacja dolomityczno--wapienna z Ropczyc	92–319 (Matyja, 2009)	południowa część zapadliska przedkarpackiego (Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami; Golonka (1978) niższą część serii dolomityczno-wapiennej wydzielał jako serię z Ropczyc, a Gutowski i in. (2007) jako część serii muszlowcowo-oolitowej dolnej, pierwotnie formacja była wydzielana jako wapienno-dolomityczne ogniwo formacji z Ropczyc (wg Matyi i Barskiego, 2007 oraz Matyi, 2009); Urbaniec i in. (2010) wydzielili z formacji z Ropczyc górne ogniwo wapienno-margliste, które zaliczyli do nowo utworzonej formacji z Zagorzyc	brak referencyjnego profilu w pracach Matyi i Barskiego (2007) oraz Matyi (2009); wcześniej Golonka (1978) dla formacji dolomityczno-wapiennej z Ropczyc podał referencyjny profil Ropczyce-3; typowy obszar – brak
Formacja muszlowców ze Smęgorzowa	0–100 (Matyja, 2009)	północna część zapadliska przedkarpackiego (utwory formacji są najbardziej kompletne bliżej środka zapadliska, gdzie erozja sięgnęła najpłycej; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009)	nazwę wprowadził Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji opisywano pod nieco innymi nazwami: formacja wapienno-dolomityczna, muszlowcowa (D) podzielona na ogniwa a, b, c (wg Morycowej i Moryca, 1976); wapienno-marglista seria muszlowcowa (seria muszlowców skorkowskich) na przedpolu Karpat (wg Golonki, 1978); w części seria muszlowcowo-oolitowa dolna (wg Gutowskiego i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Matyi (2009), wcześniej Golonka (1978) dla wapienno-marglistej serii muszlowcowej (serii muszlowców skórkowskich) przedpola Karpat podał referencyjny profil otworu Niwki 3; a Gutowski i in. (2007) dla serii muszlowcowo-oolitowej dolnej profil otworu Nieczajna 4; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa, Moryc, 1976; Matyja, 2009)
Formacja wapieni koralowcowych z Pilzna	0–466 (Matyja, 2009)	środek południowej części zapadliska przedkarpackiego (rejon Dębicy i Tarnowa), na wschodzie i zachodzie południowej części zapadliska jest częściowo usunięta erozyjnie (por. Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007), która została potwierdzona przez Matyję (2009); we wcześniejszych pracach nie wyróżniano koralowcowych wapieni rafowych jako odrębnej formacji; w części odpowiada serii koralowcowo-onkolitowej Gutowskiego i in., (2007)	otwory wiertnicze Pilzno 40 i Nawsie 1 (Matyja, Barski, 2007); typowy obszar – brak

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
formacja dzieli się na (od dołu): 1. Ogniwo margli z Kiełczygłowa składające się z ciemnoszarych margli i wapieni marglistych z ubogą fauną, 2. Ogniwo z Majaczewic (składające się z wapieni mikrytowych lokalnie z liczna fauną małży oraz wapieni marglistych i margli zawierające u spągu poziom onkolitowy) i 3. Ogniwo wapieni ślimakowych z Sarnowa (składające się z margli i wapieni marglistych z małżami i warstwami zawierającymi liczne skorupki małych ślimaków; na stropie ogniwa występują wapienie z małżami i bioklastami; Wierzbowski, 2017)	liczne amonity poziomów *hypselocyclum* i *divisum* (por. Wierzbowski, 2017), małże, ślimaki	152,57–151,75 (por. Hesselbo i in., 2020)	poziomy *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu datowane na podstawie amonitów (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji rozpoczynają transgresywną część megasekwencji II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
poziomy wapieni kredowatych z koralami i ooidami, wapieni oolitowych i onkolitowych (A, C, F liczone od dołu) przedzielone poziomami margli i wapieni marglistych (B,D, E; Wierzbowski, 2017)	nieliczne amonity poziomu *hypselocyclum* (Wierzbowski, 2017), korale	153,13–152,57 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższa część formacji „oolitowej" datowana na niższą część i środek poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
formacja dzieli się na (od dołu): 1. Ogniwo wapieni kredowatych z Kuchar (składające się z miękkich wapieni kredowatych z liczną fauną gąbek, ramienionogów, serpulidów, mszywiołów i rzadszych koralowców), które zazębiają się z 2. Ogniwem wapieni z Mstowa (składającym się z szaroniebieskich i żółtych cienkoławicowych wapieni i wapieni marglistych z przeławiceniami margli i ubogą fauną), 3. Ogniwo wapieni ze Skowronowa (składające się z cienkoławicowych wapieni mikrytowych z przeławiceniami margli i ubogą fauną), 4. Ogniwo margli z Gór (składające się z, od dołu, szaroniebieskich margli z ubogą fauną, wapieni mikrytowych z małżami i ramienionogami) oraz 5. Ogniwo wapieni kredowatych z Kul (składające się z uławiconych wapieni kredowatych z liczną fauna gąbek, serpulidów, ramienionogów, mszywiołów, małży, a także rzadszymi ślimakami, liliowcami i koralowcami oraz czertami; Wierzbowski, 2017)	liczne amonity poziomu *planula* i *platynota* (Wierzbowski, 2017), gąbki, ramienionogi, serpule, mszywioły, rzadkie koralowce, liliowce, ślimaki	153,85–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższa część poziomu *planula* (podpoziom *galar*) i poziom *platynota* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; z podrzędnymi cyklami o niejasnej genezie transgresywno-regresywnej lub klimatycznej; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
masywne wapienie organodetrytyczne z koralowcami kolonijnymi i ich detrytusem tworzące izolowane ciała na szczytach starszych bioherm gąbkowo-mikrobialnych (por. Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b)	koralowce kolonijne (Roniewicz, 2004)	153,83–153,64	na podstawie fauny amonitów pochodzących z niżej i wyżej leżących utworów może być datowana na wyższą część poziomu *planula* dolnego kimerydu (por. Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b)	utwory formacji zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
formacja dzieli się na (od dołu): gruboławicowe wapienie mikrytowe pylaste zaliczane do ogniwa wapieni z Wolbromia oraz ich odmiany lateralne (wyróżnione jako niezależne ogniwa) oraz ogniwo margli z Latosówki (Matyja, Wierzbowski, 1994b, 2004; Wierzbowski, 2017)	niezbyt liczne amonity poziomu *planula* (Wierzbowski, 2017)	153,99–153,83 lub obocznie 152,52–152,91 (por. Hesselbo i in., 2020)	całość formacji o znacznej miąższości na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej i ich wschodniego obrzeżenia datowana na poziom *planula* (podpoziom planula) dolnego kimerydu, a na obszarze SW części niecki łódzkiej na wyższą część poziomu *platynota* i przełom poziomów *platynota* i *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zostały zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in. 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
w spągu formacji występują margle (ogniwo margli grójeckich) i cienkoławicowe wapienie i margle z gąbkami i amonitami (ogniwo wapieni i margli jasnogórskich) oraz średnioławicowe wapienie z cienkimi poziomami margli (ogniwo wapieni z Jaworznika), wyżej mniejsze (tzw. dolne wapienie skaliste) i większe (tzw. górne wapienie skaliste) wapienie masywne bioherm gąbkowo-mikrobialnych tworzących lokalne kompleksy (ogniwa: Prędziszewa, Wysokiej, Niegowonic, Łośnic, Rębielic, Zelc, Kamyka, złochowickie, zalesiackie, niwiskie, Rudnik, Mirowa, Kobyłczyc, Olsztyna, Sierakowa, Gorzkowa, Niegowej, Kroczyc, Podzamcza, Smolenia, Glanowa i Ojcowa), a między nimi średnio- i gruboławicone wapienie z gąbkami i amonitami (zaliczane do ogniwa wapieni zawodziańskich; Różycki, 1953; Matyja, Wierzbowski 1994b, 2004; Matyszkiewicz i in., 2006a; Ziółkowski, 2007)	bardzo liczne amonity datujące cały profil formacji (por. Matyja, Wierzbowski, 1994b, 2004), gąbki (Trammer, 1982, 1989); w rejonie Krakowa opisano również ramienionogi, mszywioły, szkarłupnie, wieloszczety, a także planktoniczne liliowce *Saccocoma* (Matyszkiewicz, 1996), planktoniczne otwornice, kokkolity, promienice, nanoplankton	159,66–153,99 lub obocznie 159,66–152,52 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższy dolny oksford (od poziomu *cordatum*) do niższej części dolnego kimerydu (poziom *planula*) na obszarze wyżyn i ich wschodniego obrzeżenia (Matyja, 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994a, b, 1997; Głowniak, 2000, 2006a, b, c; 2002; Matyja, Głowniak, 2003; Wierzbowski i in., 2010; Wierzbowski, Matyja, 2014), a na obszarze SW części niecki łódzkiej formacja ciągnie się aż do wyższej części poziomu *platynota* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	całość utworów formacji zaliczono do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; z podrzędnymi cyklami o niejasnej genezie transgresywno-regresywnej lub klimatycznej; Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019); głównym składnikiem skały są mikrobiality (np. Matyszkiewicz, 1989, 1997; Matyszkiewicz, Felisiak, 1992; Krajewski, 2000, 2001; Matyszkiewicz i in., 2006a, b)

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
wapienie różnego typu (peloidowe, mikrytowe, organodetrytyczne, ooidowe oraz koralowcowo-glonowe) bez przewarstwień marglistych oraz dolomity zawierające pseudomorfozy po gipsie (Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010)	kalpionelle	144,61–144,18 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	obecność kalpionellidów datuje formację na „środkowy"– górny tyton (Urbaniec i in., 2010); z uwagi na następstwo litologiczne i faunę może być datowana na wyższy górny tyton (Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010)
w najniższej części poziom szarozielonych margli, wyżej wapienie oragnodetrytyczne z przewarstwieniami oolitów przechodzące w muszlowce z przewarstwieniami margli oraz lokalnie dolomity i wapienie dolomityczne ze skupieniami gipsu (Morycowa, Moryc, 1976, 2011; Matyja, 2009)	brak skamieniałości datujących	144,61–144,18 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	z uwagi na następstwo litologiczne należy przyjąć, że reprezentuje ona wyższą część górnego tytonu, ale jej górny zasięg stratygraficzny jest niejasny – może sięgać do dolnej kredy (Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)
rafowe wapienie koralowcowe o zmiennej miąższości	kalpionellidy, koralowce	147,74–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	obecność kalionellidów w wyższej części formacji wapieni koralowcowych z Pilzna wskazuje na górny tyton (Morycowa, Moryc, 1976; Golonka, 1978; Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009); z uwagi na następstwo litologiczne, korelację z sąsiednią formacją wapieni koralowcowo-glonowych ze Swarzowa i faunę kalpionellidów, może być datowana na wyższy dolny–niższy górny tyton (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)

TAB. 4 cd.

H) cd.

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/ typowy obszar
Formacja wapieni koralowcowo--glonowych ze Swarzowa	118–177 (Matyja, 2009)	północna część zapadliska przekarpackiego (Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009), a wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami; formacja wapieni koralowcowo-glonowych (C) podzielona na ogniwa a, b, c, d (wg Morycowej i Moryca, 1976); seria glonowo-oolitowa (seria z Sobkowa; Golonka, 1978); w części seria koralowcowo-onkolitowa (Gutowski i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Matyi (2009); wcześniej Golonka (1978) dla serii glonowo-oolitowej (serii z Sobkowa) podał jako referencyjne profile otworów Ropczyce 3 i Niwki 3; a Gutowski i in. (2007) dla serii koralowcowo-onkolitowej – profil otworu Przybysławice 2; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej
Formacja wapienno--marglista z Niwek	0–587 (Matyja, 2009)	cały obszar zapadliska przedkarpackiego (także części znajdującej się pod nasunięciami Karpat – Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009), a wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami: formacja wapienno-marglista (B; wg Morycowej i Moryca, 1976); seria wapienno-marglista z Niwek (wg Golonki, 1978); seria wapienno-marglista i seria detrytycznych wapieni gąbkowych (wg Gutowskiego i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Matyi (2009); wcześniej Golonka (1978) dla serii wapienno-marglistej z Niwek podał referencyjny profil otworu Niwki 3; Gutowski i in. (2007) podał z kolei dla serii marglisto--wapiennej referencyjny profil otworu Oleśnica 3, a dla serii detrytycznych wapieni gąbkowych – referencyjny profil otworu Bolesław 1; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej
Formacja wapieni gąbkowych z Łękawicy	68–570 (Matyja, 2009)	cały obszar zapadliska przedkarpackiego (także części znajdującej się pod nasunięciami Karpat – Matyja, 2009)	nazwę wprowadził Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji były szczegółowo opisywane pod innymi nazwami: formacja wapieni gąbkowych (A), podzielona na ogniwa: a,b,c,d (wg Morycowej i Moryca, 1976); od dołu wapienna seria planktoniczna (seria z Borzęt) i wapienna seria gąbkowa (seria z Chęcin; wg Golonki, 1978); od dołu seria gąbkowo-globugerinowa i seria wielkich bioherm gąbkowo-mikrobialnych (wg Gutowskiego i in., 2007); wapienie gąbkowe z okolic Krakowa szczegółowo scharakteryzowali Matyszkiewicz (1996, 1997, 2001 i literatura tam cytowana), Krajewski (2001) oraz Krajewski, Olchowy (2023)	brak referencyjnego profilu w pracach Matyi i Barskiego (2007) oraz Matyi (2009); wcześniej Morycowa i Moryc (1976) dla formacja wapieni gąbkowych (A) podali profile otworów Dąbrowa Tarnowska 4, Swarzów 4 i Otmęt 1; Golonka (1978) dla wapiennej serii gąbkowej (serii z Chęcin) z obszaru zapadliska podawał referencyjny profil otworu Ropczyce 3; Gutowski i in., (2007) podał z kolei dla serii gąbkowo-globugerinowej i wielkich bioherm gąbkowo-mikrobialnych referencyjny profil otworu Prendołówka 2; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej

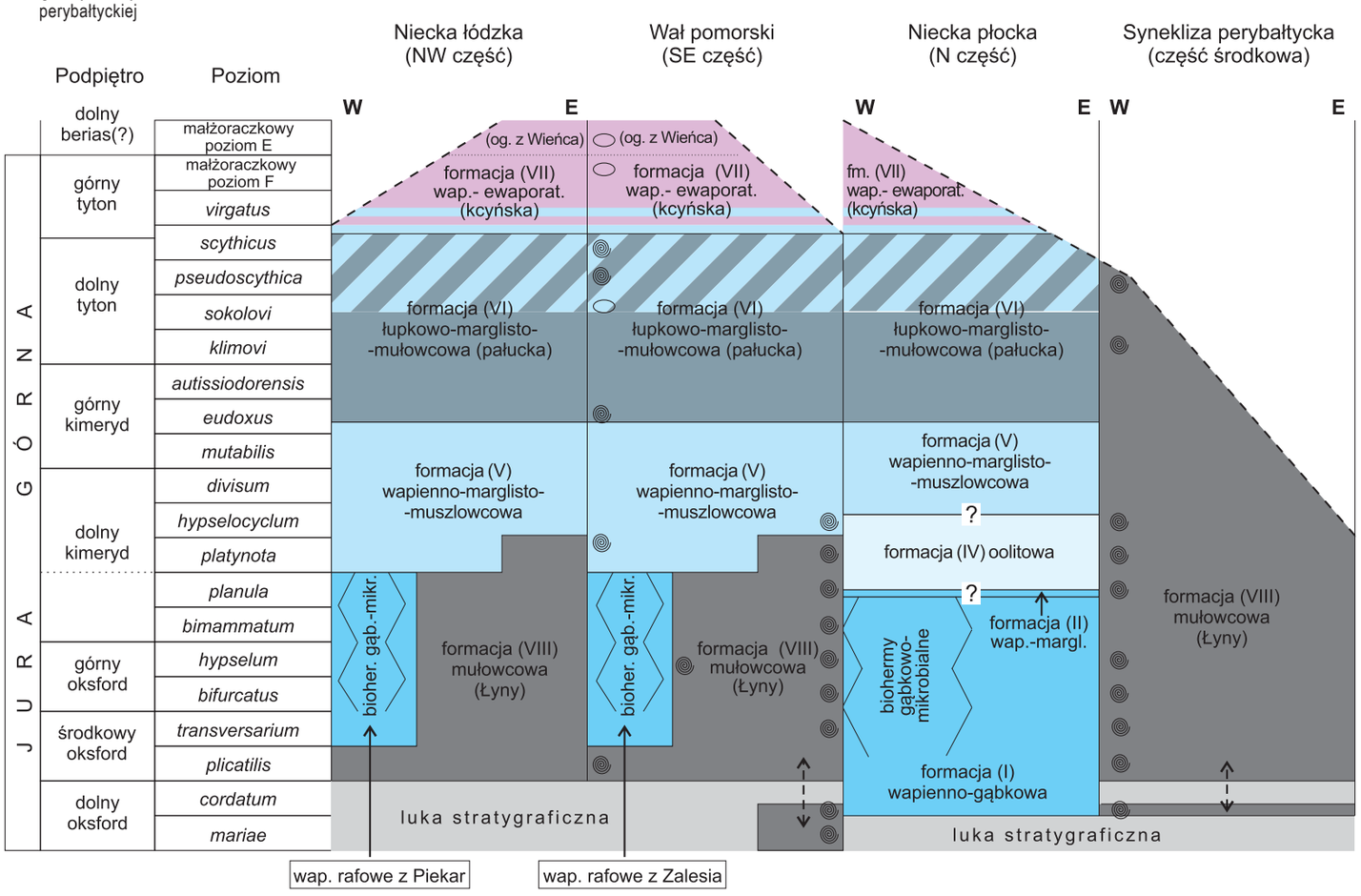


FIG. 7. Schemat litostratygraficzny północnej niecki łódzkiej, północnej części wału kujawskiego i syneklizy perybałtyckiej

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
jasne wapienie (kremowe, beżowe, szare), mikrytowe i detrytyczne (biointramikryty, biointrasparyty) z licznymi koralami i glonami, wapienie oolitowe, onkolitowe, miejscami wapienie dolomityczne oraz margle i wapienie margliste (Morycowa, Moryc, 2011)	dinocysty i kalpionellidy, korale i glony	147,74–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	dinocysty i kalpionellidy wskazują na dolny i niższy (?) górny tyton (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)
margle, wapienie margliste z rzadkimi szczątkami organicznymi, wapienie mikrytowe występujące w postaci przewarstwień (Golonka, 1978; Matyja, 2009)	fauna amonitowa, dinocysty (Matyja, Barski, 2007)	157,70–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	fauna amonitowa charakterystyczna dla interwału od poziomu *autissiodorensis* górnego kimerydu do dolnego tytonu (Matyja, 2009); dinocysty interwału obejmującego poziom *divisum* (dolny kimeryd)–poziom *klimovi* (dolny tyton) oraz dinocysty górnego tytonu; z uwagi na następstwo litologiczne i faunę, formacja może być datowana na górny oksford–dolny tyton na większości obszaru zapadliska, poza częścią SE, gdzie sięga do górnego tytonu (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009)
uławicone i biohermalne wapienie gąbkowe; depozycja uławiconych wapieni pelityczno-gąbkowych (seria gąbkowo-globugerinowa wg Gutowskiego i in., 2007) poprzedza rozwój masywnych bioherm; w wielu profilach obserwuje się zazębianie się formacji wapieni gąbkowych z Łękawicy z formacją wapienno-marglistą z Niwek; dla części formacji występującej pod formacją z Niwek wyróżniono ogniwo wapieni gąbkowych dolnych, a ponad tą formacją – ogniwo wapieni gąbkowych górnych (Matyja, Barski, 2007; Matyja, 2009); w obrębie wapieni gąbkowych z okolic Krakowa stwierdzono liczne poziomy spływów grawitacyjnych (kalcilutytów i spływów rumoszowych) (Matyszkiewicz, 1997, 2001 i literatura tam cytowana)	amonity środkowego oksfordu (poziomy *plicatilis* i *transversarium*; por. Matyja, 2009); dinocysty z interwału dolny oksford–najniższy kimeryd (Matyja, Barski, 2007); gąbki, w rejonie Krakowa opisano również ramienionogi, mszywioły, szkarłupnie, wieloszczety i struktury mikrobialne (cyjanobakterie) (Matyszkiewicz, 1989), a także planktoniczne liliowce *Saccocoma* (Matyszkiewicz, 1996), planktoniczne otwornice, kokkolity, radiolarie, nanoplankton	159,66–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	przyjmuje się, że spąg formacji wapieni gąbkowych z Łękawicy jest podobnego wieku jak spąg formacji wapieni gąbkowych częstochowski, tj. jej sedymentacja rozpoczęła się w dobie *cordatum* wczesnego oksfordu – datowana dopiero od środkowego oksfordu i trwała do końca dolnego kimerydu lub dolnego tytonu w zależności od stopnia rozwoju lokalnych bioherm gąbkowych, z wyłączeniem SW części zapadliska, gdzie sięga aż do górnego tytonu (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009)

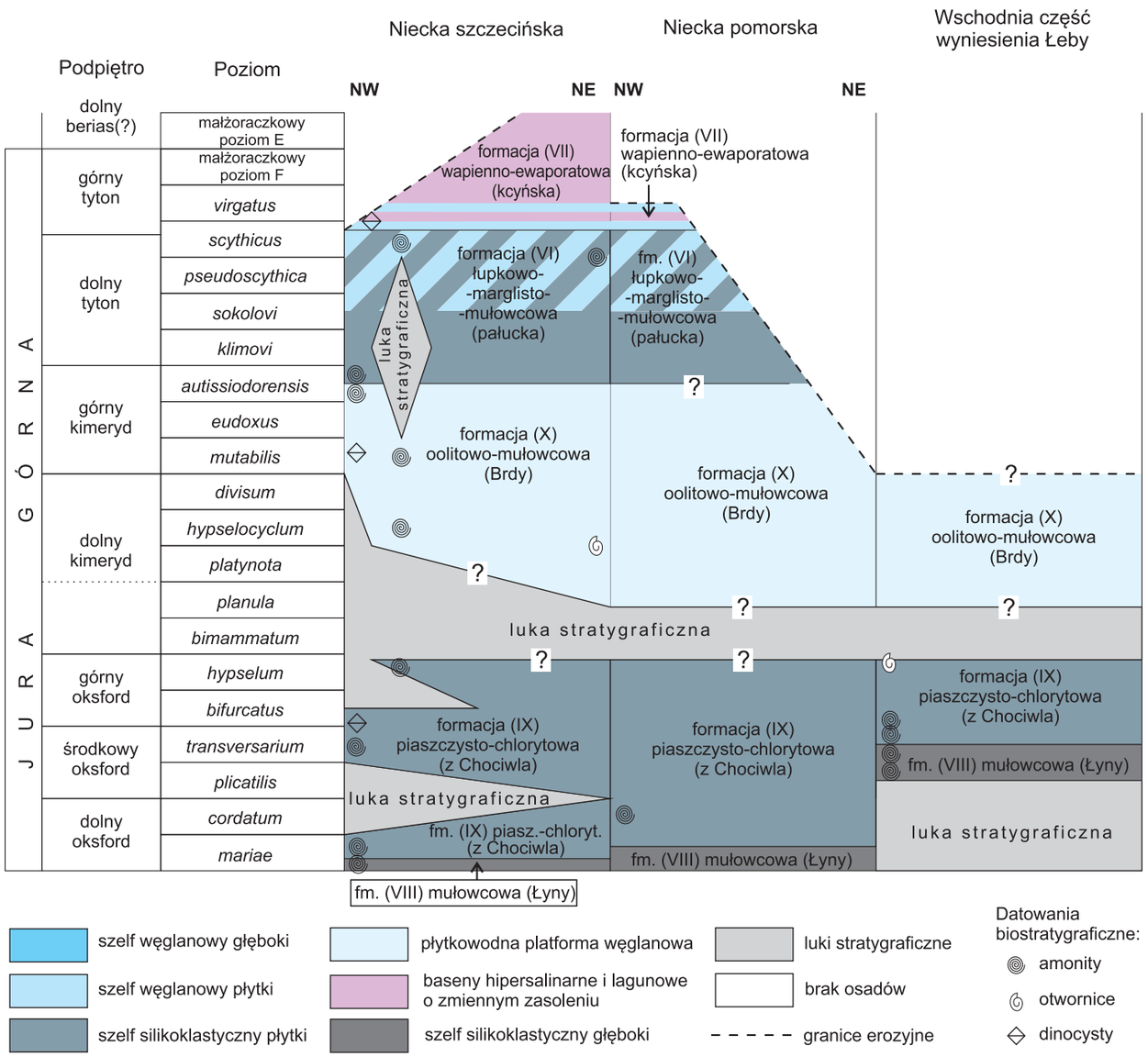


FIG. 8. Schemat litostratygraficzny północnej części niecki pomorskiej i wyniesienia Łeby

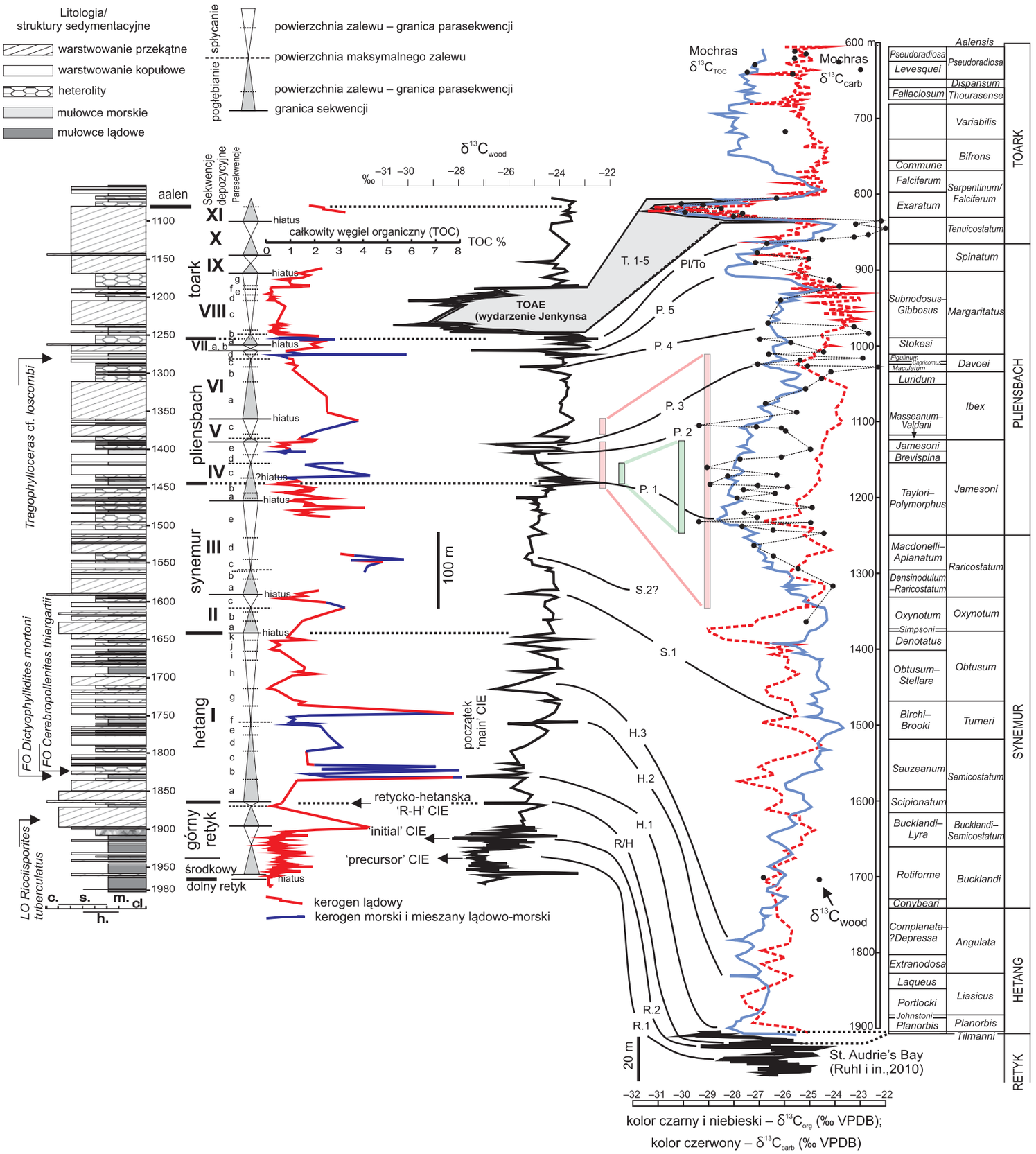


FIG. 9. Korelacja stratygraficzna otworu Kaszewy 1 na podstawie chemostratygrafii – krzywe izotopowe węgla ($\delta^{13}C_{wood}$ – krzywa węglowa drewno, czarna) z profilem otworu Mochras, Wielka Brytania ($\delta^{13}C_{TOC}$ – krzywa węglowa uzyskana z całkowitego węgla organicznego, niebieska; $\delta^{13}C_{carb}$ – krzywa węglowa węglany, czerwona przerywana; $\delta^{13}C_{wood}$ – krzywa węglowa uzyskana z wyseparowanych palinomacerałów drewna, czarna z punktami) oraz stratygrafii sekwencji i wskaźników biostratygraficznych. Krzywe węglowe referencyjne z Mochras, wraz z biostratygraficzną kalibracją amonitową, wg: Storm i in. (2020) ($\delta^{13}C_{TOC}$, $\delta^{13}C_{wood}$), Katz i in. (2005) ($\delta^{13}C_{carb}$) oraz cytowań tam zawartych. Dla odcinka retyckiego do granicy retyk–hetang krzywa referencyjna na podstawie Ruhla i in. (2010). Korelowalne wychylenia krzywej w stronę izotopu lekkiego oznaczono kolejnymi numerami w poszczególnych piętrach: R.1-2 – w retyku; R/H – wychylenie na granicy retyk–hetang; H.1-3 – w hetangu; S.1-2 – w synemurze; P.1-5 – w pliensbachu; Pl/To – wychylenie na granicy pliensbach–toark; T.1-5 – wychylenia w dolnym toarku, w obrębie zdarzenia Jenkynsa. Zawartość całkowitego węgla organicznego (TOC) ukazuje dwie frakcje kerogenu: wyłącznie lądową (linia czerwona) oraz morską i mieszaną morsko-lądową (linia niebieska). Skala litologiczna: c. – zlepieńce; s. – piaskowce różnych frakcji; h. – heterolity; m. – mułowce; cl. – iłowce. Na odcinku górny synemur–dolny pliensbach przedstawiono dwie opcje korelacyjne – pierwsza (zaznaczona na zielono) zakłada pewne kondensacje i luki w zapisie $\delta^{13}C_{wood}$ w Kaszewach, druga (zaznaczona na różowo) zakłada znaczne luki erozyjne na granicach sekwencji V i VI, skutkujące brakiem znacznej części utworów dolnego pliensbachu i nietypowym dla basenu polskiego rozwojem sedymentacji w późnym synemurze i we wczesnym pliensbachu, spowodowanym ruchem mas solnych w podłożu. Uwzględniając korelacje krzywych opartych na porównywalnym materiale – palinomacerałach drewna, korelacjach regionalnych oraz globalnych (Pieńkowski i in., 2020), pierwsza opcja została uznana za bardziej prawdopodobną. Szczegółowa korelacja odcinka najwyższy pliensbach–najniższy toark na figurze 10

2004; Pieńkowski i in., 2008), z kolei w pliensbachu występują dinocysty rodzaju *Mendicodinium* (Gedl, 2007), a na pograniczu pliensbachu i toarku – dinocysta *Luehndea spinosa* (Barski, Leonowicz, 2002). Gatunki małży *Cardinia follini* Lundgren i *Cardinia ingelensis* Troedsson znane są jak do tej pory tylko z hetangu (Troedsson, 1951; Pieńkowski, 2004), stąd możliwe jest regionalne znaczenie stratygraficzne tych skamieniałości. Znalezisko muszloraczka *Bulbilimnadia killiani* w Sołtykowie (Kozur, Weems, 2005) wskazuje na najniższy hetang.

Podział stratygraficzny jury środkowej na obszarze Niżu Polskiego opiera się głównie na występowaniu przewodniej fauny amonitowej, która umożliwia wydzielenie standardowych poziomów amonitowych (tab. 1). W Polsce zazwyczaj są stosowane poziomy reprezentujące podział borealny.

Najpełniej poziomy amonitowe jury środkowej udokumentowano w bruździe śródpolskiej, przy czym na podstawie amonitów dotychczas nie udokumentowano dolnego aalenu. Jego występowanie

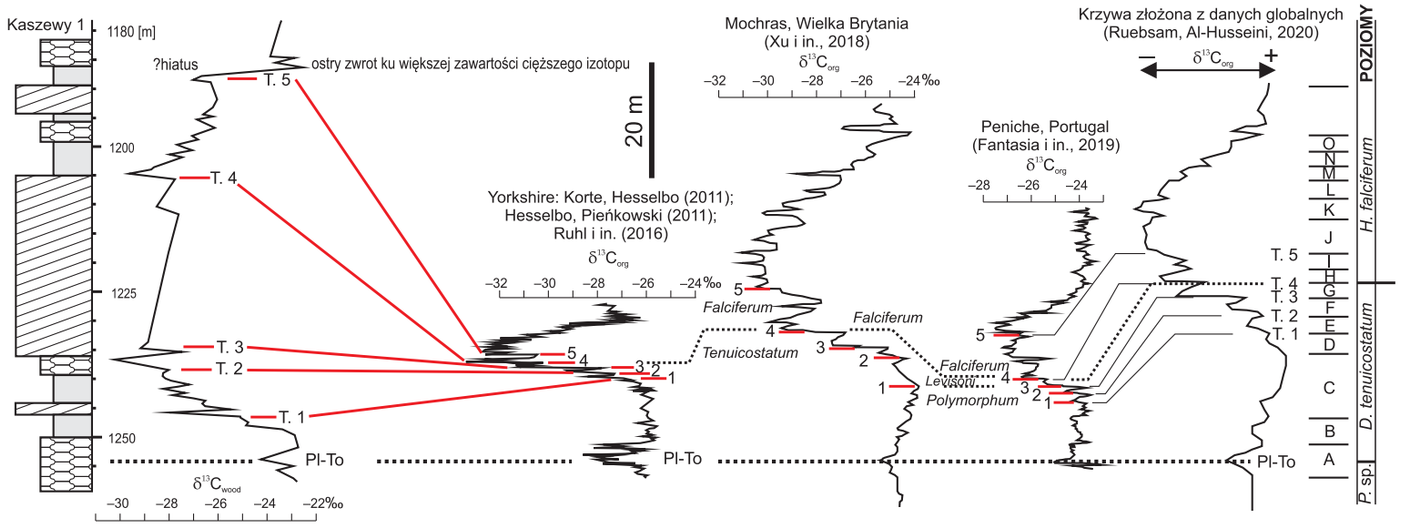
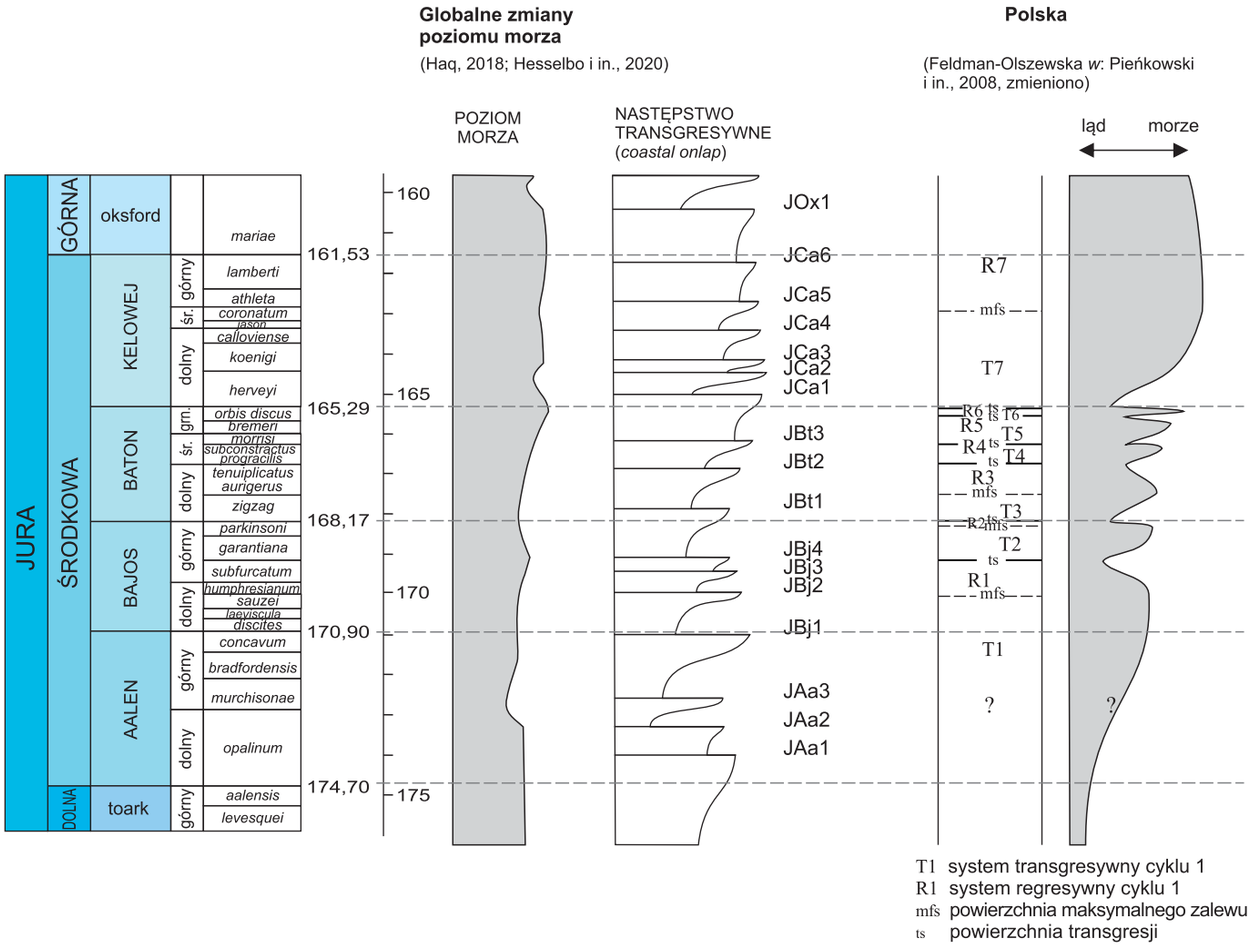


FIG. 10. Korelacja chemostratygraficzna $\delta^{13}C_{wood}$ odcinka najwyższy pliensbach–najniższy toark w Kaszewach ze światowymi profilami referencyjnymi opartymi na $\delta^{13}C_{org}$ uzyskanymi z całkowitej materii organicznej. Korelacja uwzględnia podrzędne zaburzenia cyklu węglowego T.1–5 w trakcie trwania wielkiego zaburzenia cyklu węglowego w czasie zdarzenia Jenkynsa (znanego też jako TOAE – toarckie anoksyczne wydarzenie oceaniczne). Zaburzenia T.1–5 zostały zdefiniowane w polskim basenie jako powtarzalne co ok. 100 000 lat (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Mniejsze zaburzenie cyklu węglowego uwidacznia się także na granicy pliensbach/toark (Pl-To). Biostratygrafia: *P.* sp. – poziom *Pleuroceras spinatum* (pliensbach), poziom *D. tenuicostaum* – *Dactylioceras tenuicostatum* (toark), poziom *H. falciferum* – *Harpoceras falciferum* (toark). Na podstawie Pieńkowskiego i in. (2020)



T1 system transgresywny cyklu 1
R1 system regresywny cyklu 1
mfs powierzchnia maksymalnego zalewu
ts powierzchnia transgresji

FIG. 11. Cykle sedymentacyjne jury środkowej w basenie polskim (wg Feldman-Olszewskiej *w*: Pieńkowski i in., 2008, zmieniono) na tle światowych zmian poziomu morza (wg Haqa, 2018; Hesselbo i in., 2020)

(poziom *Leioceras opalinum*) jest przyjmowane na podstawie obecności otwornic *Reinholdella dreheri* (Bartenstein), *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Verneuilinoides mauriitii* (Terquem) oraz małżoraczka *Camptocythere* aff. *faveolata* Triebel stwierdzonych w transgresywnych utworach piaskowcowych na obszarze kujawskiego i świętokrzyskiego odcinka wału śródpolskiego (Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997). Dolna granica aalenu, stanowiąca również granicę pomiędzy utworami jury dolnej i środkowej, jest stawiana w miejscu, w którym ponad lądowymi utworami górnego toarku pojawiają się osady płytkomorskie ze skamieniałościami śladowymi, rzadziej mikrofauną lub fauną małżową.

Poza terenem bruzdy obserwuje się mniejsze lub większe luki stratygraficzne, a fauna amonitowa znaczy często tylko poziomy transgresji (Dayczak-Calikowska, 1979; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997; Feldman-Olszewska, 1997).

Amonity wskazujące na górny aalen – dolny bajos są nieliczne i słabo zachowane, obecne jedynie w centralnej i SE części bruzdy śródpolskiej. Pewne wątpliwości budzi udokumentowanie górnego aalenu, gdyż powtórne badania amonitów oznaczonych pierwotnie jako rodzaje *Leioceras, Costileioceras* i *Ludwigia* (Dayczak-Calikowska, 1976), wykazały, że są to amonity z rodziny Sonninidae, głównie rodzajów *Nannina-Dorsetensia* (Feldman-Olszewska i in., 2019), wskazujące na najniższą część poziomu *humphressianum* dolnego bajosu. Cysty bruzdnic, uzyskane z tych samych próbek co badane amonity, potwierdziły wiek dolnobajoski. Ponieważ badane amonity pochodziły z wyższej części kompleksu iłowcowego, uważanego za górny aalen, nie można wykluczyć, że jego dolna część jest tego wieku.

Poziomy amonitowe górnego bajosu oraz dolnego batonu najlepiej są udokumentowane w centralnej Polsce (Znosko, 1957; Ryll, 1970, 1971, 1983, 1985; Mrozek, 1975; Kopik, 1979a; Feldman-Olszewska, 1997). Natomiast poziomy batonu i keloweju najpełniejszą dokumentację amonitową mają w NW Polsce (Dayczak-Calikowska, 1977b; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz 1997) oraz na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (Różycki, 1953, 1955; Kopik, 1974, 1979b, 1998, 2006; Kopik i in., 1980; Giżejewska, 1981; Kopik, Marcinkiewicz, 1997b; Matyja, Wierzbowski, 2000, 2003: Dembicz, Praszkier, 2003; Dembicz i in., 2006a, b; Zatoń, 2007, 2008, 2010a, b, 2011).

Drugim co do znaczenia narzędziem stratygraficznym są otwornice i małżoraczki (por. Kopik, 1979a, 1998; Bielecka i in., 1980a, b; Bielecka, Styk, 1981a, b; Smoleń, 2000; Olempska, Błaszczyk, 2001; Smoleń, Iwańczuk, 2018, Gajewska i in., 2021). Ich rozdzielczość nie jest tak precyzyjna jak fauny amonitowej, jednak dokonana przez Smoleń i Iwańczuk (2018) rewizja zasięgów występowania diagnostycznych taksonów otwornic w nawiązaniu do standardowych poziomów amonitowych wskazuje na ich duże znaczenie stratygraficzne w otworach wiertniczych, z reguły ubogich w makrofaunę wskaźnikową. Obecność radiolarii w osadach jury środkowej udokumentowano jedynie w utworach keloweju okolicy Krakowa (Smoleń, 2002). Dobrym narzędziem stratygraficznym, chociaż zastosowanym do tej pory na ograniczonym obszarze (Kujawy, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska), są cysty bruzdnic. Ich rozdzielczość jest mniejsza niż fauny amonitowej (patrz tab. 2), jednak większa niż mikrofauny. Na Niżu Polskim badania cyst bruzdnic prowadzono na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Poulsen, 1998), gdzie wydzielono standardowe poziomy DSJ14–DSJ18, oraz SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Barski, 1999) i Kujaw (Barski, 2000, 2003, 2007, 2008, 2012), gdzie wydzielono lokalne poziomy LPD 1–LPD 11 skorelowane z poziomami standardowymi (tab. 5).

W obrębie jury środkowej jest możliwe wydzielenie tylko jednego zespołu megasporowego *Horstisporites harrisi* (aalen–dolny baton; Marcinkiewicz i in., 2014). Jeszcze szerszy zasięg ma miosporowy Kompleks 2, który obejmuje cały przedział jury środkowej od aalenu po kelowej (Rogalska, 1976; Marcinkiewicz i in., 2014; tab. 5). Na podstawie makro- i mikrospor zrewidowano wiek występujących w okolicy Krakowa glinek grojeckich na środkowojurajski (Marcinkiewicz, 1980; Ichias, 1986).

Na potrzeby datowań biostratygraficznych jury górnej Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich stosuje się na ogół, ze względu na przynależność przeważającej części przewodniej fauny amonitów, submedyterański schemat podziału (środkowy oksford–dolny kimeryd) lub schemat borealny/subborealny (dolny oksford oraz górny kimeryd–tyton), przy czym najwyższe poziomy górnego tytonu (najwyższego środkowego i górnego wołgu), które występują ponad poziomem amonitowym *virgatus*, nie są dokumentowane w Polsce ze względu na brak fauny amonitów. W zastępstwie stratygrafii amonitowej na pograniczu jury i kredy Niżu Polskiego stosuje się poziomy małżoraczkowe, w tym poziom F, wyróżniony w niższej lagunowo-brakicznej (facje purbeckie) części formacji kcyńskiej, oraz poziom E, obejmujący głównie jej ewaporatowe ogniwo z Wieńca, który wcześniej był włączany w obręb najwyższej jury (Bielecka, Sztejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Dembowska, 1979a; Marek, Raczyńska, 1979; Sztejn, 1991), a obecnie jest zaliczany do najniższej kredy (por. Leszczyński, 2002; Dziadzio i in., 2004, 2021; Grabowski i in., 2021).

Formacja wapieni gąbkowych z Łękawicy zapadliska przedkarpackiego i jego części przykrytej nasunięciami Karpat fliszowych jest datowana, w najniższej części, na podstawie fauny amonitów, na poziomy *plicatilis i transversarium* środkowego oksfordu (por. Król, 2004; Matyja, 2009). Natomiast z wyższej części formacji wapienno-marglistej z Niwek pochodzi amonit z linii ewolucyjnej *Discosphinctes–Sarmatisphinctes–Ilowaiskya* wskazujący na przedział stratygraficzny od poziomu *autissiodorensis* górnego kimerydu do dolnego tytonu (Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009). Zespoły dinocyst pochodzące z tych formacji wskazują z kolei na przedział stratygraficzny od poziomu *cordatum* (dolny oksford) do poziomu *klimovi* (dolny tyton) oraz na górny tyton (Barski, Matyja, 2008), przy czym sedymentacja do górnego tytonu trwała jedynie w SE części podłoża zapadliska (Matyja, 2009). Obecność tintinidów (*Calpionella alpina* – duża forma, *Crassicolaria* sp., *Tintinopsella* sp.) w wyższej części formacji wapieni koralowcowych z Pilzna (Morycowa, Moryc, 1976; Golonka, 1978; Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009) i formacji wapieni koralowcowo-glonowych ze Swarzowa wskazuje na górny tyton, chociaż niższa część tej formacji może być nieco starsza (Morycowa, Moryc, 2011). Tytoński wiek formacji wapieni koralowcowych z Pilzna potwierdzają badania dinocyst (Matyja, 2009). Obecność chitinoidellidów (*Borziella slovenica*, *Longicolaria* sp.) oraz kaplionelli z gatunku *Crassicolaria intermedia* określa wiek formacji dolomityczno-wapiennej z Ropczyc na „środkowy"–górny tyton (Urbaniec i in., 2010). Występująca wyżej formacja wapienno-marglista z Zagorzyc jest obecnie datowana na berias na podstawie fauny małżoraczków i kalpionelli.

Formacja wapieni gąbkowych[1] częstochowskich Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej jest bardzo dobrze datowana na podstawie fauny amonitów. Luka stratygraficzna obejmująca poziom *mariae* dolnego oksfordu występuje na całym obszarze obu wyżyn (Matyja, 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b). Na poziom *cordatum* dolnego oksfordu jest datowany spąg niższej części tej formacji (tj. warstw jasnogórskich), których sedymentacja trwała do końca wczesnego oksfordu lub niższej części środkowego oksfordu (Matyja, 1992; Głowniak, 2002; Matyja, Głowniak, 2003). Występowanie wszystkich kolejnych poziomów amonitowych środkowego i górnego oksfordu oraz dwóch poziomów (*bimammatum* i *planula*) dolnego kimerydu jest dobrze udokumentowane w obrębie wyższej części formacji (Głowniak, 2000, 2006a, b, c; Matyja, Wierzbowski, 1994a, 1997; Wierzbowski i in., 2010; Wierzbowski, Matyja, 2014). Strop formacji wapieni gąbkowych częstochowskich i nadległe utwory formacji pileckiej z kolei są datowane na wyższą część poziomu *planula* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Fauna amonitowa datuje spąg formacji z Prusicka na najwyższą część poziomu *planula*, jej nie do końca jednoczasowa granica z formacją „oolitową" przypada na pogranicze poziomów *platynota* i *hypselocyclum*, a strop formacji „oolitowej" – na środek poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Zachowana dolna część formacji z Burzenina na NW krańcu Wyżyny Wieluńskiej jest datowana z kolei na wyższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu.

Utwory górnojurajskie Niecki Nidziańskiej są słabo udokumentowane biostratygraficznie, lecz ich korelacja litostratygraficzna z dobrze datowanymi formacjami sąsiednich obszarów umożliwia w miarę dokładne datowania porównawcze (Złonkiewicz, 2009; fig. 5).

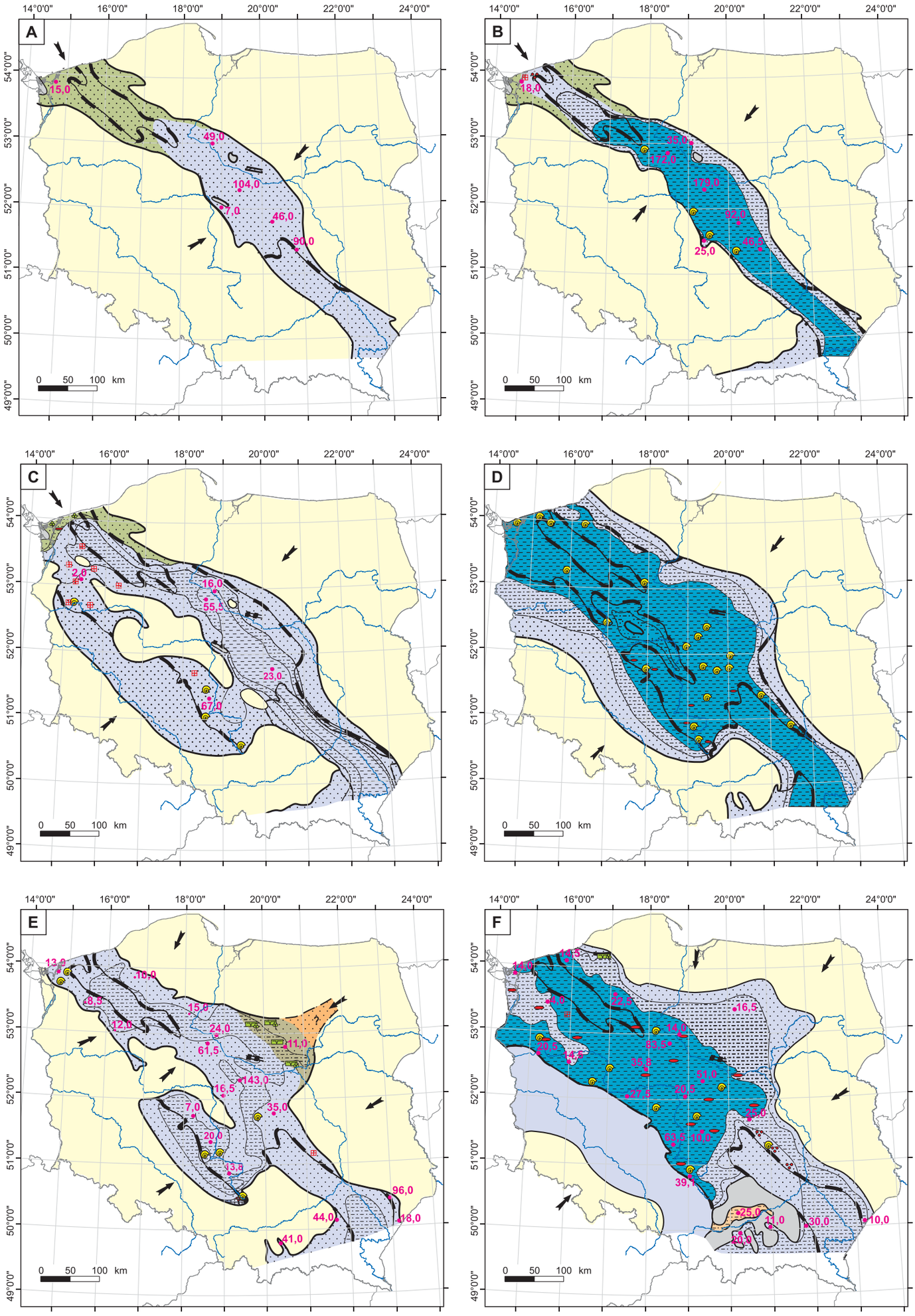
W utworach górnojurajskich SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały udokumentowane wszystkie poziomy amonitowe oksfordu i dolnego kimerydu (Matyja, 1977, 2011; Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020). Wapienie margliste są datowane na poziomy *mariae* (co świadczy o tym, że luka stratygraficzna związana z tym interwałem nie występuje na części tego obszaru) i *cordatum* dolnego oksfordu, a wapienie siwe – na poziom *plicatilis* środkowego oksfordu; na wyższą część tego poziomu może być datowana

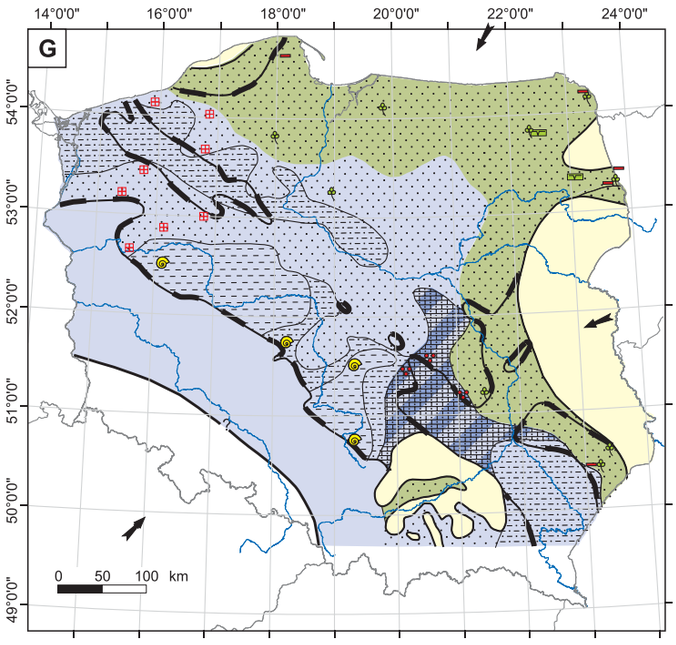
[1] Głównym składnikiem są mikrobiality. Znaczący udział gąbek krzemionkowych obserwuje się w najniższej części profilu oksfordu (np. Trammer, 1982; Ostrowski, 2005), chociaż jest on ilościowo mniejszy od struktur mikrobialnych; w wyższej części profilu mikrobiality stanowią ponad 90% skały (np. Matyszkiewicz, 1989, 1997; Matyszkiewicz, Felisiak, 1992; Krajewski, 2000, 2001; Matyszkiewicz i in., 2015). Wcześniejsze określenia tych wapieni jako „gąbkowych" wynikały głównie z ich oglądu makroskopowego, gdzie zwykle jednym z nielicznych rozpoznawalnych komponentów były pojedyncze skalcyfikowane gąbki krzemionkowe [red.].

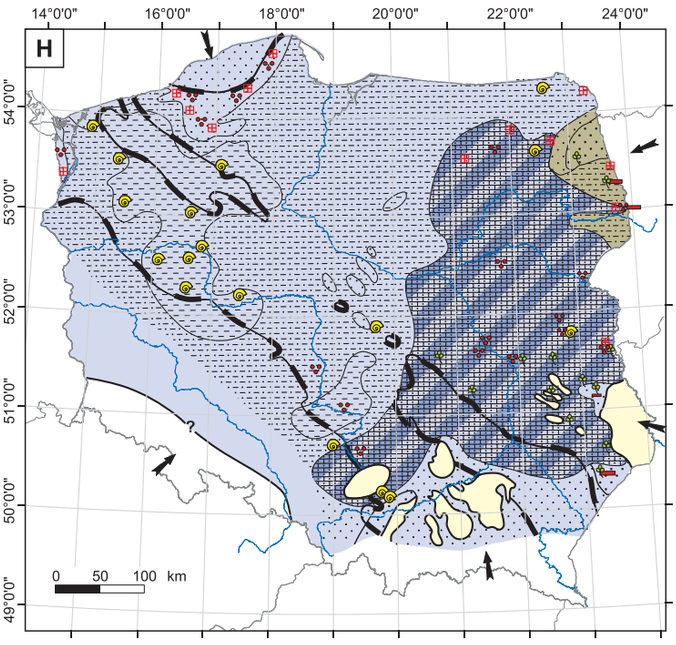
TAB. 5. Korelacja standardowych poziomów amonitowych jury środkowej z poziomami cyst bruzdnic, nanoplanktonu, mega- i miosporowymi

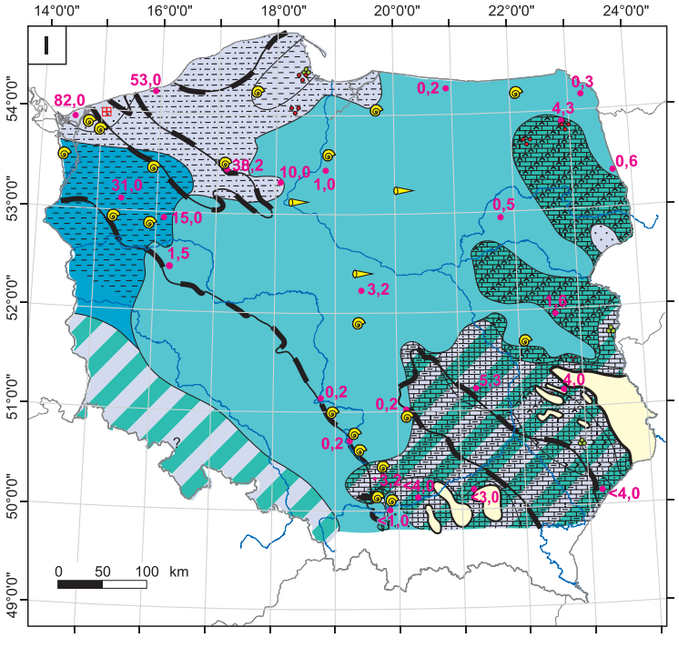
				Poziomy cyst bruzdnic dla subborealnej NW Europy (Poulsen, Riding, 2003)	Lokalne poziomy LPD cyst bruzdnic w centralnej Polsce (Barski, 2000, 2003, 2007, 2008, 2012)	Poziomy nanoplanktonu wapiennego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Kędzierski, 2003)	Poziomy megasporowe (Marcinkiewicz i in., 2014)	Poziomy miosporowe w Europie (Marcinkiewicz i in., 2014)
JURA GÓRNA	OKSFORD	DOLNY	*cordatum*	–	–	–	–	–
			mariae			NJ 14		
JURA ŚRODKOWA	KELOWEJ	GÓRNY	*lamberti*	DSJ19				
			athleta			NJ 13		
		ŚRODKOWY	*coronatum*	**DSJ18***				
			jason					
		DOLNY	*calloviense*		LPD 11	NJ 12b		
			herveyi	**DSJ17**				
	BATON	GÓRNY	*discus*		LPD 10	NJ 12a		
			orbis		LPD 9			
		ŚRODKOWY	*hodsoni*	**DSJ16**	LPD 8	NJ 11		
			morrisi					
			subcontractus		LPD 7			
			progracilis		LPD 6			
					LPD 5			
		DOLNY	*tenuiplicatus*	**DSJ15**	LPD 4			
			zigzag		LPD 3			
	BAJOS	GÓRNY	*parkinsoni*	**DSJ14**	LPD 2	–	zespół *Horstisporites harrisi*	*Perinopollenites elatoides*
					LPD 1			
			garantiana		–			
			subfurcatus					
		DOLNY	*humphresianum*	DSJ13				
			sauzei	DSJ12				
			laeviscula					
			discites					
	AALEN	GÓRNY	*concavum*	DSJ11				
			murchisonae					
		DOLNY	*opalinum*	DSJ10				
JURA DOLNA	TOARK	GÓRNY	*lavesquei*				*Paxillitriletes phyllicus*	*Spheripollenites–Leptolepidites*

* wytłuszczeniem zaznaczono poziomy wydzielone na obszarze Niżu Polskiego wg Poulsena (1998)


A
B
C
D
E
F
14°0'0"
16°0'0"
18°0'0"
20°0'0"
22°0'0"
24°0'0"
54°0'0"
53°0'0"
52°0'0"
51°0'0"
50°0'0"
49°0'0"
0 50 100 km
15,0
49,0
104,0
7,0
46,0
90,0
18,0
35,0
172,0
179,0
92,0
25,0
48,5
2,0
16,0
55,5
23,0
67,0
13,0
15,0
8,5
12,0
24,0
11,0
61,5
143,0
16,5
7,0
35,0
20,0
13,0
96,0
44,0
18,0
41,0
14,5
4,0
22,5
16,5
14,0
63,5
35,5
41,0
27,5
20,5
22,0
63,5
39,5
25,0
11,0
30,0
10,0
50,0







Litofacje

- piaskowce
- mułowce, iłowce, łupki
- mułowce, iłowce, łupki i piaskowce
- margle
- piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste
- skały węglanowe nierozdzielone
- węglany bioklastyczne

Skamieniałości

- syderyty ilaste
- szamozyt
- oolity żelaziste
- amonity
- belemnity
- szczątki roślin
- rizoidy
- węgle

Środowiska

- erodowane obszary lądowe o nieurozmaiconej rzeźbie
- rzeczne (przeważnie osady korytowe)
- deltowe
- rzeczne (pozakorytowe), jeziorno-bagienne, laguny, równie nadbrzeżne
- szelf silikoklastyczny płytszy (przybrzeże)
- szelf silikoklastyczny głębszy (odbrzeże)
- szelf węglanowy (rampa węglanowa) i węglanowo-klastyczny
- szelf węglanowo-klastyczny – basen wygłodzony

- uskoki
- obecny zasięg osadów
- kierunek transportu klastyków
- 53,0 miąższość w otworach wiertniczych [m]

FIG. 12. Mapy paleogeograficzne jury środkowej (wg Feldman-Olszewskiej, 1998, zmieniono): **A** – mapa paleogeograficzna wczesnego aalenu; **B** – mapa paleogeograficzna późnego aalenu; **C** – mapa paleogeograficzna wczesnego bajosu: poziomy *sowerbyi*, *sauzei* i część starsza poziomu *humphresianum* (podpoziom *humphresianum*); **D** – mapa paleogeograficzna późnego bajosu: poziom *parkinsoni* część starsza; **E** – mapa paleogeograficzna późnego bajosu: poziom *parkinsoni* część młodsza (podpoziom *bomfordi*); **F** – mapa paleogeograficzna wczesnego batonu: poziom *zigzag*; **G** – mapa paleogeograficzna środkowego batonu: poziom *bremeri*; **H** – mapa paleogeograficzna późnego batonu: poziom *orbis*, podpoziom *orbis*; **I** – mapa paleogeograficzna środkowego keloweju



FIG. 13. Iły i margle górnego kimerydu w kontakcie z piaskowcami albu; na granicy iły są odwapnione, a obecne w nich związki żelaza utlenione; kamieniołom Małogoszcz, SW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

również granica wapieni siwych i wapieni morawickich (Matyja, 1977; Głowniak, 2012). Amonity pochodzące z dolnej części formacji pileckiej, świadczą iż początek jej sedymentacji miał miejsce w dobie *hypselum* górnego oksfordu, a górna jej część jest datowana na poziom *planula* (Wierzbowski, 2020). Utwory formacji z Bukowej to najwyższa część poziomu *planula* i poziom *platynota* dolnego kimerydu. Formacja oolitowa z Małogoszcza jest z kolei datowana na wyższą część poziomu *platynota* i niższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2020). Pojawienie się formacji „muszlowcowej", a dokładnie muszlowców skorkowskich, stanowiących jej najniższą część, miało miejsce w końcu doby *hypselocyclum* wczesnego kimerydu (Matyja, 2011). Najwyższa część tej formacji (iły stropowe) zalicza się do najwyższej części poziomu *mutabilis* górnego kimerydu.

Utwory górnojurajskie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich są datowane na podstawie niezbyt licznej fauny amonitów. Poziomy *mariae* i *cordatum* dolnego oksfordu udokumentowano w obrębie wapieni gąbkowych z Wyszmontowa, a najwyższą część poziomu *cordatum* – w dolnej części wapieni skalistych z Przepaści (Gutowski, 1992, 1998, 2006b). W obrębie wapieni płytowych z Bałtowa stwierdzono wyższą część poziomu *transversarium* środkowego oksfordu, a w najwyższej części wapieni skalistych z Przepaści formę amonita wskazującą na niższą część poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu. Poziom *bifurcatus* jest również udokumentowany w wapieniach organodetrytycznych w obrębie wapieni koralowych z Bałtowa, a poziom *hypselum* lub *bimammatum* już w obrębie nadległych onkolitowych wapieni kredowatych i wapieni oolitowych ze Skarbki. Z najwyższej części onkolitowych wapieni kredowatych pochodzą amonity poziomu *planula* dolnego kimerydu. Poziom *hypselocyclum* dolnego kimerydu jest udokumentowany w obrębie wapieni oolitowych i płytowych z Wierzbicy i Ożarowa oraz najniższej części muszlowców (ostrygowych) z Wierzbicy i Ożarowa. W wyższej części tych muszlowców występuje ponadto fauna amonitów charakterystyczna dla niższej części poziomu *divisum* dolnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998). Amonity datują muszlowce i iły z Guzowa (poziom z Maleni) na poziom *eudoxus*, a wapienie nerineowe z Krzyżanowic na przełom poziomów *eudoxus* i *autissiodorenis* (Dąbrowska, 1957, 1983; Gutowski, 1992; Wierzbowski, 2023).

Wiek utworów górnojurajskich Lubelszczyzny jest określony na podstawie występującej w nich mikrofauny otwornic i korelacji litostratygraficznych, przeprowadzonych na podstawie stratygrafii sekwencji, z jednostkami NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i zachodniej Ukrainy (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), z wyjątkiem najniższej części formacji kraśnickiej, w której udokumentowano amonity poziomu *cordatum* dolnego oksfordu (Niemczycka, 1976a, b). Formacja kraśnicka jest datowana na podstawie otwornic na przedział obejmujący dolny oksford–niższy górny oksford, a jasieniecka na środkowy oksford–niższy górny oksford (Olszewska i in., 2012). Formacje bełżycka, z Baszni i głowaczowska są datowane na podstawie otwornic na wyższy górny oksford–dolny kimeryd, a formacja jarczowska – na górny oksford–dolny kimeryd. Formacje wydzielane na obszarze Lubelszczyzny dobrze się korelują z jednostkami litostratygraficznymi NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski i in., 2005; Olszewska i in., 2012). Formacje urzędowska i z Rudy Lubyckiej są datowane, odpowiednio, na górny kimeryd i górny kimeryd-najniższy tyton na podstawie otwornic, a formacja z Babczyna na podstawie otwornic i kalpionelli na wyższy dolny tyton-berias (Gutowski i in., 2005; Olszewska i in., 2012).

Osady margliste dolnej części formacji wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej i środkowej części niecki łódzkiej są datowane na dolną część poziomu *cordatum* dolnego oksfordu, a wyższe osady tej formacji na poziomy *plicatilis* i *transversarium* środkowego oksfordu (Głowniak, 1991). Osady najwyższej części tej formacji to poziom *planula* dolnego kimerydu, a nadległe osady formacji pileckiej zaliczają się do najwyższej części poziomu *platynota* i najniższej *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Formacja z Burzenina jest datowana na poziom *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu; nad nią występują utwory najniższej części formacji V wapienno-marglisto-muszlowcowej datowane na poziom *acanthicum* (= *mutabilis*) górnego kimerydu. W rejonach położonych bardziej na wschód, w okolicach rowu Bełchatowa, formacja pilecka jest datowana na niższą część poziomu *planula* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Wyżej występuje formacja z Prusicka, a nad nią formacja „oolitowa", której wyższa partia odpowiada dolnej–środkowej części poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu. Nadległa formacja z Burzenina z kolei jest datowana na wyższą część poziomu *hypselocyclum* i poziom *divisum* dolnego kimerydu. Osady formacji pałuckiej są precyzyjnie datowane w środkowo-wschodniej części niecki łódzkiej na podstawie fauny amonitów na przedział obejmujący kolejne poziomy amonitowe począwszy od wyższej części poziomu *eudoxus* górnego kimerydu do poziomu *scythicus* pogranicza dolnego i górnego tytonu (Kutek, 1994b; Kutek, Zeiss, 1997; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019). Strop formacji pałuckiej jest z kolei określony za pomocą amonitów w synklinie tomaszowskiej i w południowej części niecki łódzkiej, na wyższą część poziomu *scythicus* (Kutek, 1994b; Matyja, Wierzbowski, 2014, 2016). W odsłonięciu Owadów-Brzezinki najniższa część utworów formacji kcyńskiej odpowiada wiekowo najwyższej części poziomu *scythicus* stanowiącej pogranicze dolnego i górnego tytonu oraz najniższej części poziomu *virgatus* górnego tytonu (Matyja, Wierzbowski, 2016).

Utwory górnojurajskie strefy marginalnej południowej i środkowej części wału kujawskiego są dość słabo datowane biostratygraficznie. W obrębie formacji pałuckiej wyróżniono poziomy przedamoebocerasowy, amoebocerasowy i virgatoataxiocerasowy, które można korelować odpowiednio z poziomami *eudoxus* i *autissiodorensis* górnego kimerydu (por. Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019). Wyróżniono tu ponadto poziomy *scythicus* i *virgatus* z przełomu dolnego i górnego tytonu (Pawłowska, 1958; Dembowska, 1965, 1973).

W środkowej części niecki płockiej amonity i otwornice pochodzące z formacji (I) gąbkowo-wapiennej wskazują na dolny i środkowy oksford (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985; Smoleń, 2019). W najniższej części formacji wapienno-marglistej stwierdzono zespół otwornic charakterystyczny dla środkowego oksfordu – najniższego górnego oksfordu (por. Smoleń, Iwańczuk, 2018; Smoleń, 2019). W obrębie wyższej części formacji (V) wapienno-marglisto-muszlowcowej występują amonity z rodzaju *Ataxioceras* i *Rasenia*, charakterystyczne dla wyższej części dolnego kimerydu (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985), a zespół otwornicowy tej formacji wskazuje, że prawdopodobnie nie obejmuje ona górnego kimerydu (Smoleń, 2019).

Utwory górnojurajskie obniżenia podlaskiego są bardzo słabo datowane biostratygraficznie. W spągowej części formacji kraśnickiej stwierdzono amonity charakterystyczne dla poziomów *cordatum* dolnego oksfordu i *plicatilis* środkowego oksfordu (Niemczycka, 1979a).

Utwory górnojurajskie SE części wału pomorskiego są dobrze datowane na podstawie fauny amonitów w rejonie Kcyni i struktury solnej Zalesia (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 1998). W otworze wiertniczym Kcynia IG 4, w obrębie formacji (VIII) mułowcowej (Łyny), udokumentowano poziom *mariae* i najniższą część poziomu *cordatum* dolnego oksfordu, a powyżej – poziom *transversarium* środkowego oksfordu (Matyja, Wierzbowski, 1998). Stwierdzony w spągu tej samej formacji w strukturze Zalesia poziom *plicatilis* środkowego oksfordu świadczy o istnieniu luki stratygraficznej obejmującej cały dolny oksford (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985). W obrębie formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) udokumentowano również poziomy *bifurcatus* i *hypselum* górnego oksfordu oraz *bimammatum*, *planula* i *platynota*, a także najniższą część poziomu *hypselocylcum* dolnego kimerydu (Matyja, Wierzbowski, 1998). Amonity znalezione w obrębie formacji (V) wapienno-marglisto-muszlowcowej struktury Zalesia wskazują z kolei na niższy dolny kimeryd (powyżej pogranicza poziomów *planula* i *platynota*), a te z niższej części formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) na górny kimeryd (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985). W wyższej części tej samej formacji występują amonity charakterystyczne dla poziomów *pseudoscythica* i *scythicus* najwyższego dolnego tytonu i jego pogranicza z górnym tytonem oraz małżoraczki charakterystyczne dla tytonu. Datowanie spągu formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) na poziom *eudoxus* górnego kimerydu potwierdzają amonity pochodzące z otworu wiertniczego Kcynia IG 1 (Dembowska, 1964).

Utwory górnojurajskie północnej części niecki płockiej nie są datowane biostratygraficznie z wyjątkiem niepewnych oznaczeń fauny tytonu z rodzaju *Zarajskites* (por. Dembowska, 1973; Kutek 1994b).

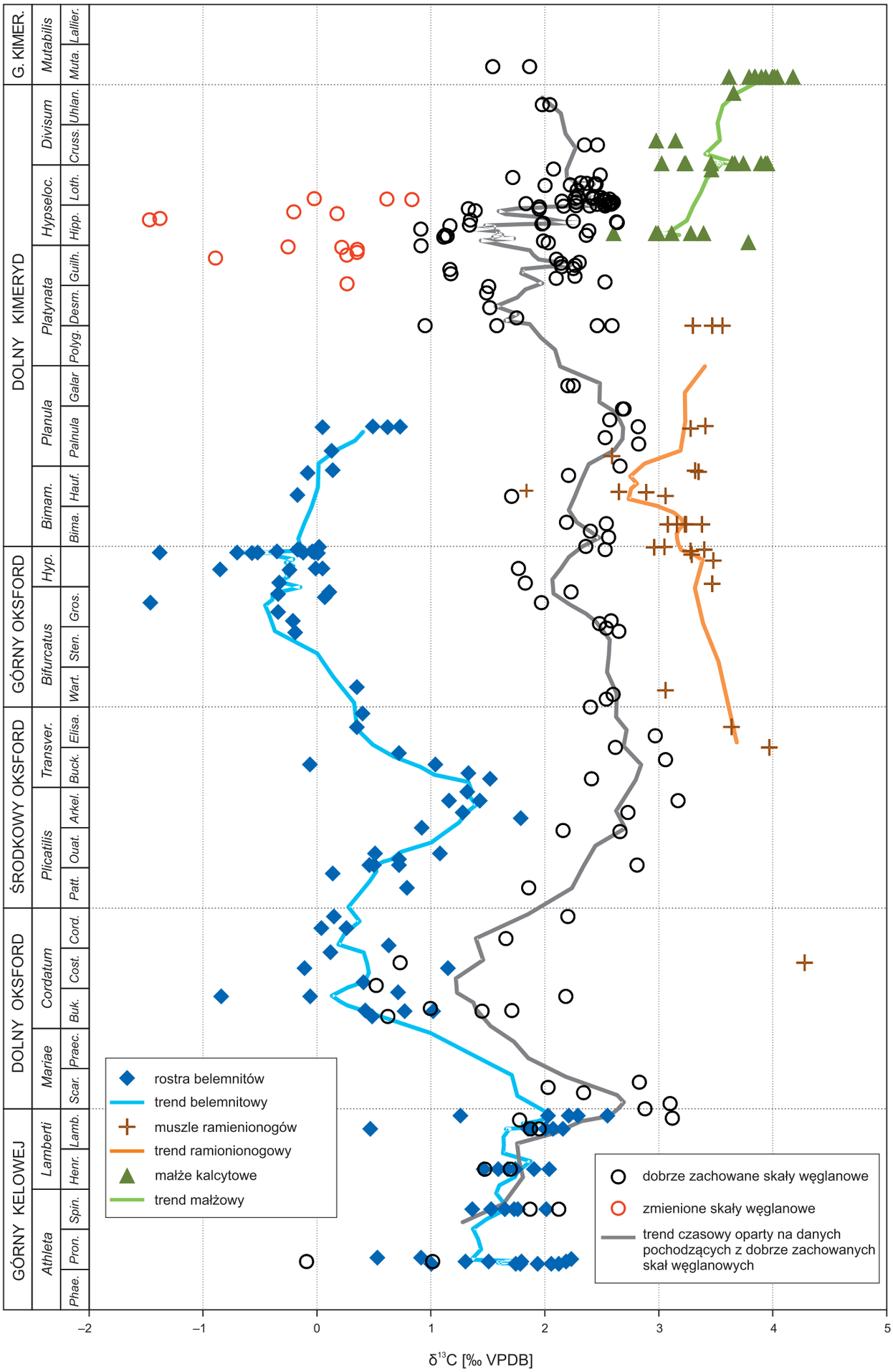


FIG. 14. Węglowa stratygrafia izotopowa środkowej Polski przedziału górny kelowej–przełom dolnego i górnego kimerydu: trendy wartości $\delta^{13}C$ węglanów wg danych Wierzbowskiego (2015, 2019); linie trendów przedstawiają zmiany wartości pięciopunktowej średniej ważonej dla poszczególnych rodzajów danych

W syneklizie perybałtyckiej formacja (VIII) mułowcowa (Łyny) jest datowana w najniższej górnojurajskiej części, ponad luką stratygraficzną, na dolną część poziomu *cordatum* dolnego oksfordu, a w jej wyższej części występuje kolejna luka obejmująca prawdopodobnie wyższą część tego poziomu (Wierzbowski in., 2015). Występujące powyżej utwory tej samej formacji są datowane na przedział od poziomu *plicatilis* środkowego oksfordu po pogranicze poziomów *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu i odpowiadające im poziomy borealno/subborealne. Młodsze utwory jury górnej zostały zerodowane w zachodniej, północnej i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Zachowane, dość skondensowane osady z południowo-centralnej części syneklizy są datowane na górny kimeryd–dolny tyton (Dembowska, 1973).

Zachowane utwory górnojurajskie we wschodniej części wyniesienia Łeby są fragmentarycznie datowane. Z najniższej oksfordzkiej części formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) pochodzi fauna borealnego poziomu *densiplicatum* i dolnej części poziomu *tenuiserratum* (Wierzbowski i in., 2015), które razem są odpowiednikiem najwyższej części poziomu *plicatilis* i dolnej części poziomu *transversarium* środkowego oksfordu (por. Wierzbowski i in., 2013). Wskazuje to na lukę stratygraficzną obejmującą cały dolny i najniższą część środkowego oksfordu. Większość formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej z Chociwla jest datowana na borealny poziom *tenuiserratum*, a z wyższej jej części pochodzi fauna amonitów diagnostyczna dla poziomów *transversarium* i *bifurcatus* pogranicza środkowego i górnego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015). Obecność zespołu otwornic *Lenticulina russiensis–Epistomina uhligi* w najwyższej skondensowanej części tej samej formacji wskazuje, że jej strop może być datowany na wyższą część górnego oksfordu. W nadległych osadach formacji (X) oolitowo-mułowcowej (Brdy) brak jest amonitów, a jej górna granica ma charakter erozyjny.

W północnej części niecki pomorskiej w wierceniu Koszalin IG 1, nieco ponad spągiem formacji piaszczysto-chlorytowej z Chociwla, stwierdzono występowanie amonitów charakterystycznych dla poziomu *cordatum* dolnego oksfordu (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977).

Dane biostratygraficzne dotyczące niecki szczecińskiej zostały zaprezentowane w pracach Dembowskiej (1973, 1979b); wyróżniona w przystropowej części osadów formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) fauna amonitów (z rodzaju *Zarajskites* i z linii Virgatitinae; zgodnie z rewizją Kutka, 1994b) może ją datować na podpoziom *puschi* (= *tenuicostata*) poziomu *pseudoscythica* oraz poziom *scythicus* najwyższego dolnego tytonu. W NE części niecki szczecińskiej, w profilu otworu Rzeczyn PIG 1, jura górna jest datowana na podstawie fauny amonitów i cyst bruzdnic. Najwyższa część formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) i dolna część formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej z Chociwla lokują się w obrębie poziomu *mariae* dolnego oksfordu (Matyja, 2010). Występująca ponad luką stratygraficzną wyższa część formacji z Chociwla to poziom *transversarium* środkowego oksfordu i najniższa część (?) poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu. Występującą ponad kolejną luką stratygraficzną formację (X) oolitowo-mułowcową (Brdy) dinocysty datują na górny kimeryd, a jej przystropową część i najniższą część formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) fauna amonitów – na poziom *autissiodorensis* górnego kimerydu. W najniższej części formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) znaleziono dinocysty charakterystyczne dla interwału obejmującego dolny tyton–najniższa część górnego tytonu. Występowanie w profilu otworu Oświno IG 1, z brzeżnej części niecki szczecińskiej, w pobliżu jej granicy z wałem pomorskim, typowych dla dolnego kimerydu (z wyłączeniem jego najniższego poziomu) taksonów mikrofauny otwornic, sugeruje z kolei, że zasięg czasowy formacji (X) oolitowo-mułowcowej (Brdy) może być tu szerszy (por. Feldman-Olszewska, 2021; Smoleń, 2021). Dane Wilczyńskiego (1962), częściowo zrewidowane przez Wierzbowskiego (2022) na podstawie archiwalnych okazów, które pochodzą z nieistniejących już odsłonięć w środkowo-zachodniej części niecki szczecińskiej, także wskazują na bardziej kompletny profil utworów jury górnej, obejmujący dolny kimeryd (poziomy *planula* i *platynota*) i górny kimeryd (poziomy *mutabilis* i *acathicum*) oraz lukę stratygraficzną, po której występuje dolny tyton (poziom *scythicus*).

Bezwzględny wiek chronostratygraficzny poszczególnych jednostek litologicznych podano w tabeli jednostek litostratygraficznych (tab. 4) na podstawie modelu wiekowego granic poziomów amonitowych jury górnej i najniższej kredy stosowanych na obszarze tetydzkim i perytetydzkim (por. Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020) oraz korelacji poziomów amonitowych (submedyterańskich i borealnych najwyższej jury odpowiadających wiekowo tytonowi – por. Wierzbowski i in., 2017).

1.6. KLIMATOSTRATYGRAFIA

Klimat wczesnej jury na terenie Polski był ogólnie ciepły i wilgotny, średnio o kilka stopni cieplejszy niż obecnie (Pieńkowski i in., 2020; fig. 15), z okresami cieplejszymi we wczesnym hetangu (doba *planorbis*), środkowym synemurze (*oxynotum*), późnym wczesnym pliensbachu (*davoei*) oraz bardzo gorącym cieplarnianym klimacie we wczesnym toarku, w czasie zdarzenia Jenkynsa. Chłodniejsze i suchsze epizody pojawiały się w późnym hetangu (sporadycznie; Barbacka i in., 2014 i literatura tam cytowana), na dłużej w późnym pliensbachu, przede wszystkim w dobie *stokesi* i *spinatum* (Ruebsam i in., 2020b). Wyniki badań paleobotanicznych wskazują, że poziom dwutlenku węgla był średnio 3 razy wyższy niż obecnie, co wynika z badań gęstości aparatów szparkowych (Pieńkowski i in., 2020; fig. 15). W przedziale czasowym późnego pliensbachu–wczesnego toarku wskazano na istotny mechanizm wpływający na globalny budżet węglowy i napędzający efekt cieplarniany w trakcie zdarzenia Jenkynsa. Kluczowy okazał się udział grzybów, które po przekroczeniu pewnego progu temperatury intensywnie rozkładały najbardziej odporny element lądowej materii organicznej – martwe drewno, dostarczając do atmosfery dodatkowe ilości gazów cieplarnianych (Pieńkowski i in., 2016). Lądowy rezerwuar węgla przestawał wtedy gromadzić ten pierwiastek i nawet na umiarkowanych szerokościach geograficznych stawał się jego źródłem. Porównanie zmian stosunków izotopowych $\delta^{13}C$ z obrazem cyklicznych zmian poziomu morza wykazało, że zmiany klimatyczne miały także związek ze zmianami poziomu morza, zarówno w wymiarze lokalno-regionalnym (intensyfikacja cyklu hydrologicznego i zwiększona dostawa materiału okruchowego do basenu), jak i globalnym (fluktuacje związane ze zlodowaceniami, rozszerzalność cieplna wody – Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020).

Badania izotopów tlenu ($\delta^{18}O$) z muszli organizmów jurajskich (Gruszczyński, 1998) świadczą o występowaniu w jurze środkowej znacznych oscylacji temperatur, sięgających kilkunastu stopni. Na przełomie toarku i aalenu temperatura wynosiła ok. 28°C, po czym w aalenie obniżała się stopniowo do kilkunastu stopni. Najniższą temperaturę wód, wynoszącą ok. 16°C, zaobserwowano na początku późnego bajosu. W późnym bajosie i we wczesnym batonie temperatura ulegała wahaniom, a następnie od środkowego batonu do jego końca stopniowo wzrosła ponownie do 28°C. Na przełomie batonu i keloweju nastąpiło gwałtowne ochłodzenie i w keloweju średnia temperatura wód spadła poniżej 16°C. Porównywalne wyniki dla okresu od późnego bajosu do środkowego batonu na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej dały badania izotopowe Wierzbowskiego i Joachimskiego (2007), którzy uzyskali temperaturę wód dennych w zakresie 7,4–10,1°C, a wód przypowierzchniowych – ok. 18,6°C. Z kolei wyniki badań izotopów tlenu ($\delta^{18}O$) skamieniałości węglanowych keloweju oraz pogranicza keloweju i oksfordu (Wierzbowski i in., 2009b; Wierzbowski, 2015), wskazują na stosunkowo stałą temperaturę wód dennych ok. 11–12°C w okresie od wczesnego keloweju do środkowego oksfordu. Jedynie na przełomie keloweju i oksfordu stwierdzono krótkotrwały dopływ wód zimnych, związany ze wzrostem poziomu morza.

W oksfordzie i dolnym kimerydzie obserwuje się silny spadek wartości $\delta^{18}O$ dobrze zachowanych skamieniałości węglanowych (rostrów belemnitów, muszli ramienionogów i małży; por. Wierzbowski, 2015, 2019). Spadek ten, chociaż wiązany pierwotnie z ociepleniem klimatu, jest obecnie interpretowany jako efekt wypłycenia się basenu w trakcie postępującej oksfordzko-wczesnokimerydzkiej regresji, a także możliwego zmniejszenia zasolenia jego wód, w trakcie maksimum regresji morskiej we wczesnym kimerydzie (por. Wierzbowski, 2021).

Systematyczne, wysokorozdzielcze badania paleoklimatyczne tytonu przeprowadzono stosunkowo niedawno, a głównymi narzędziami interpretacji były podatność magnetyczna, chemostratygrafia pierwiastków oraz mineralogia ilasta (Wierzbowski i in., 2016b; Grabowski i in., 2021; Błażejowski i in., 2023).

W basenie polskim od górnej części dolnego tytonu (poziom *pseudoscythica*) do górnego tytonu (poziom *virgatus*) maleje ilość materiału terygenicznego i wzrasta zawartość węglanu wapnia. Pojawienie się ewaporatów oraz zanik facji pełnomorskich w dolnej części poziomu *virgatus* wskazuje na regresję morza i wysuszenie klimatu. Interpretacja ta zgodna z wynikami badań geochemicznych i składu minerałów ilastych (Wierzbowski i in., 2016b; Grabowski i in., 2021). Trend arydyfikacji klimatu w tytonie basenu polskiego koreluje się z podobnymi zjawiskami z NW Europy i Rosji, co wskazuje na uwarunkowania regionalne lub nawet globalne. Wzrost zawartości węglanu wapnia obserwowano także w tytonie

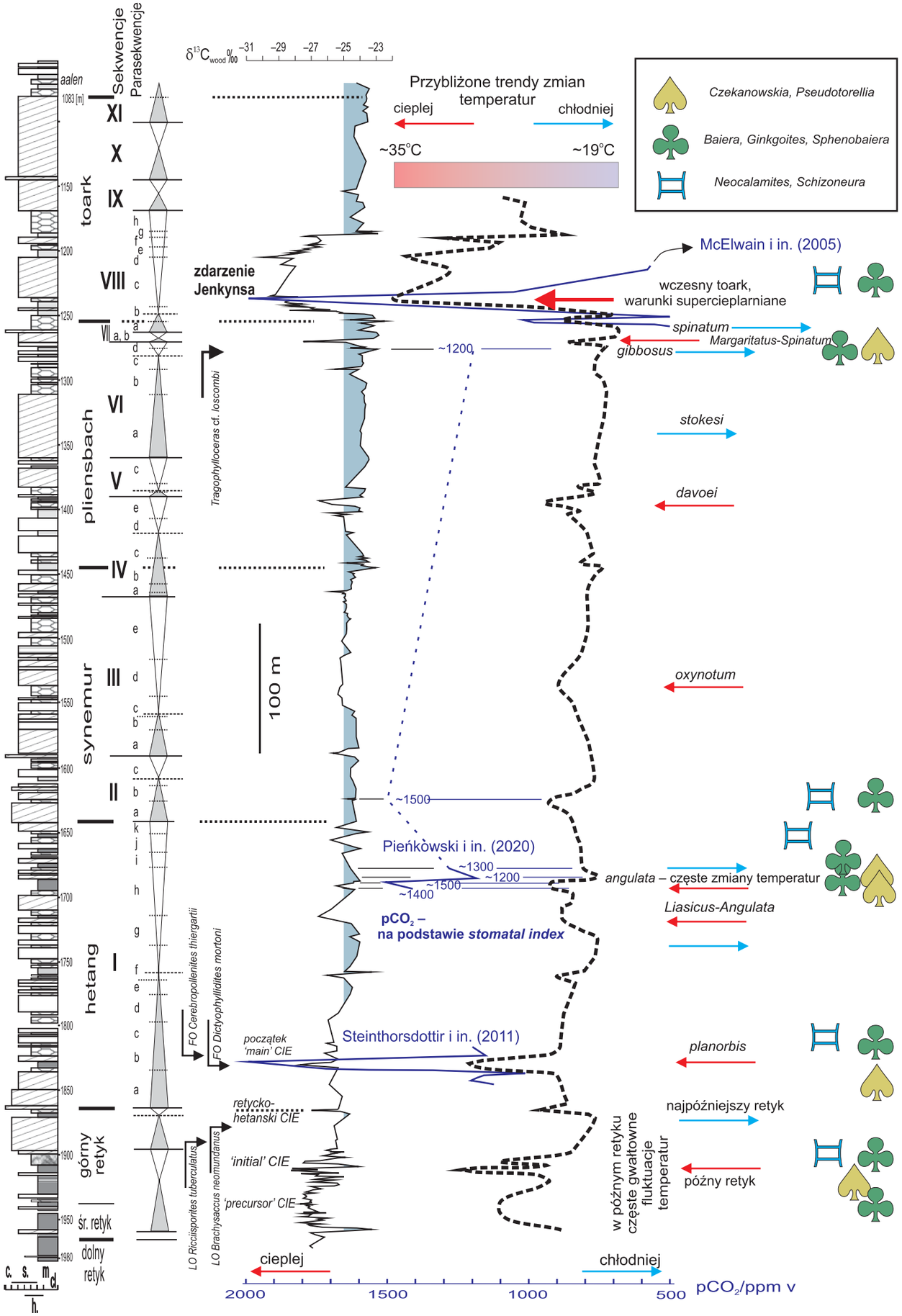


FIG. 15. Interpretacja zmian temperatury u schyłku retyku i w epoce wczesnojurajskiej na terenie Polski (na podstawie profilu Kaszewy 1), z uwzględnieniem stosunku zawartości kerogenu lądowego do zmian $\delta^{13}C_{wood}$ oraz pomiaru *stomatal index* roślin miłorzębowych, odzwierciedlającego zawartość CO_2 w atmosferze (w ppm). Dodatkowo wzięto pod uwagę wystąpienia makroflory – zespół *Czekanowskia-Pseudotorellia* wskazuje na względnie chłodniejsze i suchsze okresy, a zespół *Baiera-Ginkgoites-Sphenobaiera* na warunki względnie cieplejsze i wilgotniejsze. Występowanie skrzypów *Neocalamites-Schizoneura* wskazuje na wilgotne warunki. Przybliżona skala średniorocznych temperatur na podstawie paleotermometru molekularnego (Ruebsam i in., 2020b). Na podstawie Pieńkowskiego i in. (2020), uzupełniono

w głębokomorskich profilach tetydzkich (np. Grabowski i in., 2017), co koreluje się ze zmianą sedymentacji z wapieni typu ammonitico rosso na wapienie typu maiolica lub biancone (Wieczorek, 1988; Pszczółkowski, 1996).

1.7. MAGNETOSTRATYGRAFIA

Badania magnetostratygraficzne prowadzone na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej i w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich objęły profil oksfordu (od poziomu *cordatum*) oraz dolnego kimerydu (do dolnej części poziomu *planula*; Przybylski i in., 2010a, b). Opróbowany interwał obejmuje warstwy jasnogórskie i zawodziańskie (formacja wapieni gąbkowych częstochowskich) oraz ich odpowiedniki: wapienie margliste, wapienie siwe i morawickie (por. fig. 5). Wykazano obecność namagnesowania o normalnej i odwrotnej polarności, które w większości zinterpretowano jako pierwotne. Sekwencja zmian polarności magnetycznej została skorelowana z magnetozonami od M33Br (spąg poziomu *cordatum*) do M25An.3n (dolna część poziomu *planula*). Obecnie przyjęta granica pomiędzy oksfordem a kimerydem, która jest korelowana ze spągiem magnetozony M26r (Wierzbowski i in., 2016a; Hesselbo i in., 2020), została udokumentowana w profilu Bobrowniki (Przybylski i in., 2010b; Wierzbowski i in., 2016a).

1.8. MAGMATYZM

W jurze na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich nie zanotowano do tej pory obecności *in situ* skał wulkanicznych, jak również materiału piroklastycznego. Okruchy detrytyczne skał magmowych i metamorficznych oraz minerały ciężkie obecne w środkowo- i górnojurajskich skałach osadowych SE Lubelszczyzny i Pomorza pochodzą z erozji starszych skał mezozoicznych i paleozoicznych obszarów sąsiednich (por. Niemczycka, 1976a; Bembenek i in., 2021).

1.9. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII (ASPEKTY REGIONALNE)

Utwory dolnej jury basenu polskiego odzwierciedlają złożoną mozaikę różnorodnych systemów depozycyjnych, zmieniających się w czasie i przestrzeni na skutek zmian poziomu morza, klimatu i w mniejszym stopniu czynników tektonicznych (fig. 16). Jurę dolną reprezentują utwory silikoklastyczne (piaskowce, mułowce, heterolity, iłowce) z podrzędnymi zlepieńcami, węglami i syderytami. W utworach brakiczno-morskich pojawiają się też wczesnodiagenetyczne ankeryty i dolomity oraz szamozyt i bertieryn (Pieńkowski, 2004). Najbardziej kompletne profile zachowały się w osiowej części basenu – bruździe śródpolskiej (fig. 1A, B), gdzie zapis chemostratygraficzny (fig. 9, 10) oraz dane paleontologiczne, sedymentologiczne, palinofacjalne i geochemiczne (Pieńkowski, Waksmundzka, 2009; Pieńkowski i in., 2012; Ruebsam i in., 2020a) pozyskane z licznych wierceń i odsłonięć (fig. 16–18) pozwoliły na ustalenie przebiegu sedymentacji całej serii dolnej jury (Pieńkowski, 2004).

Podczas najpóźniejszego retyku i najwcześniejszego hetangu na obszarze Polski zachodziła sedymentacja w lądowych środowiskach rzecznych i limniczno-bagiennych (formacja zagajska – tab. 3; fig. 9, 16–18). Zmiany składu detrytycznych minerałów ilastych i zawartości pierwiastków głównych są przeważnie warunkowane przez czynniki paleośrodowiskowe – zwłaszcza zmiany paleoklimatu – determinujące reżim paleowietrzenia (Brański, 2012, 2014; Pieńkowski i in., 2014). W formacji zagajskiej zaznacza się wyraźna dominacja kaolinitu i illitu, wskazująca na długookresową zmianę klimatu, a zwłaszcza wyraźny wzrost wilgotności; kaolinit jest bowiem typowym produktem intensywnego wietrzenia chemicznego w warunkach klimatu ciepłego lub gorącego o obfitych całorocznych opadach, prowadzącego do rozwoju gleb i zwietrzelin kaolinitowych na obszarach źródłowych, z których materiał jest następnie erodowany i deponowany w basenie sedymentacyjnym. Formacja zagajska występuje na całym obszarze Niżu Polskiego, jej utwory zawierają poziomy gleb kopalnych (fig. 16), obfite szczątki roślin (fig. 18E), przewarstwienia węgliste, a także nagromadzenia konkrecji i sferolitów syderytowych. Cennych informacji o przebiegu sedymentacji utworów tej formacji dostarczają odsłonięcia i otwory wiertnicze w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie odsłaniają się litofacje korytowych i pozakorytowych utworów rzeki o anastomozującym układzie koryt o wysokiej krętości (fig. 16, 17A). Z Sołtykowa pochodzą znane tropy dinozaurów, w tym teropodów i zauropodów (Gierliński, Pieńkowski, 1999; Gierliński i in., 2004; Niedźwiedzki, 2011; fig. 18D), a także ich gniazda (Pieńkowski, 1998) oraz koprolity (Barbacka i in., 2022).

Pod koniec wczesnego hetangu (doba *planorbis*) w bruździe śródpolskiej stopniowo postępowała od Pomorza w kierunku Gór Świetokrzyskich transgresja brakiczno-morska (fig. 1). Osadziły się wtedy piaskowce i heterolity pochodzenia przybrzeżno-morskiego, przy brzegach basenu także deltowego (np. Pieńkowski, 2004), należące do formacji skłobskiej. Poza segmentem świętokrzyskim bruzdy śródpolskiej utwory tej formacji obejmują najwyższy dolny, środkowy i górny hetang, natomiast w segmencie świętokrzyskim tylko górną część dolnego hetangu i środkowy hetang (tab. 2; fig. 2). Piaskowce (arenity) są dobrze wysortowane, z częstymi tabularnymi warstwowaniami przekątnymi, warstwowaniami poziomymi i kopułowymi warstwowaniami przekątnymi (fig. 16), co wskazuje na aktywność sztormową (Pieńkowski, 2004). Liczne są zróżnicowane skamieniałości śladowe i małże brakiczno-morskie. Formacja skłobska występuje w całym basenie polskim, jej odpowiedniki są znane także z obszarów Niemiec i Skandynawii. W centrum Polski i na Pomorzu występują ilaste pakiety utworów morskich bogate w organikę (kerogen morski), utworzone w wąskiej, eutroficznej zatoce morskiej (Barth i in., 2018; Pieńkowski i in., 2020).

Następna, przysuska formacja rudonośna występuje wyłącznie na obszarze segmentu świętokrzyskiego bruzdy śródpolskiej (tab. 2). Wiek tych osadów na podstawie stratygrafii sekwencyjnej określono na górny hetang (Pieńkowski, 1983, 2004), chociaż w dawnych interpretacjach (Dadlez, 1969, 1973, 1975) utwory te były zaliczane do dolnego synemuru. Należy zaznaczyć, że Karaszewski (1960, 1974), na podstawie przesłanek biostratygraficznych, konsekwentnie podtrzymywał swój pogląd o hetańskim wieku tej formacji. Późniejsze badania sedymentologiczne i stratygraficzno-sekwencyjne (Pieńkowski, 1983, 2004), korelacje palinologiczne (Krupnik i in., 2014; Marcinkiewicz i in., 2014), a także chemostratygrafia izotopowa (Pieńkowski i in., 2020) pozwalają na zaliczenie przysuskiej formacji rudonośnej do górnego hetangu. Formacja charakteryzuje się powtarzalnością tzw. trzech poziomów rudnych – mułowców i iłowców, miejscami heterolitów z syderytami (Karaszewski, 1962; Wyrwicki, 1966; Kozydra, 1968; Pieńkowski, 2004). Są one rozdzielone utworami piaszczystymi pochodzenia barierowego i przybrzeżnego z małżami brakicznymi (fig. 18G), bliżej brzegów basenu obecne są także utwory deltowe (fig. 16). Syderyty były kiedyś eksploatowane jako rudy żelaza, obecnie poziomy ilasto-mułowcowe są źródłem surowców ceramicznych. Liczne są szczątki roślin, a miejscami gleby kopalne z korzeniami roślin. Utwory formacji powstawały w trakcie stabilizacji poziomu morza i stopniowej jego regresji. Środowiska przybrzeżne barier, lagun i delt (fig. 17B) stanowiły korzystny biotop dla dinozaurów i sprzyjały możliwości zachowywania się licznie pozostawionych tropów dinozaurów w takich stanowiskach jak Gliniany Las (Gierliński, Pieńkowski, 1999), Zapniów (Niedźwiedzki, Pieńkowski, 2016), czy w ostatnio odkrytym stanowisku w Borkowicach koło Przysuchy, zawierającym jedne z najlepiej zachowanych tropów dinozaurów na świecie, a także odlewy ich kości (fig. 18A–C; Pieńkowski, Niedźwiedzki, 2021).

Osady formacji zagajskiej, skłobskiej i przysuskiej rudonośnej (tab. 2) budują I sekwencję depozycyjną jury dolnej (Pieńkowski, 2004, 2006; Pieńkowski in., 2008; fig. 9). Formacja zagajska (parasekwencje Ia–b) reprezentuje część inicjalną ciągu TST (powstałą przed wkroczeniem zalewu morskiego, na skutek podnoszenia się bazy erozyjnej w miarę postępującej transgresji) i odpowiada wiekowo większości dobie *planorbis* i prawdopodobnie najstarszej dobie jury *tilmanni* (Pieńkowski i in., 2020; Hesselbo i in., 2020). Formacja skłobska (parasekwencje Ic–f) reprezentuje zasadniczą część TST i odpowiada najwyższej części poziomu *planorbis* oraz dolnej i środkowej części poziomu *liasicus*. Przysuska formacja rudonośna (parasekwencje Ig–k) reprezentuje ciąg HST i odpowiada najwyższej części poziomu *liasicus* oraz większości poziomu *angulata*. Na najwyższą część poziomu *angulata* przypadałaby luka erozyjna (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008).

Utwory synemuru spoczywają na powierzchni erozyjnej – granicy sekwencji II i rozpoczynają się od utworów koryt rzecznych, wcinających się w starsze osady hetangu (Pieńkowski, 2004, 2006). Nad nimi występują utwory zbiornika brakiczno-morskiego (piaskowce i heterolity) dolnego synemuru (fig. 9, 17C), zbliżone cechami do formacji skłobskiej, mają też podobny zasięg lateralny w basenie polskim. W obrębie synemuru występuje jeszcze jedna granica sekwencji – powierzchnia erozyjna, korelowana z niskim poziomem morza w dobie *turneri*. Nad nią występuje sekwencja III górnego synemuru wykształcona podobnie do sekwencji II, kończąca się regionalną regresją korelowaną z późną częścią doby *raricostatum*. Obie sekwencje depozycyjne występują w obrębie jednej jednostki litostratygraficznej formacji ostrowieckiej, złożonej w przewadze z piaskowców (tab. 2).

Utwory pliensbachu rozpoczęły się silną transgresją morską doby *jamesoni*. Na Pomorzu w dolnym pliensbachu występują ilasto-mułowcowe utwory otwartego morza z fauną morską (formacja łobeska), na pozostałej części kraju są to piaszczysto-heterolityczne utwory płytszego morza, przy brzegach nieco wysłodzonego (formacja gielniowska). Formacja ta wchodzi wraz z równowiekową formacją łobeską w skład sekwencji depozycyjnej IV. Spłycenie korelowane z późną dobą *davoei* stanowi granicę

z kolejną sekwencją V, wchodzącą w skład formacji gielniowskiej. Sekwencję V cechują nadal warunki przybrzeżno-morskie, ale wpływy morskie są słabiej zaznaczone niż w sekwencji IV. Początek późnego pliensbachu (doba *stokesi*) był związany ze znacznym spadkiem poziomu morza (wywołanym prawdopodobnie zlodowaceniem), a także obniżeniem bazy erozyjnej oraz usuwaniem części osadzonych wcześniej utworów poprzedniej sekwencji depozycyjnej. Na całym terenie Polski występowały facje lądowe w postaci koryt rzecznych (sekwencja VI), zaliczonych do najniższej części następnej formacji drzewickiej. Jeszcze w dobie *stokesi* nastąpiła jednak szybka transgresja morska, kontynuująca się w dobie *margaritatus*, której efektem było powstanie m.in. piaskowców przybrzeżnych znanych z okolic Szydłowca i morskich utworów z amonitami na Pomorzu i w centralnej Polsce – otwór Kaszewy 1 (fig. 9, 18F). W regionie świętokrzyskim występują utwory deltowe i plażowe, a w nich liczne tropy dinozaurów. Na Pomorzu, a także w centralnej Polsce stwierdza się bardzo zróżnicowane facjalnie utwory piaszczysto-mułowcowe, reprezentujące środowiska od morskich po deltowe, zaliczone do formacji drzewickiej (region świętokrzyski, centralna Polska) albo komorowskiej (Pomorze; tab. 2). W górnym pliensbachu, w obrębie tych dwóch formacji, wyróżniono jeszcze jedną sekwencję depozycyjną VII, która miejscami (np. w otworze Kaszewy 1) jest zachowana szczątkowo na skutek ruchów mas solnych w podłożu.

Dolny toark należy dzięki wysokorozdzielczej chemostratygrafii (fig. 10) do najlepiej zdefiniowanych stratygraficznie odcinków profilu jury dolnej (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Zalew morski (związany z szybką deglacjacją) na początku wieku toarckiego spowodował przekształcenie się przeważającej części obecnego terytorium Polski w rozległą brakiczną zatokę morską (fig. 1B), wypełnianą stopniowo charakterystycznymi zielonoszarymi mułowcami i heterolitami formacji ciechocińskiej, należącymi do sekwencji VIII (fig. 17D). Jednocześnie nasilenie efektu cieplarnianego, opadów, erozji i gwałtownej dostawy materiału terygenicznego do basenu w czasie apogeum zdarzenia Jenkynsa przejściowo doprowadziło (mimo rosnącego w tym czasie globalnego poziomu morza) do wypełnienia basenu utworami deltowo-piaszczystymi (fig. 1B). Po złagodzeniu ekstremalnych warunków klimatycznych, warunki brakiczno-morskie w basenie polskim powróciły (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Ruebsam i in., 2020a). Oprócz analiz sedymentologicznych (Pieńkowski, 2004; Leonowicz, 2009, 2011, 2016a) i palinofacjalnych (Pieńkowski i in., 2016), istotne znaczenie dla interpretacji paleozasolenia i warunków paleośrodowiskowych miała analiza biomarkerów (Ruebsam i in., 2020a), która wykazała, że erozja odsłoniła na lądach starsze utwory paleozoiczne, dostarczając do basenu także paleozoiczną materię organiczną (Ruebsam i in., 2020a; fig. 1B). Sedymentację brakiczno-morską wczesnego toarku przerwała rozległa, ponadregionalna erozja, po której zachodziła sedymentacja rzeczno-deltowa piaszczystych utworów formacji borucickiej (sekwencje IX–XI).

W jurze środkowej na obszarze Niżu Polskiego dominowała sedymentacja w płytkim morzu epikontynentalnym. W początkowym okresie (aalen, wczesny bajos) zajmowało ono tylko obszar bruzdy śródpolskiej i miało prawdopodobnie połączenie tylko od południa z Oceanem Tetydy, przez bramę przemyską (fig. 12A, B). W późniejszym okresie (późny bajos, wczesny i środkowy baton) basen polski uzyskał połączenie również z morzem subborealnym zachodniej Europy (fig. 19A), a w późnym batonie i keloweju także z morzem borealnym położonym na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Ziegler, 1990; Thierry i in., 2000; fig. 12H, I, 20B). Zasięg basenu sedymentacyjnego ulegał rozszerzaniu i kurczeniu, zgodnie z pulsami transgresywno-regresywnymi (Feldman-Olszewska, 1997; Feldman-Olszewska *w*: Pieńkowski i in., 2008). Obszar bruzdy śródpolskiej przez całą jurę środkową był przykryty morzem i profil sedymentacyjny jest tu ciągły. Na obszarach położonych na zewnątrz od bruzdy, po jej obu stronach, sedymentacja odbywała się z przerwami (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c). Podnoszenie się poziomu oceanu światowego powodowało transgresje morskie na te obszary. Luki sedymentacyjne i erozja osadów były związane z okresami niskiego poziomu oceanu światowego i (lub) zwiększenia tempa subsydencji bruzdy śródpolskiej.

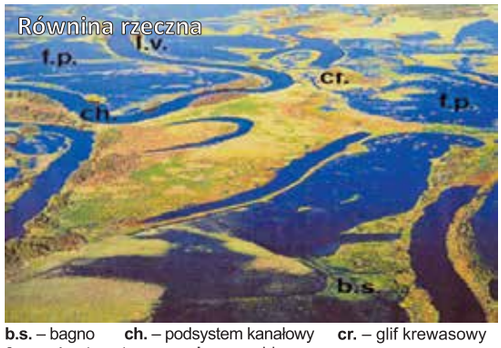
Pierwsza transgresja środkowojurajska wkroczyła na obszar Niżu Polskiego w aalenie i objęła swym zasięgiem tylko obszar bruzdy śródpolskiej, która w tym czasie wykazywała silne ruchy obniżające. Okres aalenu był czasem jednego z dwóch głównych w jurze środkowej podniesień poziomu morza (cykle długookresowe; Haq, 2018), na który składa się kilka wyraźnych spadków poziomu morza, po których następowało silne jego podniesienie. Transgresja ta wkroczyła na fluwialne utwory górnego toarku pokrywające cały obszar Niżu Polskiego, prawdopodobnie od SE (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988), o czym może świadczyć obecność utworów aalenu–dolnego bajosu w rejonie SE Polski (Moryc, 2004). Wiąże się z nią stopniowe pojawianie się na obszarze południowej i centralnej części bruzdy śródpolskiej osadów estuarium zdominowanego przez pływy średniej wielkości (Feldman-Olszewska, 2006a, 2007a, 2012a, b). Sedymentacja odbywała się początkowo w obrębie środkowego estuarium, w którym zostały osadzone utwory równi piaszczystej i mieszanej z przewarstwieniami osadów równi mułowych, poprzecinane przez koryta rozprowadzające i rozdzielone przez migrujące po dnie wały piaszczyste. Następnie zostały osadzone wysokoenergetyczne utwory ujścia estuarium. Utwory te charakteryzuje obecność przewarstwień zawierających mikrofaunę morską, faunę małżową oraz skamieniałości śladowe ichnofacji *Skolithos*, diagnostyczne dla facji płytkomorskich (Kopik, 1956; Karaszewski, 1967; Ryll, 1970, 1983; Bielecka, Styk, 1981b). Ubogie dane stratygraficzne sugerują, że początek transgresji należy wiązać z aalenem. W tym czasie w pomorskiej części bruzdy dominowała sedymentacja lądowa (fig. 12A).

Szybki postęp transgresji aaleńskiej, skorelowany z subsydencją obszaru bruzdy śródpolskiej oraz znikomą dostawą materiału terygenicznego z lądu, doprowadził do powstania basenu sedymentacyjnego, reprezentującego strefę głębokościową poniżej sztormowej podstawy falowania (odbrzeże). Jednocześnie słaba cyrkulacja w basenie o kształcie wąskiej rynny (fig. 12B; Dayczak Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c), spowodowała stratyfikację wód, co w połączeniu z obfitym dopływem materii organicznej z lądu wytworzyło w tym basenie warstwę dysoksyczno-anoksycznych wód dennych (Feldman-Olszewska, 2005, 2006b). Takie warunki zapoczątkowały sedymentację czarnych osadów ilastych. Maksimum transgresji przypadło prawdopodobnie na dobę *sauzei* lub najniższą część doby *humphresianum* – poddoba *romani*, gdyż to w tym okresie morze wkroczyło na obszar NE obrzeżenia GZW oraz bloku Gorzowa i niecki szczecińskiej (pozostawiając odsłonięty garb wielkopolski; fig. 12C; Dayczak-Calikowska, 1976, 1977a, 1979; Kopik, 1998; Feldman-Olszewska, 2014). Po tym okresie nastąpiło stopniowe spłycanie basenu i wycofywanie się morza ze stref marginalnych (z obszaru monokliny śląsko-krakowskiej oraz niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa – Dayczak-Calikowska, 1979; Kopik, 1998). W centralnej części basenu obserwuje się znaczący wzrost piaszczystości utworów tego wieku (od osadów ilastych basenu dysoksycznego do utworów piaskowcowych dolnego / środkowego przybrzeża; fig. 20; Feldman-Olszewska, 2007a, 2008b, 2012c), co wskazuje na znaczące obniżenie poziomu morza w tym czasie.

Druga transgresja rozpoczęła się pod koniec doby *subfurcatum* (= *niotriense*) lub z początkiem doby *garantiana*, na co wskazuje luka stratygraficzna stwierdzona w poziomie *subfurcatum* na obszarze częstochowskim (Kopik, 1998). Prawdopodobnie w tym samym czasie morze wkroczyło również od południa na obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem, tworząc wąskie, wydłużone zatoki (Moryc, 2018). Natomiast na obszar niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa morze wkroczyło dopiero w dobie *acris* (por. tab. 1; Dayczak-Calikowska, 1979; Feldman-Olszewska, 2014). Maksimum transgresji przypadło na niższą część doby *parkinsoni* (fig. 11). Maksymalny zasięg basenu w tym czasie obejmował, poza obszarem bruzdy śródpolskiej, również obszar położony na SW od niej (prawdopodobnie bez centralnej części tzw. garbu wielkopolskiego; Dayczak-Calikowska, 1977a, 1979; Kopik, 1979a, 1998; Feldman-Olszewska, 2012d), a także przylegającą do bruzdy śródpolskiej niewielką część niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1976) i płockiej (Ryll, 1983; fig. 12D). Większą część basenu w tym czasie obejmowała sedymentacja ilasta w warunkach dysoksycznych, w których licznie występuje fauna amonitowa poziomów *garantiana*, *acris* i niższej części *parkinsoni* (zob. Różycki, 1953; Znosko, 1957; Kopik, 1979a, 1998; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Matyja, Wierzbowski, 2000; Zatoń, 2010a, b) oraz małże i syderyty. Na obszarze częstochowskim w utworach tego wieku są obecne poziomy rudne syderytów, które były w XX w. przedmiotem eksploatacji przemysłowej. Jedynie w strefach przybrzeżnych (obecnie zachowanych tylko na obszarze niecki płockiej) dominowała sedymentacja utworów piaszczystych (Ryll, 1983). Ponowne obniżenie poziomu morza przypadło na schyłek doby *parkinsoni* (poddoba *bomfordi*) oraz początek doby *zigzag* (poddoba *convergens)*. Wiąże się go z wycofaniem się morza z rejonu garbu wielkopolskiego i niecki szczecińskiej (Dayczak-Calikowska, 1979; fig. 12E) oraz ponownym silnym zapiaszczeniem i osadzeniem bardziej płytkomorskich osadów (stopniowe przejście od osadów ilastych basenu dysoksycznego do utworów dolnego i środkowego przybrzeża – fig. 20) na obszarze centralnym (Feldman-Olszewska, 2007a, 2012b, c). Spłycenie to jest datowane, za pomocą cyst bruzdnic, na pogranicze poziomów *parkinsoni* i *zigzag* (Barski, 2007, 2008, 2012). W rejonie bełchatowskim w stropie pojawiły się piaskowce szamozytowe z charakterystyczną mikrofauną (Kopik, 1979a).

Trzecia transgresja objęła swoim zasięgiem znacznie szerszy obszar niż dwie poprzednie. Zbiornik morski zajął cały obszar na SW od bruzdy śródpolskiej, szerzej również wkroczył w regionie centralnym na obszar platformy wschodnioeuropejskiej i dotarł w rejon Olsztyna (fig. 12F; Deczkowski, 1976, 1977; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Nieznaczne poszerzenie zbiornika jest obserwowane również na południe i wschód od Krakowa (Moryc, 2018). Ponownie w centralnej i południowej części basenu utwory transgresywne są reprezentowane przez iłowce i łupki bogate w faunę małży i amonitów oraz mikrofaunę, a także syderyty.

1
Niż Polski
i pas wyżyn



b.s. – bagno **ch.** – podsystem kanałowy **cr.** – glif krewasowy
f.p. – równia zalewowa **l.v.** – grobla



zlepieńce korytowe (kwarc i klasty mułowe)



piaskowce korytowe



glif krewasowy, korzenie



napławiona flora





heterolity prodelty



przekątnie warstwowane piaskowce czoła delty



przekątnie warstwowane piaskowce kanału rozprowadzającego





mułowce-iłowce laguny

piaskowce bariery, korzenie roślin



piaskowce bariery – kanał wlotowy





heterolity, cykle sztormowe – HCS, bioturbacje – ślady ucieczki





powierzchnie erozyjne

powierzchnie erozyjne ze zlepieńcami/klastami mułowców

jamki małżów

nory stawonogów

ślady zauropodów i prozauropodów

ślady wczesnych ornitopodów

ślady małych/średnich teropodów

ślady dużych teropodów

ślady gigantycznych teropodów

gniazda dinozaurów

koprolity dinozaurów

korzenie roślin i paleogleby

napławiona flora

warstwowanie poziome

warstwowanie przekątne tabularne

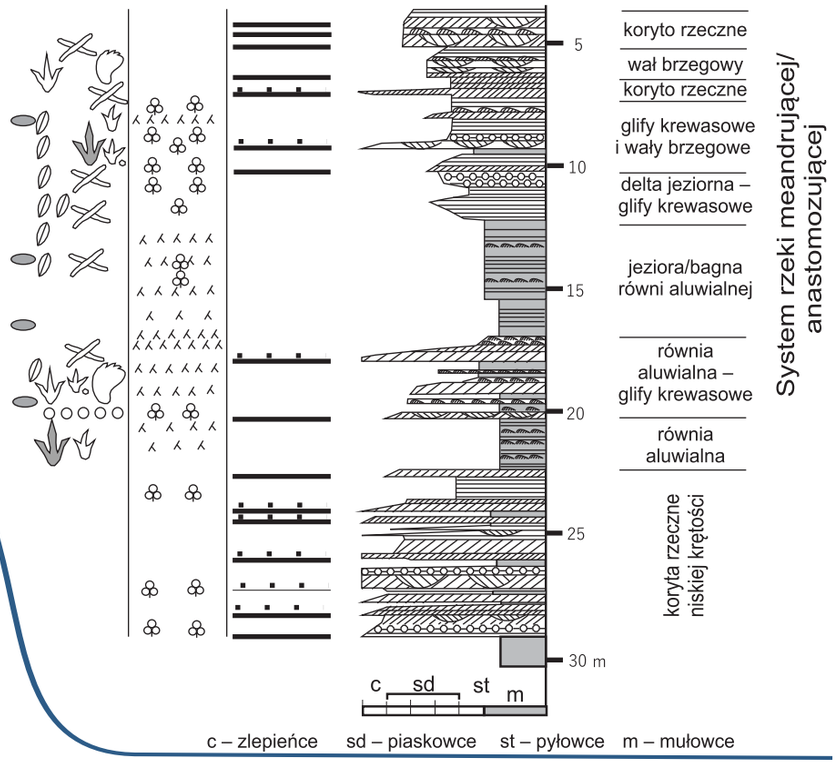
warstwowanie przekątne rynnowe

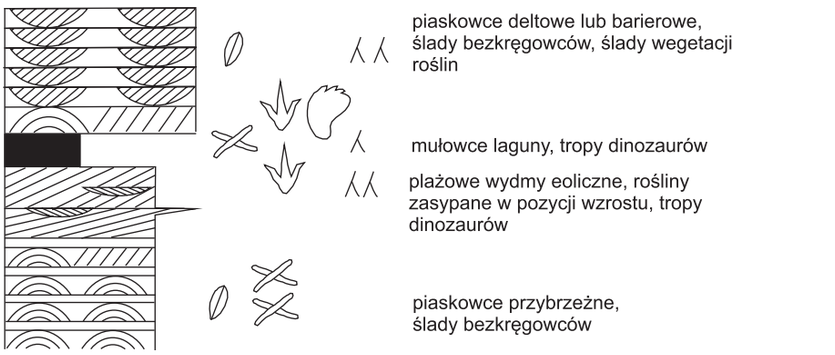
warstwowanie znarszczkowe

warstwowanie konwolutne

mułowce i iłowce – bezstrukturalne i laminowane

kopułowe warstwowanie przekątne





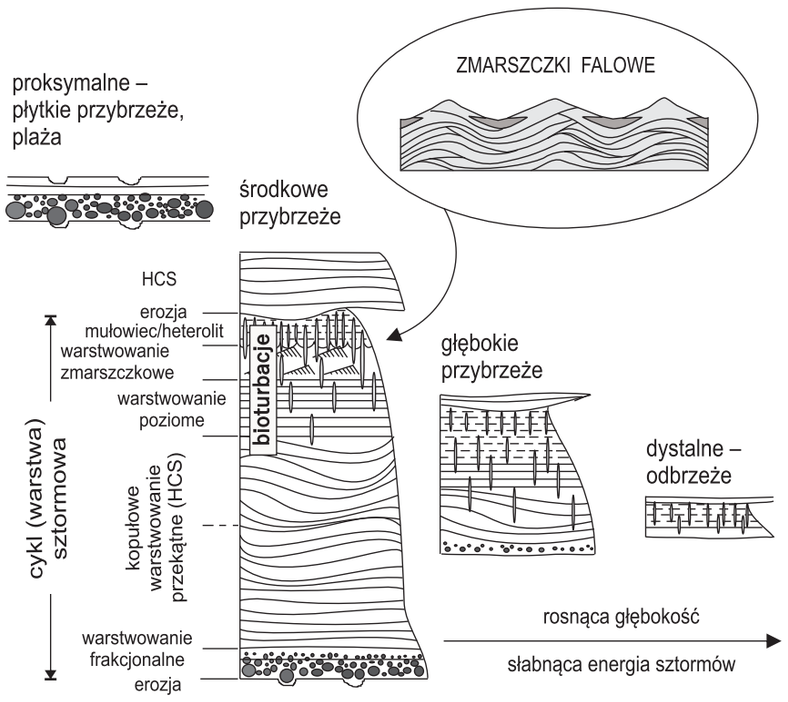


FIG. 16. Podstawowe paleośrodowiska i litofacje obecne we wczesnojurajskim basenie sedymentacyjnym w Polsce: system rzeki meandrującej/anastomozującej oparty na profilu wiercenia i odsłonięcia w Sołtykowie; zdjęcia rdzenia pochodzą z profilu otworu Kaszewy 1 (na podstawie Pieńkowskiego, 2004, zmieniono i uzupełniono)

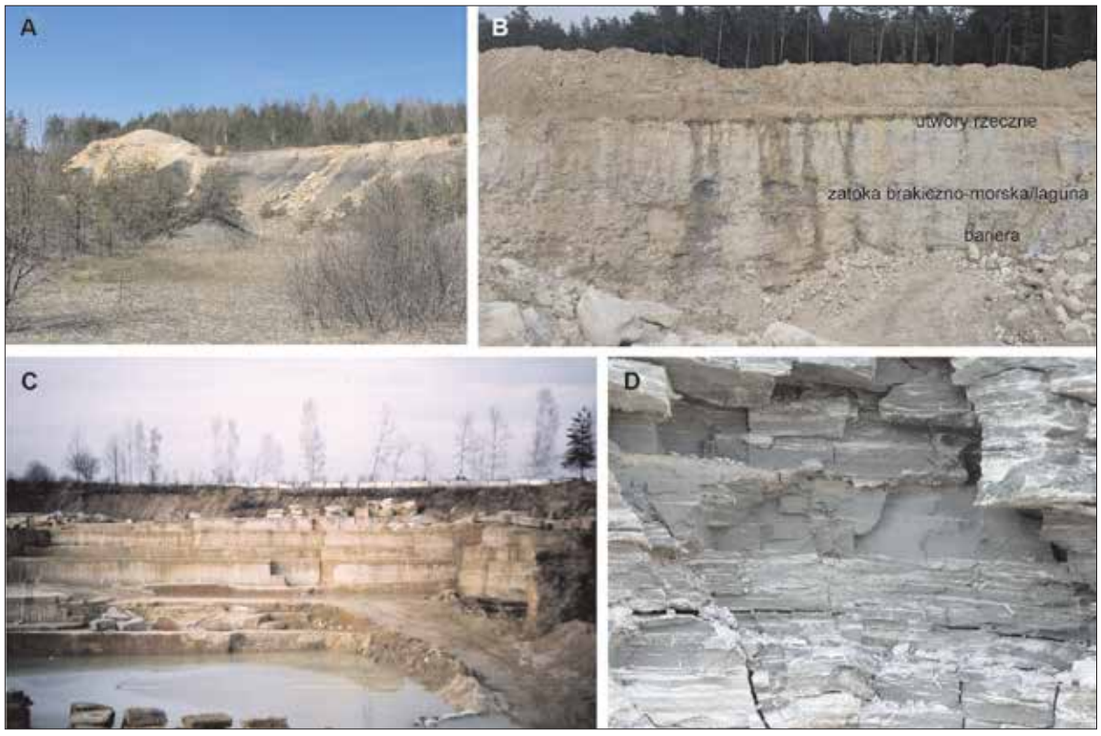


FIG. 17. Wybrane typowe odsłonięcia jury dolnej: **A –** utwory równi rzecznej w Sołtykowie k. Staporkowa, pow. konecki, dolny hetang: widoczne jeziorno-bagienne mułowce węgliste z syderytami (niżej), wyżej utwory koryta rzecznego (po lewej) i koryta glifów krewasowych rozciągające się wzdłuż górnej krawędzi odsłonięcia; **B –** utwory barierowo-zatokowe/lagunowe w Borkowicach k. Przysuchy, górny hetang: utwory rzeczne na górze reprezentują następną formację ostrowiecką (dolny synemur), zalegającą na regionalnej powierzchni erozyjnej (granica sekwencji depozycyjnej II); **C –** piaskowce dolnego synemuru w Żarnowie, pow. opoczyński (sekwencja II) z widocznymi przekątnymi warstwowaniami kopułowymi wielkiej skali, utwory sztormowe przybrzeża; **D –** mułowce i heterolity lagunowo-zatokowe (zbiornik brakiczno-morski) formacji ciechocińskiej (dolny toark) w Kozłowicach, pow. oleski, woj. opolskie (sekwencja VIII)

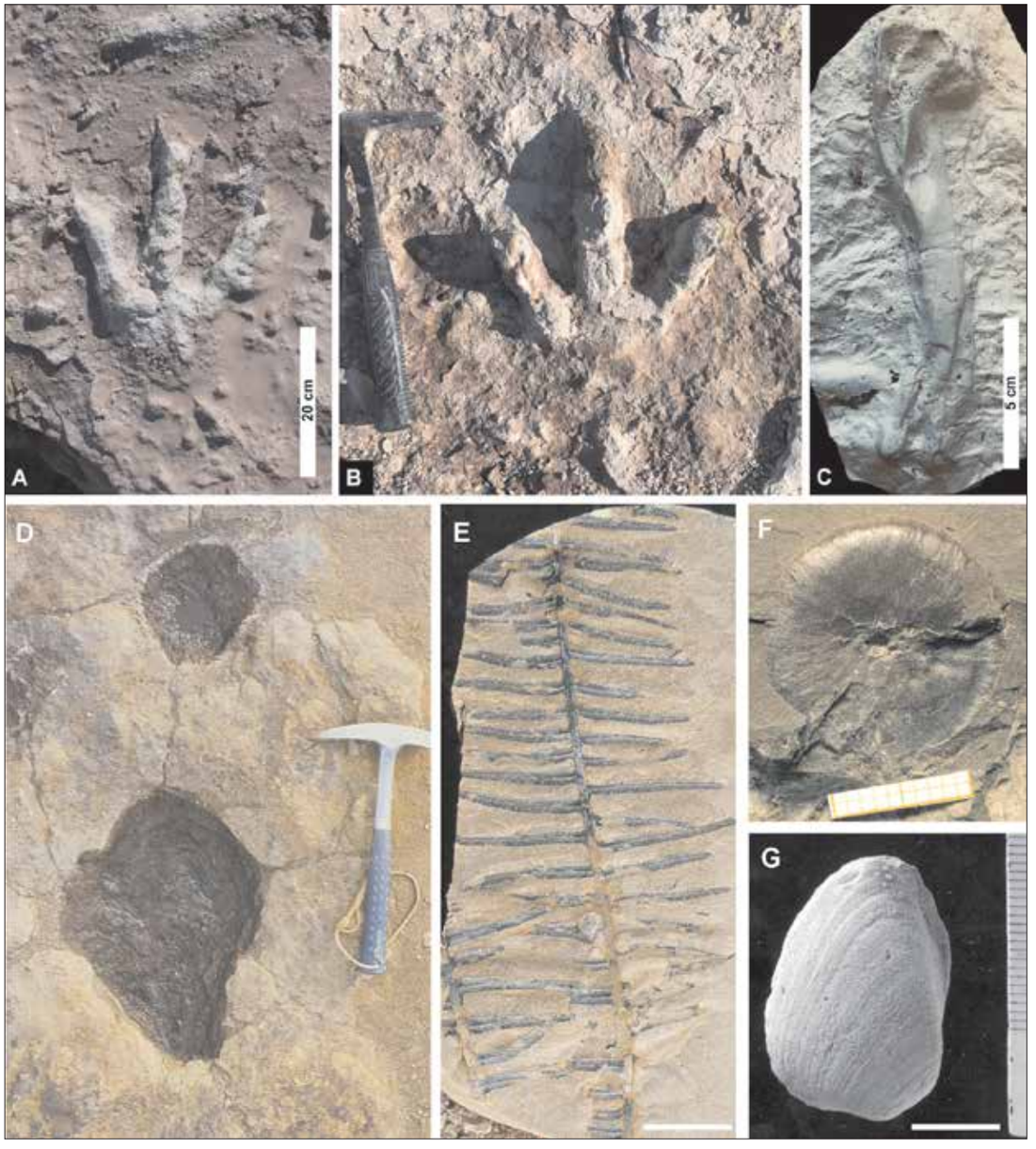
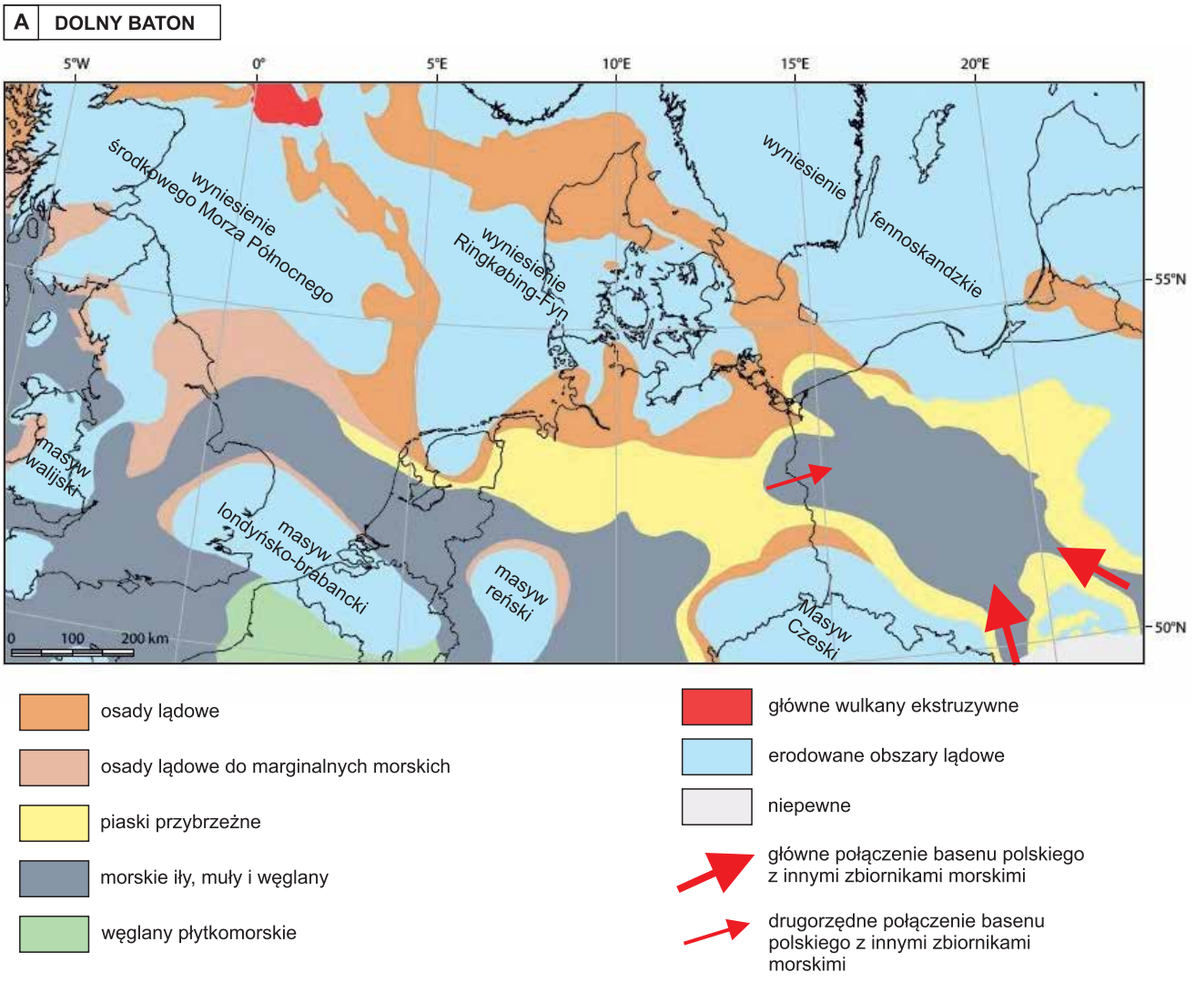


FIG. 18. Przykładowe skamieniałości jury dolnej: **A –** trop teropoda (dinozaura drapieżnego), Borkowice, górny hetang: widoczne ślady poduszek palcowych i pazurów; **B –** głęboko odciśnięty ślad większego teropoda, Borkowice: w tylnej części widoczny ślad śródstopia; **C –** odlew kości udowej dinozaura, Borkowice; **D –** zestaw tropów zauropoda: przedniej stopy (mniejszy) i tylnej stopy (większy), dolny hetang, Sołtyków; **E –** paproć *Matonia braunii* (Göppert) Harris, otwór Niekłań 1, głęb. 41,8 m, dolny hetang (Barbacka i in., 2016); **F –** amonit *Tragophylloceras* cf. *loscombi* (Sowerby), otwór Kaszewy 1, głęb. 1281,5 m, górny pliensbach (Pieńkowski, 2014); **G –** małż brakiczny *Cardinia* sp., Zapniów k. Przysuchy, górny hetang (Pieńkowski, 2004). Skala E–G = 1 cm



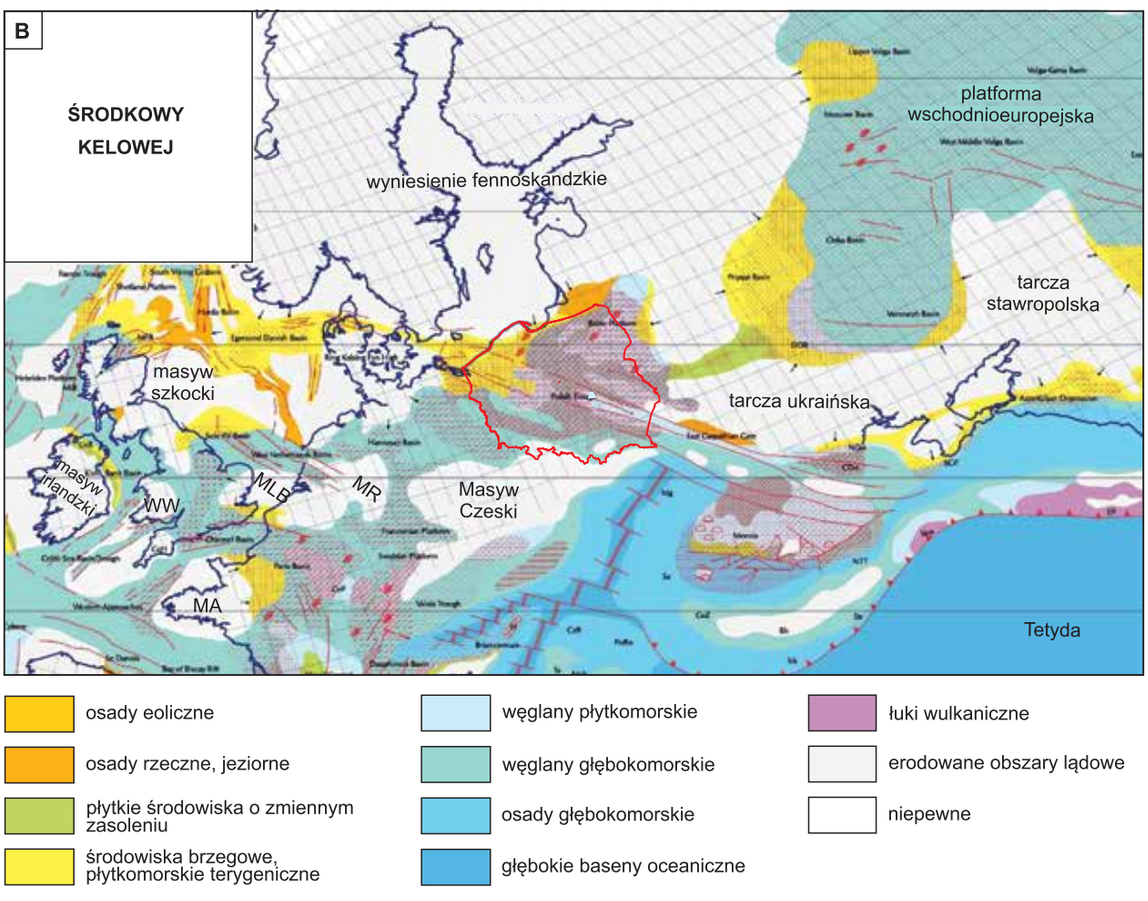
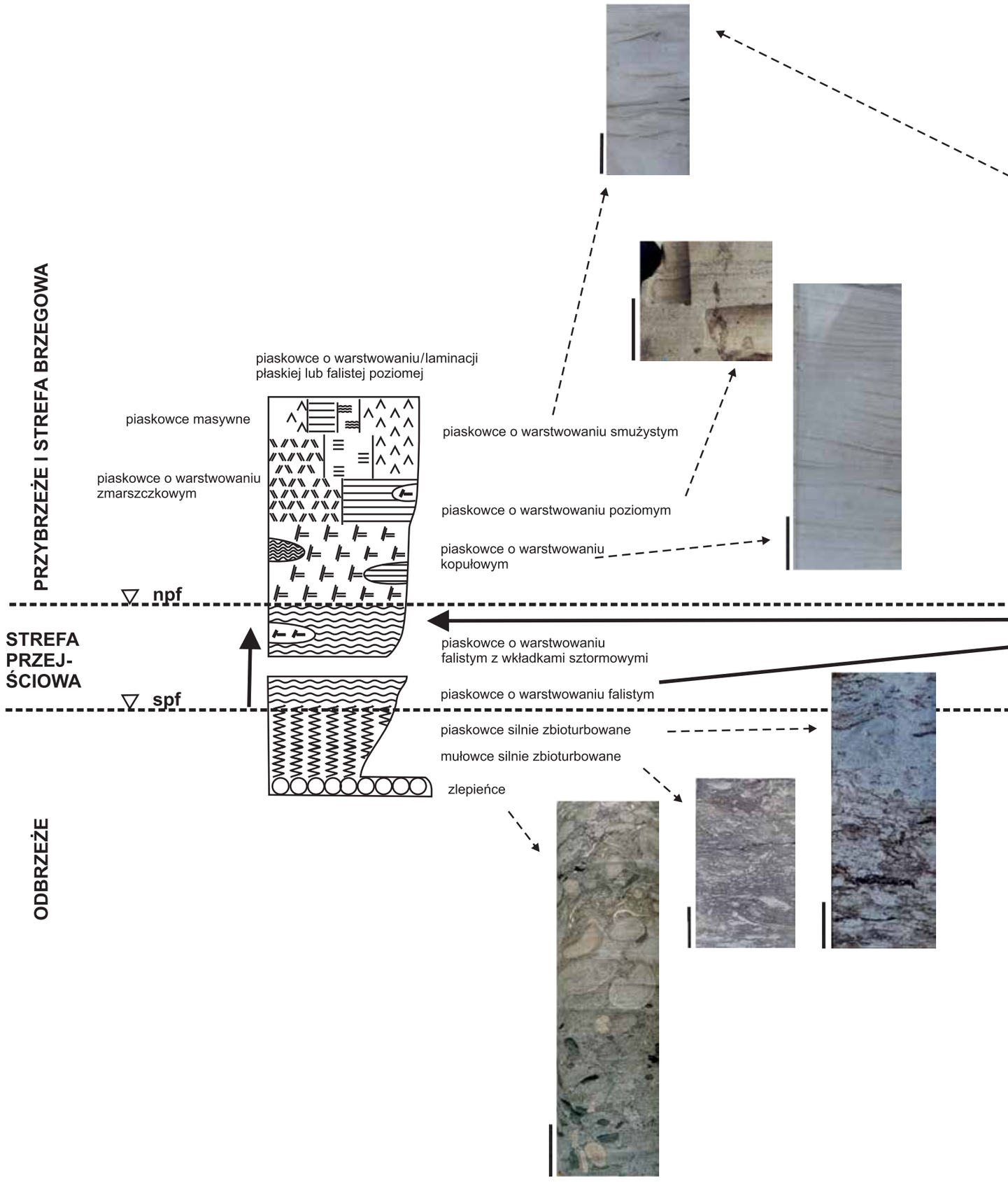


FIG. 19. Mapy paleogeograficzne obszaru Perytetydy północnej w jurze środkowej:
A – mapa paleogeograficzna dolnego batonu dla obszaru południowego basenu permskiego (wg Lott i in., 2010, zmieniono): czerwone strzałki wskazują połączenia basenu polskiego z Tetydą i basenem epikratonicznym zachodniej Europy;
B – mapa paleogeograficzna keloweju środkowego dla obszaru Perytetydy (fragment mapy Thierry'ego i in., 2000): czerwony kontur – lokalizacja basenu polskiego;
MA – masyw armorykański; MLB – masyw londyńsko-brabancki; MR – masyw reński; WW – wyniesienie walijskie


PRZYBRZEŻE I STREFA BRZEGOWA
piaskowce o warstwowaniu/laminacji płaskiej lub falistej poziomej
piaskowce masywne
piaskowce o warstwowaniu zmarszczkowym
piaskowce o warstwowaniu smużystym
piaskowce o warstwowaniu poziomym
piaskowce o warstwowaniu kopułowym
npf
STREFA PRZEJ-ŚCIOWA
piaskowce o warstwowaniu falistym z wkładkami sztormowymi
piaskowce o warstwowaniu falistym
spf
piaskowce silnie zbioturbowane
mułowce silnie zbioturbowane
zlepieńce
ODBRZEŻE

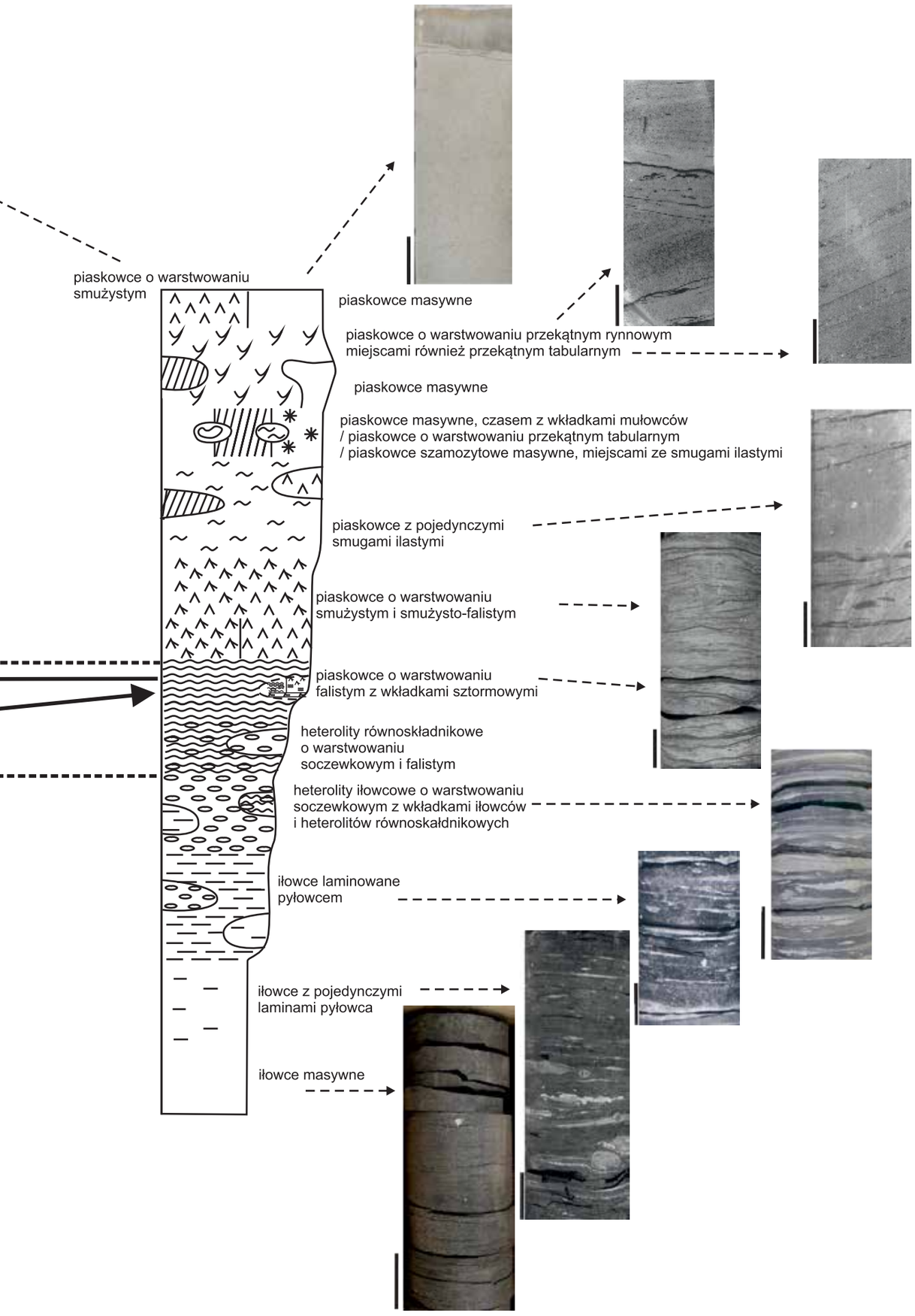


FIG. 20. Schemat pionowego następstwa litofacji w utworach jury środkowej Kujaw: npf – normalna podstawa falowania, spf – sztormowa podstawa falowania; zdjęcia obrazujące typowe litofacje obserwowane w rdzeniach wiertniczych (skala = 4 cm) pochodzą z otworów: Brześć Kujawski IG 3, Ciechocinek IG 2, Wojszyce IG 1a, Wojszyce IG 3, Wojszyce IG 4; grube strzałki wskazują alternatywne następstwo części profilu

W rejonie Łęczycy występują poziomy rud syderytowych, które były eksploatowane w latach 50.–80. XX w. Znaleziska fauny amonitowej dokumentują wiek początku tej transgresji na poziom *zigzag* podpoziom *convergens* (prawdopodobnie bez jego najniższej części; fig. 11; zob. Znosko, 1957; Giżejewska, 1975; Dayczak-Calikowska, 1979, 1987; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Kopik, 1998). Maksimum transgresji przypadło na koniec doby *macrescens*. Wyznaczenie wieku niskiego poziomu morza jest w przypadku tego cyklu bardzo problematyczne ze względu na skrajne ubóstwo fauny amonitowej. Pojedyncze znaleziska z centralnej części obszaru oraz bloku Gorzowa sugerują, że spłycenie zbiornika nastąpiło przypuszczalnie w dobie *tenuiplicatus* (Kopik, 1979a; Feldman-Olszewska, 2014). Jedyny obszar, na którym amonity występują w znaczącej ilości to Wyżyna Krakowsko-Częstochowska (Różycki, 1953; Kopik, 1998, 2006; Matyja, Wierzbowski, 2000; Zatoń, 2010a, b), na której jednak górny bajos i baton prawie w całości są wykształcone w monotonnej facji czarnych iłów rudonośnych (Leonowicz, 2015, 2016b).

Czwarty cykl sedymentacyjny obejmuje krótki przedział czasowy batonu środkowego; cysty bruzdnic charakterystyczne dla poziomu LPD 5–6 (tab. 5) stwierdzone w utworach mułowcowych i heterolitach (Barski, 2000, 2007, 2008, 2012) sugerują, że początek transgresji przypadł prawdopodobnie na dobę *progracilis*, a występujące powyżej w piaskowcach dinocysty wskazujące na poziom LPD 7, że regresję należy korelować z dobą *subcontractus*. Cykl ten może być korelowany z cyklem na krzywej Haqa (2018; fig. 11). W kujawskim segmencie bruzdy śródpolskiej rozpoczyna się on poziomem zlepieńca i utworami mułowcowo-piaszczystymi, często silnie zbioturbowanymi, powstałymi w strefie przejściowej pomiędzy sztormową a normalną podstawa falowania (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a–c; fig. 20). Spłycanie zbiornika spowodowało osadzanie się utworów piaskowcowych początkowo w środowisku dolnego, a następnie środkowego przybrzeża. We wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pojawiły się również utwory płytkowodnej rampy węglanowej i estuarium (Kozłowska i in., 2021).

Piąta transgresja rozpoczęła się w dobie *morissi*, natomiast faza regresywna przypada na dobę *hodsoni* (= *bremeri*) lub początek doby *orbis* (podpoziom *blanazense* = *heterocostatus*). Transgresję datuje liczne występowanie amonitów na obszarze częstochowskim (Kopik, 1998, 2006; Matyja, Wierzbowski, 2003), a w centralnej Polsce – cysty bruzdnic (LPD 7–8; Barski, 2007, 2008, 2012). Regresję dokumentuje tu tylko jeden amonit *Eohecticoceras discoangulatum* Tsereteli (Feldman-Olszewska, 2007a) oraz cysty bruzdnic (LPD 8). Dodatkowo wiek fazy regresywnej potwierdza luka stratygraficzna, obejmująca podpoziom *heterocostatus* i być może również część poziomu *bremeri*, stwierdzona na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa (Dayczak-Calikowska, 1979). W centralnej części basenu profil tego cyklu rozpoczyna się poziomem zlepieńca, powyżej którego występują utwory piaskowcowe osadzone początkowo w strefie dolnego, a następnie środkowego i górnego przybrzeża (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a, b, c; fig. 20). W rejonie wału pomorskiego oraz niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa dominowała w tym czasie sedymentacja iłowcowo-mułowcowa oraz piaskowcowo-mułowcowa z chlorytem (Dayczak-Calikowska, 1979, 1987). Na obszarze Lubelszczyzny i NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich rozwinęła się natomiast rampa węglanowa (fig. 12G), w obrębie której powstały płytkowodne wapienie z obfitymi związkami żelaza (limonit), a podrzędnie również piaskowcowe i mułowcowe utwory estuarium (Niemczycka, 1978; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1997; Kozłowska i in., 2021).

Bardzo szeroki zasięg miała szósta transgresja, która w dobie *orbis* wkroczyła na obszar całej platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 12H). Odsunięcie obszaru alimentacyjnego w tym czasie spowodowało, że na większości obszaru od Pomorza po Jurę Krakowsko-Częstochowską dominowała sedymentacja utworów iłowcowo-mułowcowych w środowisku odbrzeża morza epikontynentalnego. Liczna fauna amonitowa dobrze datuje ten poziom na Pomorzu (Dayczak-Calikowska, 1977b) oraz obszarze częstochowskim (Kopik, 1998, 2006; Zatoń, 2010a, b). Spadek poziomu morza był związany z początkiem doby *discus*. Nastąpiło wtedy skurczenie się brzegów basenu i wycofanie się morza z jego wschodnich obszarów (prawdopodobnie aż po zachodnią część depresji Kutna – Feldman-Olszewska, 2007a, 2012a, b, c) i z północnego obrzeżenia GZW (Kopik, 1998). Jednocześnie na obszarach występowania poziomu *discus* (Pomorze, południowa część Jury Krakowsko-Częstochowskiej) obserwuje się spłycenie facji. W brzeżnych partiach basenu licznie pojawiły się piaskowce chlorytowe z ooidami żelazistymi (wał pomorski, niecka szczecińska; Dayczak-Calikowska, 1977b) lub margle, wapienie i mułowce z ooidami żelazistymi (południowa część monokliny śląsko-krakowskiej; Różycki, 1953).

Ostatnia transgresja środkowojurajska rozpoczęła się prawdopodobnie pod koniec doby *discus*, o czym świadczy obecność nieco głębszych facji, niekiedy z glaukonitem (Feldman-Olszewska, 2007a, 2012c), datowanych w centralnej Polsce na poziom LPD 9 lub LPD 10 (Barski, 2007, 2012). Wkroczyła ona szerokim frontem na platformę wschodnioeuropejską, gdzie jest udokumentowana obecnością utworów iłowcowych z liczną fauną amonitową poziomu *discus*, przykrywających piaskowce chlorytowe niższej części tego poziomu (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). Na obszarze wschodniego Mazowsza, północnej Lubelszczyzny i Podlasia osadziły się w tym czasie wapienie organogeniczne z liczną fauną szkarłupni i małży oraz obfitym limonitem i ooidami żelazistymi, których wiek dokumentują nieliczne otwornice i amonity (Niemczycka 1965, 1978, 1979a, b; Salamon i in., 2021), a w centralnej i południowej Lubelszczyźnie także piaskowce przybrzeżne i deltowe (Niemczycka, 1978; Feldman-Olszewska 2007b). Z początkiem keloweju również na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej nastąpił powrót sedymentacji w postaci wapieni marglistych z ooidami żelazistymi i liczną fauną amonitową (Różycki, 1953; Kopik, 1979b, 1998; Dembicz, Praszkier, 2003, Barski i in., 2004; Moryc, 2018). W wyniku znacznego podniesienia poziomu morza, w cyklu tym doszło po raz pierwszy do połączenia basenu polskiego i rosyjskiego poprzez syneklizę prypecko-dnieprowską (obszar Białorusi; fig. 19B). Poziom maksymalnego zalewu jest bardzo trudny do wyznaczenia, gdyż na znacznej części basenu polskiego środkowy i górny kelowej jest wykształcony w postaci warstwy bulastej o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (fig. 12I; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988), w obrębie której są skondensowane cztery poziomy amonitowe (*jason–lamberti*). Układ facji w zachodniej części basenu (Pomorze), gdzie występuje pełny profil keloweju (Dayczak-Calikowska, 1977b), może sugerować, że maksymalne pogłębienie zbiornika morskiego przypadało na dolną część poziomu c*oronatum*. Stan wysokiego poziomu morza tego cyklu był związany już z oksfordem.

Po okresie zahamowania sedymentacji we wczesnym oksfordzie, odzwierciedlającym się istnieniem luk sedymentacyjnych i skondensowanych osadów marglisto-wapiennych, w środkowym oksfordzie, na większości obszaru Polski pozakarpackiej, osadzały się głębokomorskie wapienie gąbkowo-mikrobialne szczególnie dobrze poznane na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (np. Matyja, Wierzbowski, 1994b, 1996, 2004; Matyszkiewicz, 1997, 2001; Matyszkiewicz i in., 2015; Krajewski, Olchowy, 2023). Na niewielkim obszarze wschodniej i środkowej części Lubelszczyzny, gdzie występowały obszary wyniesione, pojawiły się w tym czasie luki sedymentacyjne lub osady wapienno-dolomitowo-piaszczyste, które po części można zaliczyć do osadów płytkowodnej platformy węglanowej. Na większości NW Polski, w środkowym oksfordzie, dominowały z kolei osady klastyczne zaliczane do głębokowodnej formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) i płytkowodnej formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej (z Chociwla). Te pierwsze w strefie przejściowej do wapieni gąbkowo-mikrobialnych przechodziły w osady marglisto-wapienne, przy czym węglanowość osadów wzrasta w górę profilu środkowego oksfordu (fig. 21; por. Dembowska, 1983; Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998a; Matyja i in., 1998; Feldman-Olszewska, 2018).

W późnym oksfordzie i wczesnym kimerydzie pojawiły się osady płytkowodnej platformy węglanowej, których sedymentacja przesuwała się stopniowo z SE na NW basenu. We wczesnym kimerydzie miąższe osady płytkowodnej platformy węglanowej pokryły większość obszarów zajętych poprzednio przez wapienie gąbkowo-mikrobialne, z wyłączeniem ich zachodnich i południowych krańców; pojawiły się one także na Pomorzu (por. Matyja i in., 1998; Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998b). Maksimum rozwoju płytkowodnych osadów platformy węglanowej miało miejsce we wczesnej dobie *hypselocyclum* wczesnego kimerydu, z wyjątkiem obszaru zapadliska przedkarpackiego, gdzie podobne osady pojawiły się później.

Wraz z zatopieniem osadów płytkowodnej platformy węglanowej, u schyłku wczesnego kimerydu, pojawiły się bardziej głębokowodne muszlowce i utwory wapienno-margliste. Facje te dominowały na przełomie wczesnego i późnego kimerydu. Po okresie dominacji facji wapienno-marglisto-muszlowcowej i zbliżonej do niej typów osadów, w młodszym późnym kimerydzie i we wczesnym tytonie, na większości obszaru środkowej Polski, zaczęły dominować facje drobnoklastyczne (fig. 22; por. Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998c; Matyja i in., 1998). Zmianę tę można wiązać z okresem wzrostu wilgotności klimatu (por. Grabowski i in., 2021). Osady drobnoklastyczne przechodziły zapewne ku południowi w osady marglisto-wapienne, które są szczątkowo zachowane w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w postaci wapieni nerineowych i margli. Dalej ku południowi notuje się wystąpienia płytkowodnej platformy węglanowej i facji lagunowych Lubelszczyzny.

W późnym tytonie miała miejsce kolejna zmiana typu sedymentacji w przeważającej mierze na węglanową formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej; fig. 23; por. Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998d). Zmiana ta wiązała się zapewne z wysuszaniem klimatu i spadkiem poziomu morza (por. Grabowski i in., 2021; Błażejowski i in., 2023). Zmniejszanie się zasięgu i izolowany

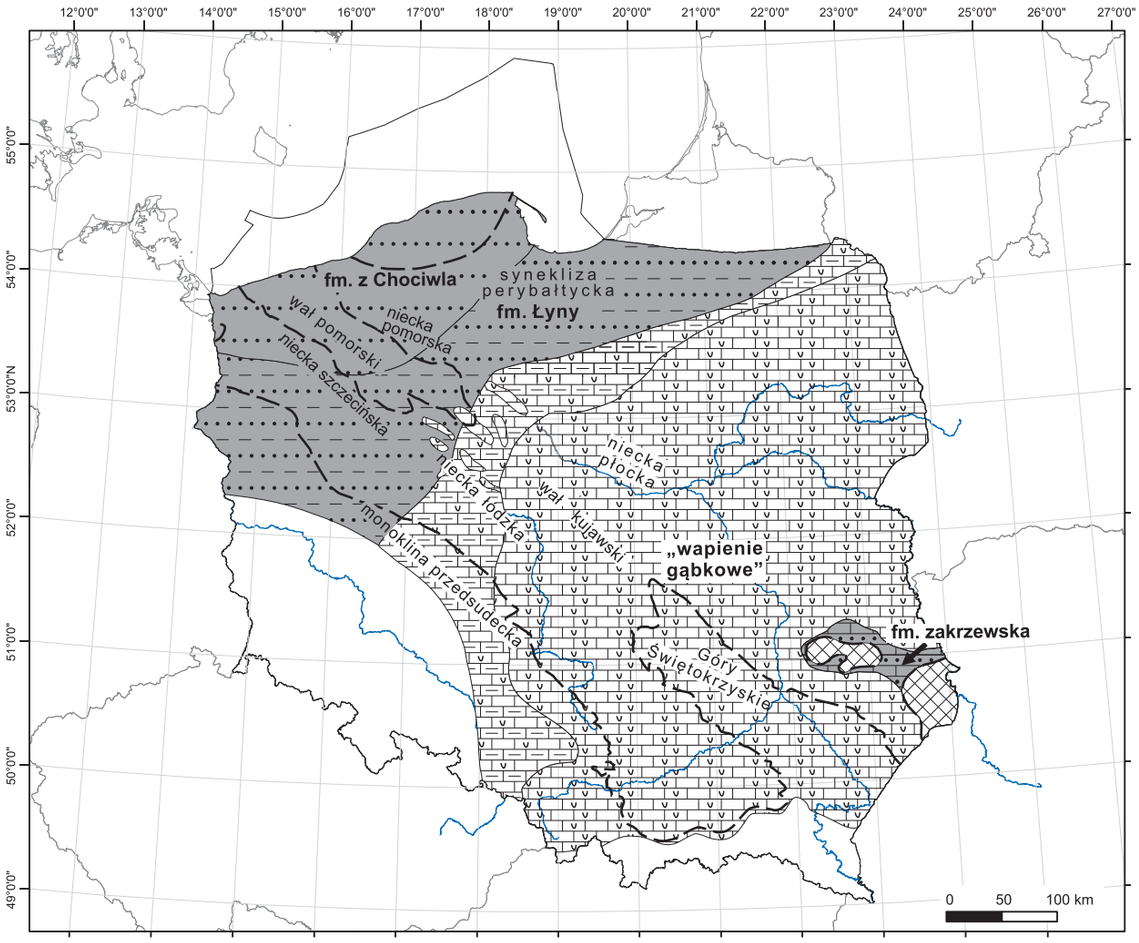


FIG. 21. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w środkowym oksfordzie (środek doby *transversarium*; wg Niemczyckiej, 1976a; Niemczyckiej i in., 1997; Matyi i in., 1998; Gaździckiej 1998a; zmieniono)

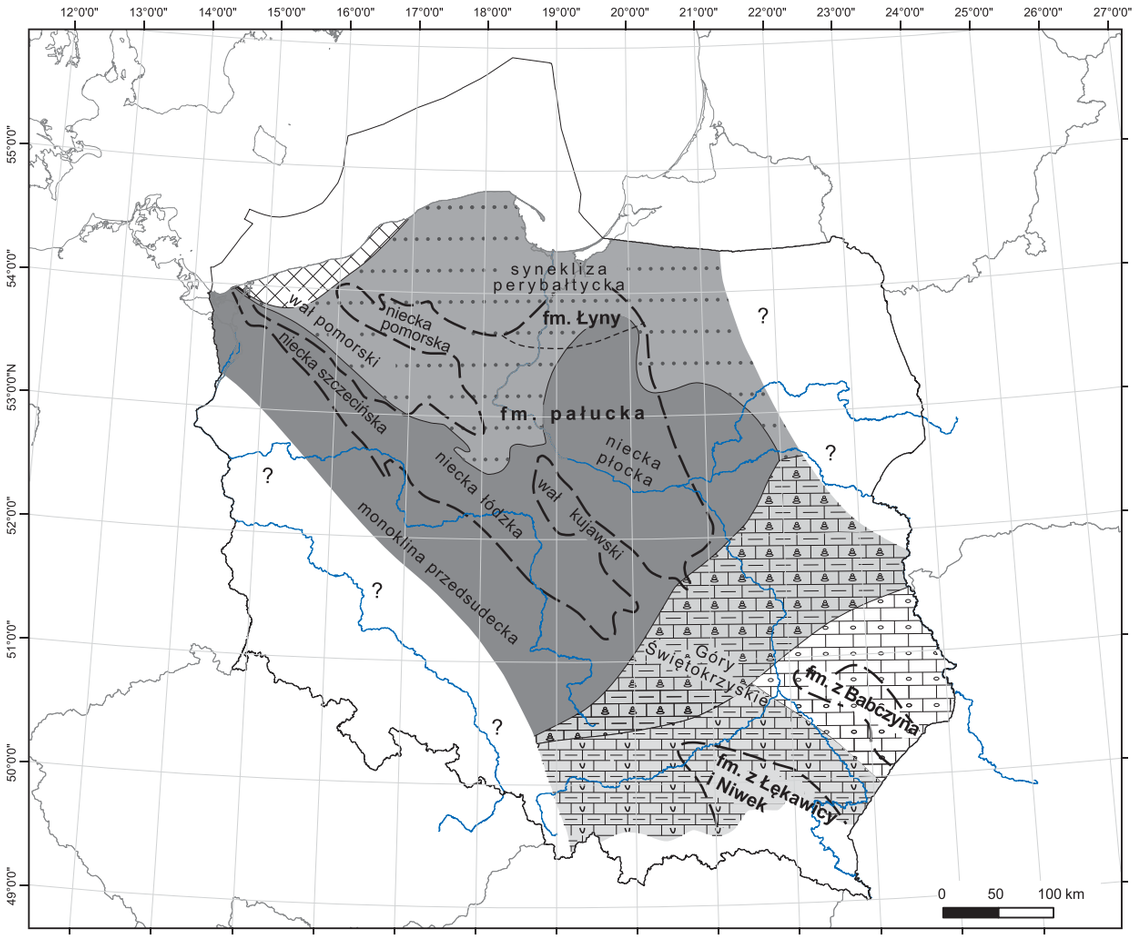


FIG. 22. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w najniższym tytonie (wczesna doba *klimovi*; wg Dembowskiej, 1973; Niemczyckiej in., 1997; Matyi i in., 1998; Gaździckiej 1998c; zmieniono)

1
Niż Polski
i pas wyżyn

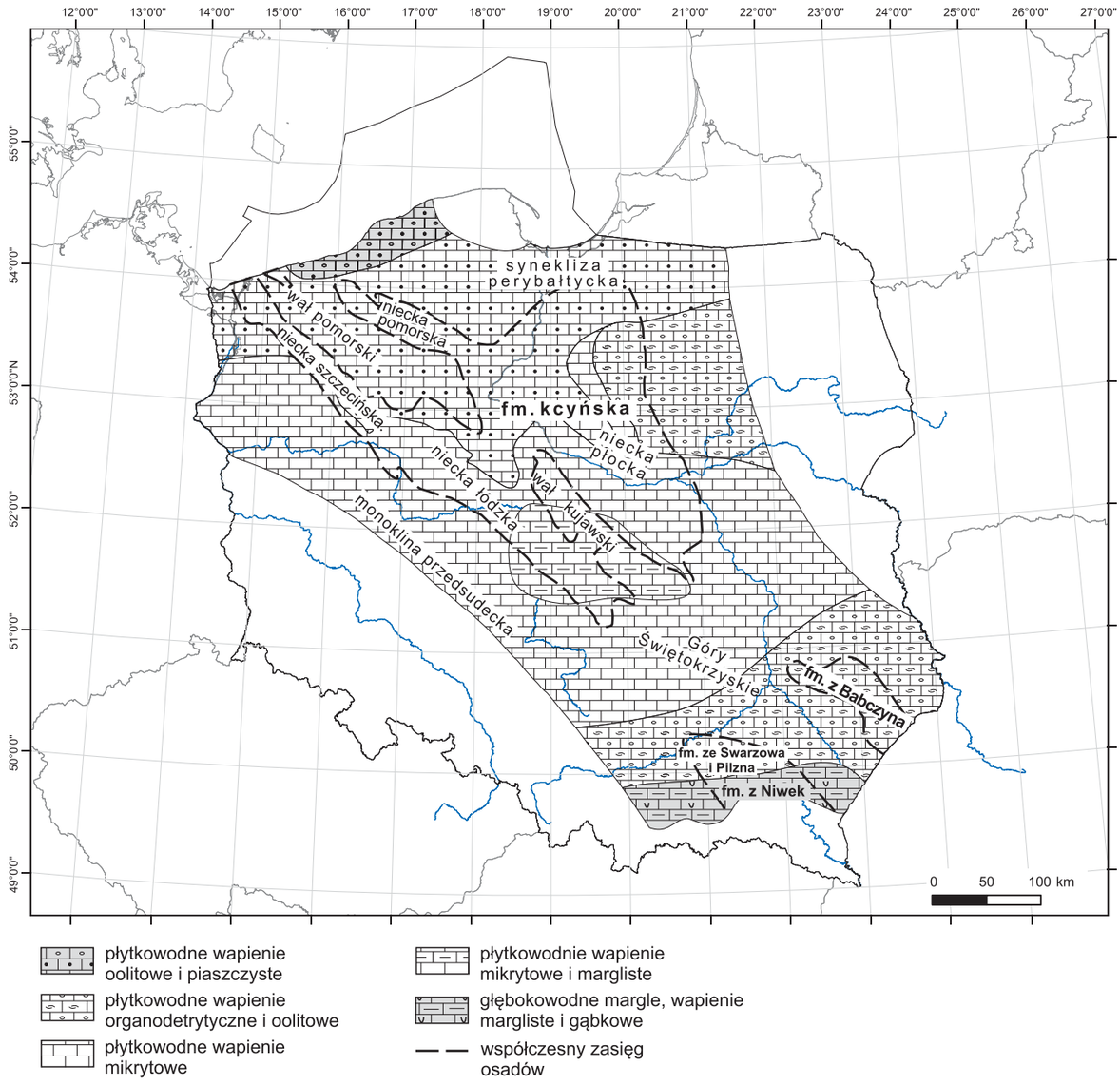


FIG. 23. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w najniższym późnym tytonie (wczesna doba *virgatus*; wg Dembowskiej, 1973; Niemczyckiej i in., 1997; Gaździckiej, 1998d, zmieniono)

charakter basenu skutkowały pojawieniem się w wyższej części formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) facji lagunowo-brakicznych (purbeckich) i ewaporatowych. Utwory morskie i lagunowe przechodziły ku południowi w płytkowodne facje węglanowe Lubelszczyzny i zapadliska przedkarpackiego. Rekonstrukcja paleogeografii basenu w tym czasie jest jednak znacznie utrudniona na skutek ograniczonego zasięgu zachowanych osadów tego wieku.

2 Karpaty

2.1. KARPATY ZEWNĘTRZNE

Tomasz Malata

Osady jury w polskich Karpatach zewnętrznych mają ograniczony zasięg stratygraficzny i geograficzny. Utwory jurajskie rozpoczynają profil stratygraficzny serii śląskiej polskich Karpat zewnętrznych. Obejmują one wyłącznie górny kimeryd i tyton (Olszewska i in., 2008) i występują jedynie w najbardziej zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, w rejonie Cieszyna i Bielska-Białej. Wyróżnić można w ich obrębie łupki cieszyńskie dolne (kimeryd – tyton) i wapienie cieszyńskie (tyton–hoteryw; Olszewska i in., 2008; tab. 6).

Łupki cieszyńskie dolne to iłowce i mułowce margliste (Nowak, 1973b), reprezentujące w znacznym stopniu osad spływów grawitacyjnych (spływów mułowych) transportujących drobny materiał węglanowy (Słomka, 1986b; Malik, 1994). Sporadycznie zawierają one bloki skał węglanowych. Wapienie cieszyńskie to grubo-ławicowe osady turbidytów węglanowych przeławicane ciemnymi iłowcami lub marglami (Słomka, 1986a). Ich pozycja stratygraficzna była przedmiotem badań mikropaleontologicznych (Szydło, Jugowiec, 1999; Szydło, 2004, 2005a, b), które wykazały, że dolne łupki cieszyńskie zawierają otwornice wapienne tytonu, natomiast wapienie cieszyńskie – otwornice aglutynujące o zasięgu wiekowym tyton–dolny berias.

Profil serii śląskiej to właściwie jedyne bezdyskusyjne wystąpienia utworów jurajskich w polskich Karpatach zewnętrznych. Należy wspomnieć jednak o obecności osadów jury w dwóch innych strefach. Pierwszą z nich są tzw. skałki andrychowskie (Nowak, 1983). Jest to grupa wielkich bloków (niekiedy nawet o rozciągłości kilkuset metrów) zbudowanych głównie ze skał węglanowych wieku jura–eocen (chociaż obecne są również skały metamorficzne). Występują one w spągu nasunięcia jednostki śląskiej w rejonie Andrychowa, na odcinku o długości ok. 7 km (pomiędzy Inwałdem a Roczynami). Utwory górnojurajskie (wapienie) występują w skałkach Inwałdu, Targaniczanki i Roczyn (Olszewska, Wieczorek, 2001). Pierwotnie były interpretowane jako porwaki tektoniczne oderwane przez nasuwającą się jednostkę śląską z grzbietu oddzielającego baseny śląski i podśląski (Książkiewicz, 1972). Obecnie uważa się je jednak najczęściej za olistolity w obrębie

TAB. 6. Tabela jednostek litostratygraficznych jury Karpat Zachodnich

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
Łupki cieszyńskie dolne	Hohenegger (1861)	seria łupkowa w spągu wapieni cieszyńskich	formacja cieszyńska, ogniwo łupków z Goleszowa (Wójcik i in., 1996); formacja wędryńska (Golonka i in., 2013)*	w spągu nasunięcia	przejście do wapieni cieszyńskich	300	seria śląska, rejon Cieszyna i Bielska-Białej	iłowce margliste, sporadycznie przewarstwienia margli i wapieni	otwornice, tintinidy, cysty bruzdnic, nanoplankton wapienny	kimeryd–tyton
Wapienie cieszyńskie	Pusch (1836)	seria wapieni turbidytowych	formacja wapieni z Goleszowa (Nowak, 1986); formacja cieszyńska, ogniwo wapieni cieszyńskich (Wójcik i in., 1996); formacja wapieni cieszyńskich (Golonka i in., 2013)*	łupki cieszyńskie dolne	łupki cieszyńskie górne	200	seria śląska, okolice Cieszyna, Bielska-Białej i Żywca	wapienie turbidytowe z przewarstwieniami margli i iłowców	otwornice, tintinidy, cysty bruzdnic, nanoplankton wapienny, aptychy	tyton–hoteryw

* są to propozycje nazw, a nie jednostki formalne

utworów młodszych (Koszarski, 1992), przy czym nie jest rozstrzygnięte czy tkwią one w utworach Karpat zewnętrznych, czy w sfałdowanych osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego (jednostka andrychowska – Wójcik i in., 1999). Stąd ich przynależność tektoniczna do Karpat zewnętrznych nie jest kwestionowana, w przeciwieństwie do przynależności do basenu Karpat zewnętrznych.

Drugie problematyczne wystąpienie osadów jury to podjednostka Grajcarka (Birkenmajer, Gedl, 2017), gdzie jest obecna seria silnie skondensowana stratygraficznie, będąca częścią pienińskiego pasa skałkowego. Według Birkenmajera i Oszczypki (1989) stanowiła ona jednak podłoże, na którym niezgodnie osadziła się seria magurska. Należy jednak zaznaczyć, że nigdzie nie zaobserwowano przejścia od ich potektonicznej pokrywy (formacja z Hałuszowej, formacja jarmucka) w utwory profilu jednostki magurskiej.

Utwory jurajskie występują też w obrębie profilu Karpat zewnętrznych jako redeponowane bloki wapieni (egzotyki; Kowal-Kasprzyk i in., 2020). Najbardziej znane ich wystąpienia to Kruhel koło Przemyśla w jednostce skolskiej (Geroch i in., 1988) i Leśna k. Żywca w jednostce śląskiej (wapienie krynoidowe keloweju – Nescieruk, 1998; Ryłko, 2019). Najliczniejsze i najszerzej rozprzestrzenione są natomiast egzotyki wapieni typu sztramberskiego wieku tyton–walanżyn (np. Ivanova, Kołodziej, 2010; Olszewska i in., 2011; Kołodziej, 2015; Kowal-Kasprzyk i in., 2020, 2021; Hoffmann i in., 2021).

2.2. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

Andrzej Wierzbowski

2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Pieniński pas skałkowy to wąska, osiągająca maksymalnie kilka kilometrów szerokości, bardzo skomplikowana struktura tektoniczna w Karpatach Zachodnich. Oddziela on dwie wielkie jednostki tektoniczne – Karpaty zewnętrzne (fliszowe) od Karpat wewnętrznych (lub centralnych, np. Plašienka i in., 1997).

Budowa tektoniczna pienińskiego pasa skałkowego w obecnie przyjmowanej postaci wyraża się istnieniem trzech wielkich nasuniętych na siebie jednostek tektonicznych: najniższej jednostki (sukcesji) Grajcarka – określanej też na Słowacji jako jednostka Šariš (Plašienka, Mikuš, 2010; Plašienka, 2012), oraz dwóch jednostek wyższych – jednostki (płaszczowiny) subpienińskiej (czorsztyńskiej) i jednostki (płaszczowiny) pienińskiej, wydzielonych już przez Uhliga (1907; fig. 24). Sukcesje (dawniej serie), wydzielane jako zespoły osadów o charakterze jednostek tektoniczno-facjalnych i występujące w oddzielnych nasuniętych na siebie pakietach oraz odpowiadające pierwotnym strefom sedymentacyjnym, zostały szczegółowo opracowane przez Birkenmajera (np. 1977, 1986, 2017) dla pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. W myśl przedstawionej interpretacji miały one charakteryzować poszczególne strefy sedymentacyjne – od sukcesji Grajcarka, pierwotnie położonej najbardziej na północ na przejściu do oceanicznej strefy północnej, poprzez sukcesję czorsztyńską charakteryzującą podwodny grzbiet czorsztyński oraz położone bezpośrednio od niej na południe sukcesje przejściowe – czertezicką i niedzicką, aż do położonych na skłonie do strefy oceanicznej południowej – sukcesje braniską i pienińską. Układ przestrzenny sukcesji dla pienińskiego pasa skałkowego w Polsce został ostatnio znacząco zmodyfikowany (Wierzbowski i in., 2021; fig. 25). W myśl tej propozycji, w nawiązaniu do przeprowadzonej krytycznej analizy następstwa osadów sukcesji czertezickiej (por. także Wierzbowski i in., 2004; Krobicki, Wierzbowski, 2009), zaproponowano jej położenie na grzbiecie podwodnym (nazwanym grzbietem czertezickim), w pobliżu sukcesji pienińskiej i przyległej do niej sukcesji braniskiej (określonej mianem „południowego typu"). Taki układ sukcesji pienińskiego pasa skałkowego w Polsce zdaje się dobrze odpowiadać proponowanemu obecnie obrazowi paleogeograficznemu dla basenów morskich w jurze (fig. 25). Obejmuje on: (1) sukcesję Grajcarka dla basenu oceanicznego północnego odpowiadającego w znacznym przybliżeniu przyszłemu basenowi fliszu magurskiego i nazwanego przedpóźnoalbskim basenem magurskim (Barski i in., 2012); (2) sukcesję czorsztyńsko-niedzicką oraz przejściową do czertezickiej (z braniską „północnego typu") dla strefy grzbietu czorsztyńskiego i jego południowego przedłużenia, (3) sukcesję czertezicką dla strefy grzbietu czertezickiego oraz sukcesje braniską („południowego typu") i pienińską dla przyległego od południa skłonu do następnego basenu oceanicznego wahikum geologów słowackich. Te dwie ostatnie strefy w szerszych korelacjach paleogeograficznych mogą być wiązane ze śródoceanicznym pasem o podłożu typu skorupy kontynentalnej („odłupku skorupy kontynentalnej platformy północnoeuropejskiej" wg Birkenmajera, 1986), nazywanym też niekiedy pienińskim basenem skałkowym (orawikum geologów słowackich: Maheľ, 1986; także np. Plašienka, 2012), a odpowiadającym środkowej strefie pennińskiej Alp Zachodnich.

2.2.2. Litostratygrafia

Na obszarze polskiej części pienińskiego pasa skałkowego wydzielono wiele jednostek litostratygraficznych – formacji (fig. 24), które zostały szczegółowo omówione w tabeli 7. Znaczna ich większość stała się obiektem pierwszego syntetycznego opracowania regionalnego jurajskich jednostek litostratygraficznych w Polsce (Birkenmajer, 1977).

2.2.3. Biostratygrafia

Wyróżnione poziomy biostratygraficzne zawarto w tabeli 7. Szczególnie duże znaczenie stratygraficzne miały badania amonitów jury dolnej (pliensbachu) w utworach sukcesji braniskiej i czertezickiej w profilach pomiędzy przełęczą Szopka a Zamkową Górą w obrębie Pienin Właściwych, gdzie rozpoznano poziomy amonitowe górnego pliensbachu: poziom *margaritatus* z amonitami *Amaltheus*, *Aegoceras*, *Fuciniceras* oraz poziom *spinatum* z amonitami *Pleuroceras*, *Arieticeras* oraz *Amauroceras* (Horwitz, 1937; Birkenmajer, Myczyński, 1994; Wierzbowski i in., 2021). Wśród osadów formacji margli z Krempachów i formacji łupków ze Skrzypnego, zwłaszcza w obrębie sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej, rozpoznano poziomy górnego toarku *dispansum* i *aalensis* z amonitami *Dumortieria*, *Pleydellia* oraz poziomy amonitowe aalenu *opalinum*, *murchisonae*, *bradfordensis* i *concavum* z amonitami *Leioceras*, *Ludwigia*, *Graphoceras* (Horwitz, 1937; Myczyński, 1973, 2004). Szczególne znaczenie miały znaleziska amonitów z rodzajów/podrodzajów: *Dorsetensia* (*Dorsetensia*, *Nannina*), *Pelekodites* w spągu formacji wapienia ze Smolegowej/formacji wapieni z Flaków, które wskazały na najwyższą część poziomu *propinquans* i dolną część poziomu *humpresianum* wyższej części dolnego bajosu, dokumentując jednocześnie obecność luki stratygraficznej odpowiadającej dużej części dolnego bajosu poniżej oraz określając tym samym czas regionalnego podniesienia grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, Wierzbowski, 2004). Pojawienie się facji ammonitico rosso ma z kolei szczególnie wyrazistą dokumentację stratygraficzną w sukcesji niedzickiej i czorsztyńskiej, gdzie powyżej wapieni krynoidowych formacji wapienia z Krupianki, odnoszonych do wyższej części poziomu *garantiana* górnego bajosu z amonitami z rodzaju *Garantiana*, pojawiają się wapienie bulaste

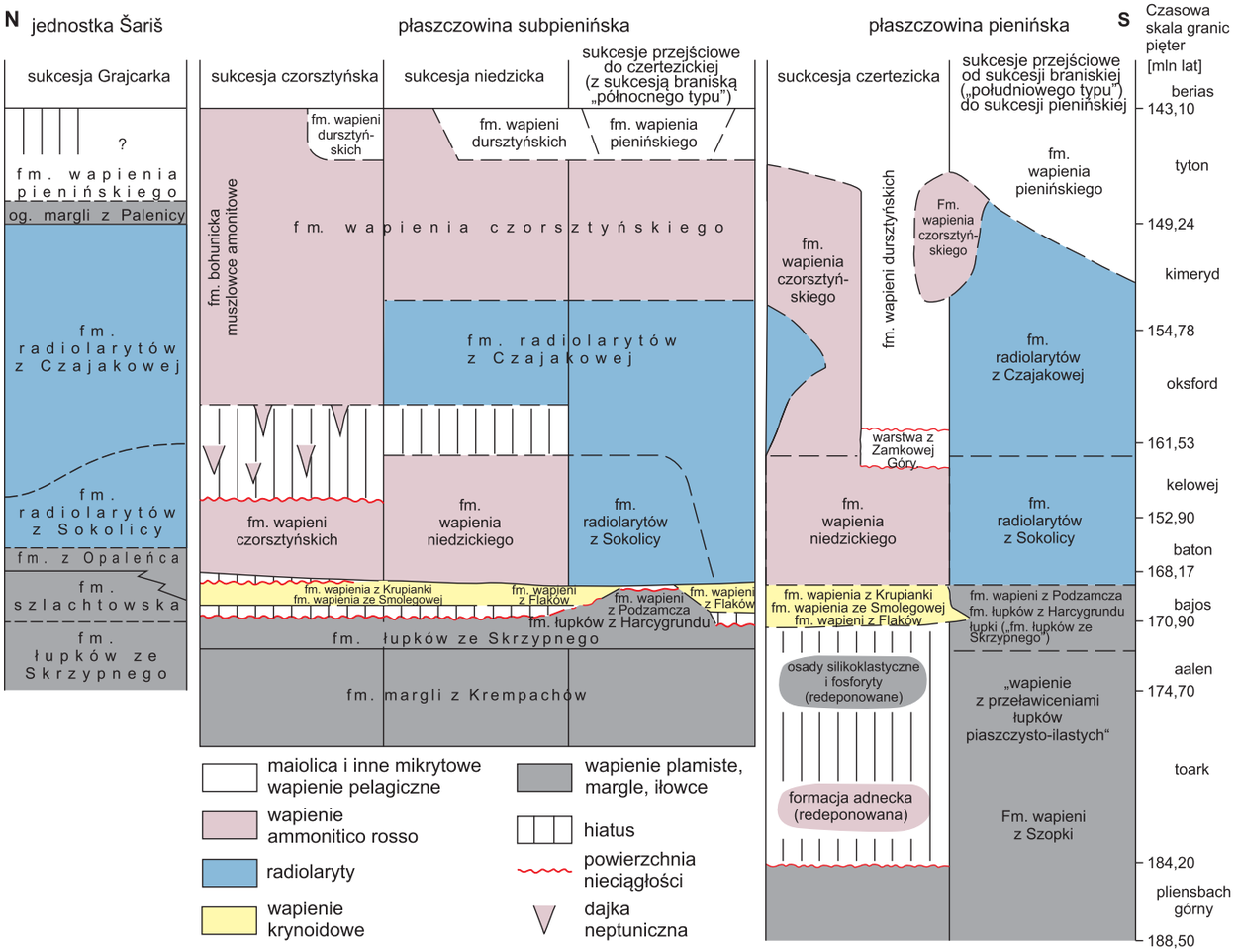


FIG. 24. Schemat korelacyjny formacji i głównych typów litofacjalnych w jurze pienińskiego pasa skałkowego przedstawiony w pierwotnej sytuacji paleogeograficznej: od osadów przedpóźnoalbskiego basenu magurskiego (jednostka Grajcarka) do pienińskiego basenu skałkowego (płaszczowiny subpienińska i pieniński, ze wskazaniem lokalizacji sukcesji facjalno-tektonicznych), wg Wierzbowskiego i in. (2021), czasowa skala granic pięter wg Hesselbo i in. (2020)

(formacja wapienia niedzickiego oraz formacja wapienia czorsztyńskiego) z amonitami m.in. z rodzaju *Parkinsonia* i *Dimorphinites* wskazującymi na poziom *parkinsoni* najwyższego bajosu (Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999). Także amonity dolnego i środkowego tytonu (lub dolnego tytonu w dwudzielnym obecnie stosowanym podziale), pochodzące ze słynnych muszlowców amonitowych w Rogoźniku k. Nowego Targu (przede wszystkim Zittel, 1870; Neumayr, 1871b), obejmują szereg ważnych stratygraficznie rodzajów: *Hybonoticeras*, *Schaireria*, *Aspidoceras*, *Sutneria, Simocosmoceras, Richterella, Semiformiceras, Protancyloceras,* oraz bardzo liczne *Haploceras*, dokumentujące obecność poziomów *hybonotum*, *darwini*, *semiforme* i *fallauxi*, zgodnie z interpretacją stratygraficzną Kutka i Wierzbowskiego (1979, 1986a, b) i Wierzbowskiego (1990). Niezależnie wydzielano poziomy mikrofaunistyczne oparte na badaniach organicznych cyst bruzdnic (np. Gedl, 2008; Segit, 2010; Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), wapiennych cyst bruzdnic oraz kalpionellidów (np. Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986a, b, 1987; Pszczółkowski, Myczyński, 2004; Reháková, Wierzbowski, 2005; Pszczółkowski, 2009), promienic (np. Widz, 1992; Bąk i in., 2018), otwornic bentosowych (np. Tyszka, 1999, 2001) i otwornic planktonicznych (Hudson i in., 2005).

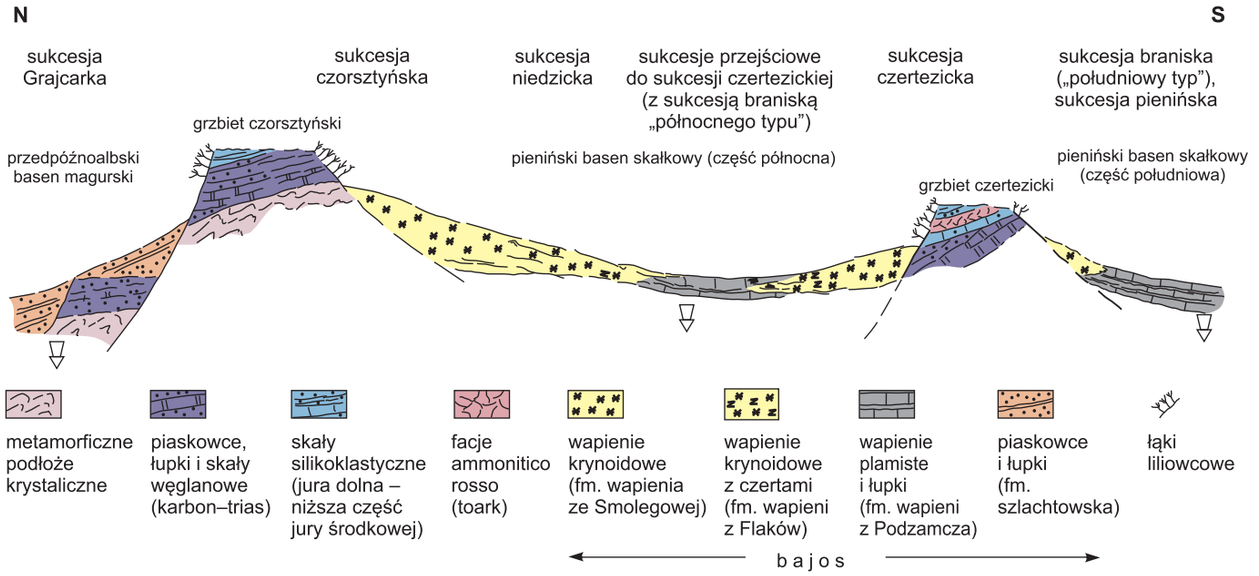


FIG. 25. Schemat paleogeograficzny i topografia pienińskiego basenu skałkowego u schyłku bajosu (wg Wierzbowskiego i in., 2021)

2.2.4. Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne)

Zgodnie z omówionymi ramami basenu sedymentacyjnego pienińskiego pasa skałkowego Polski historia sedymentacji oparta na wydzielonych podstawowych jednostkach litostratygraficznych – formacjach (tab. 7; fig. 24), przedstawia się następująco.

Najstarsze dolnojurajskie osady pienińskiego pasa skałkowego Polski należą do pliensbachu. Są to wapienie i margle plamiste formacji wapieni z Szopki występujące od sukcesji pienińskiej poprzez braniską („południowego typu") aż do sukcesji czertezickiej (Wierzbowski i in., 2021). Reprezentują one typowe hemipelagiczne osady, zaliczane często do formacji z Allgau na Słowacji, występujące także na innych obszarach pienińskiego pasa skałkowego, np. Ukrainie Zakarpackiej.

Osady przełomu jury dolnej i środkowej (toarku i aalenu) wykazują świadectwa bardzo silnych kontrastów facjalnych. Na obszarze odpowiadającym sukcesjom czorsztyńskiej, niedzickiej i przejściowym do sukcesji czertezickiej (z sukcesją braniską „północnego typu" włącznie), w północnej części pienińskiego basenu skałkowego, a nawet częściowo w przyległej od północy sukcesji Grajcarka, od górnego toarku do aalenu występują basenowe ciemne osady marglisto-wapienno-mułowcowe odnoszone do formacji margli z Krempachów i formacji łupków ze Skrzypnego. Z kolei na typowym obszarze występowania sukcesji czertezickiej w wapieniach krynoidowych bajosu rozpoznano ostatnio (Wierzbowski i in., 2021) redeponowane okruchy skał odnoszone do istniejących tu pierwotnie osadów facji adneckiej (ammonitico rosso; fig. 26) wieku toarckiego oraz fosforytów i piaskowców, prawdopodobnie wieku aaleńskiego. W południowej części basenu skałkowego, w sukcesji braniskiej („południowego typu") oraz w sukcesji pienińskiej wspomniany interwał stratygraficzny jest prawdopodobnie reprezentowany przez basenowe osady wyższej części formacji wapieni z Szopki oraz młodsze osady uznawane za „przejściowe do formacji łupków ze Skrzypnego" (Birkenmajer, 2008). Tak silnie skontrastowane facjalnie osady toarku i aalenu wskazują, podobnie jak i w innych obszarach Karpat Zachodnich, na aktywność tektoniczną związaną z fazą ryftowania, wyróżnioną jako faza dewińska (Plašienka, 2003, 2012). Faza ta swoim zasięgiem objęła przede wszystkim obszary położone w pobliżu północnego grzbietu tatrzańskiego (tatrikum geologów słowackich; Mahel', 1986, por. także np. Plašienka, 2012) i doprowadziła do podniesienia i erozji nawet starszych triasowych utworów. Właśnie wspomniane wyżej redeponowane osady toarku i aalenu, wykazujące charakter osadów skondensowanych w sukcesji czertezickiej, dowodzą istnienia w tym miejscu grzbietu podwodnego (grzbietu czertezickiego), obrzeżonego od północy i południa przez obszary tektonicznie obniżone, z dominującą sedymentacją wapieni/margli plamistych.

Zasadniczy przełom w rozwoju sedymentacji w pienińskim basenie skałkowym w jurze miał miejsce we wczesnym bajosie. Wówczas nastąpiło wypiętrzenie grzbietu czorsztyńskiego w północnej części basenu, a także odnowienie (powtórne wypiętrzenie) grzbietu czertezickiego na południu. Zjawiska te są wiązane z ryftowaniem fazy krasińskiej obejmującej obszary położone na północ od grzbietu północnotatrzańskiego (Plašienka, 2003, 2012). Z podniesieniem wspomnianych grzbietów była związana erozja starszych osadów, powstanie luk stratygraficznych, a także późniejszy rozwój na stromych stokach łąk liliowcowych (fig. 25), które stały się źródłem dla nowo powstających wapieni krynoidowych – przede wszystkim masywnych wapieni formacji wapienia ze Smolegowej (fig. 24; tab. 7). Lokalizacja łąk liliowcowych na stromych stokach jest zapewne powodem trudności identyfikacji w stanie kopalnym ich pierwotnego siedliska (por. Głuchowski, 1987).

Luka stratygraficzna w spągu formacji wapienia ze Smolegowej, w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej, w północnej części pienińskiego basenu skałkowego, obejmuje znaczną część dolnego bajosu. Wapienie krynoidowe tej formacji, leżące bezpośrednio powyżej formacji łupków ze Skrzypnego (sięgającej stratygraficznie granicy aalenu i bajosu), zawierają amonity wskazujące na wyższą część dolnego bajosu – przede wszystkim poziomu *propinquans* (= *sauzei*; zob. tab. 1; Krobicki, Wierzbowski, 2004) oraz otoczaki pochodzące z niszczenia bezpośrednio starszych utworów. Wypiętrzony w tym czasie grzbiet czorsztyński dostarczał również okruchów starszych skał, głównie triasowych, do tworzących się poprzez cały młodszy bajos różnych typów wapieni krynoidowych.

Na południe od grzbietu czorsztyńskiego, na obszarze obniżonym odpowiadającym miejscu tworzenia się sukcesji przejściowych do sukcesji czertezickiej (w tym zwłaszcza braniskiej „północnego typu"), trwała we wczesnym bajosie ciągła sedymentacja formacji łupków z Harcygrundu i formacji wapieni z Podzamcza (fig. 24, 25; por. Myczyński, 1973). Pojawiające się wyżej stratygraficznie wapienie krynoidowe formacji wapieni z Flaków (zastępowane też obocznie przez formację wapieni z Podzamcza) mają drobnoziarnisty charakter, zawierają czerty i wykazują zdecydowanie bardziej dystalny rozwój w stosunku do formacji wapienia ze Smolegowej.

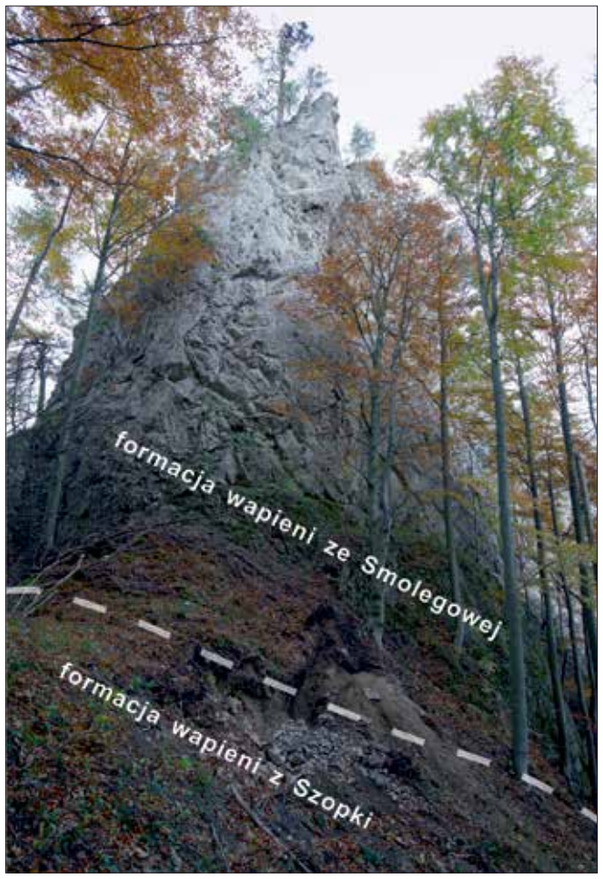


FIG. 26. Dolina Pienińskiego Potoku: sukcesja czertezicka – Wielka Pustelnica zbudowana z masywnych wapieni krynoidowych bajosu formacji wapienia ze Smolegowej, u podstawy w kontakcie z wapieniami plamistymi formacji wapienia z Szopki (toark) (wg Wierzbowskiego i in., 2021: fig. 3A)

Po północnej stronie grzbietu czorsztyńskiego w bajosie osadzały się zupełnie inne osady – przede wszystkim formacji szlachtowskiej (fig. 24, 25; tab. 7). Grzbiet czorsztyński miał prawdopodobnie asymetryczny charakter i stromy stok północny sięgający większych głębokości w obrębie północnego oceanu „magurskiego". Przeważnie drobnoziarnisty materiał okruchowy pochodzący z różnych starszych skał odsłoniętych na grzbiecie (od skał krystalicznych po piaskowce i wulkanity karbonu, permu oraz młodsze skały – triasu i jury dolnej, a także z fragmentów żyjących na stoku liliowców) był transportowany przez prądy zawiesinowe i podmorskie spływy/osuwiska (por. np. Krawczyk, Słomka, 1986, 1987), formując ławice polimiktycznych piaskowców typowych dla formacji szlachtowskiej. Właśnie ta sugerowana zależność pomiędzy czasem wypiętrzenia grzbietu i powstaniem osadów formacji szlachtowskiej wymaga szczególnej ostrożności w przyjmowaniu nie w pełni udokumentowanych opinii o wieku starszym niż bajoski (w szczególności toarcko-aaleńskim) tej formacji (por. np. Birkenmajer, Gedl, 2017 *versus* Barski i in., 2012 oraz Segit i in., 2015).

Zupełnie inna sytuacja miała miejsce w bajosie w południowej części pienińskiego basenu skałkowego, w miejscu powstawania sukcesji czertezickiej. Tutaj powtórnie wypiętrzony grzbiet czertezicki stał się przedmiotem erozji, przede wszystkim skondensowanych osadów toarku i aalenu, lecz także podścielających wapieni i margli plamistych pliensbachu. Tworzące się przy powstałych skarpach uskokowych wapienie krynoidowe formacji wapienia ze Smolegowej, przechodzące obocznie w formację wapieni z Flaków, stały się miejscem gromadzenia okruchów pochodzących z rozmycia tych starszych osadów (i jedynym świadectwem ich pierwotnej obecności). Jeszcze dalej ku południowi, w miejscu powstawania sukcesji braniskiej („południowego typu") oraz sukcesji pienińskiej, miała miejsce ciągła sedymentacja basenowych osadów formacji łupków z Harcygrundu i formacji wapieni z Podzamcza.

Młodsze osady jurajskie pienińskiego basenu skałkowego są powszechnie wykształcone w głębokowodnych facjach pelagicznych. Ten typ osadów pojawił się już u schyłku bajosu, na obszarach odpowiadających podwodnym grzbietom i ich bezpośredniemu sąsiedztwu (sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka), gdzie bezpośrednio powyżej wapieni krynoidowych (przeważnie formacji wapienia z Krupianki) występują bulaste wapienie facji ammonitico rosso, należące do niższej części formacji wapienia czorsztyńskiego oraz formacji wapienia niedzickiego (fig. 24). Wspomniane wapienie

TAB. 7. Tabela jednostek litostratygraficznych Pienin

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja wapienia z Szopki	>40 (Birkenmajer, Myczyński, 1994)	sukcesje pienińska, braniska („południowego typu" *sensu* Wierzbowski i in., 2021) i czertezicka	początkowo wydzielana jako wapienie plamiste liasu, nazwa formalnie wprowadzona przez Birkenmajera (2008), który wiązał jej występowanie z sukcesją pienińską; pozycja paleogeograficzna formacji zrewidowana przez Wierzbowski i in. (2021), którzy rozszerzyli zasięg jej występowania od sukcesji czertezickiej przez braniską („południowego typu") do pienińskiej	odsłonięcia przy przełęczy Szopka na zachód od Trzech Koron (Birkenmajer, 2008, na podstawie materiałów analitycznych *w:* Birkenmajer, Myczyński, 1994)	szaro-niebieskie do czarnych wapienie plamiste i margle odpowiadające spikulitowym i radiolariowym wakstonom, rzadziej pakstonom
Formacja margli z Krempachów	prawdopodobnie ok. kilkadziesiąt	sukcesje czorsztyńska, niedzicka oraz przejściowe do sukcesji czertezickiej (obejmujące m.in. sukcesję braniską „północnego typu" wg Birkenmajera, 2007)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: warstwy/margle opalinusowe	Krempachy w korycie Białki na południe od skałki Kramnica	szare i szaroniebieskie margle i wapienie margliste, plamiste, ze skamieniałościami śladowymi, zawierające drobne blaszki muskowitu
Formacja łupków ze Skrzypnego	zazwyczaj 5–10	sukcesje czorsztyńska, niedzicka, przejściowe do czertezickiej; ponadto do formacji odnoszone są osady łupkowe o miąższości kilkudziesięciu m w sukcesji pienińskiej (Birkenmajer, Myczyński, 1994; Birkenmajer, 2008); jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka) (Segit i in., 2015)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: warstwy murchisonowe, warstwy sferosyderytowe	potok Skrzypne k. Zaskala	czarne i ciemnoszare iłowce i mułowce, często z konkrecjami syderytowymi w najwyższej części formacji w sukcesji czorsztyńskiej – pakiet iłowców z drobnymi konkrecjami fosforytowymi (Tyszka, Kaminski, 1995); w stropie formacji w sukcesji niedzickiej i przejściowej do czertezickiej – zielonkawe łupki margliste z fosforytami i przewarstwieniami wapieni pelitowych (Segit i in., 2015)
Formacja łupków z Harcygrundu	70–100	sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej z sukcesją braniską „północnego typu" włącznie oraz sukcesja braniska „południowego typu" (*sensu* Wierzbowski i in., 2021) oraz sukcesja pienińska w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej formacji tej odpowiada luka stratygraficzna (Krobicki, Wierzbowski, 2004)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: łupki posidoniowe	dolina Harcygrundu k. Czorsztyna	ciemnoszare do czarnych łupkowate margle, margle mułowcowe i wapienie margliste z drobnymi blaszkami miki, w łupkach liczne małże *Bositra*
Formacja wapieni z Podzamcza	kilkadziesiąt (zazwyczaj 40–50)	sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej z sukcesją braniską „północnego typu" włącznie oraz sukcesja braniska („południowego typu" *sensu* Wierzbowski i in., 2021) i pienińska	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: warstwy nadposidoniowe	przysiółek Podzamcze (obecnie zalany przez Zbiornik Czorsztyński)	szaro-niebieskie wapienie plamiste przeławicone łupkami marglistymi
Formacja wapienia ze Smolegowej	od kilku do 100–150	sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka (Wierzbowski i in., 2004)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: biały wapień krynoidowy	skałka Smolegowa w dolinie Białej Wody	jasne (najczęściej białe do żółtawych) wapienie krynoidowe, głównie greinstony i pakstony, z domieszką drobnego materiału detrytycznego (przede wszystkim ziarna kwarcu i okruchy dolomitów triasowych) w najniższej części formacji gruby redeponowany materiał: klasty wapieni pelitowych z formacji łupków ze Skrzypnego w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej, oraz m.in. wapieni typu ammonitico rosso wieku toarckiego ze zniszczonych osadów facji adneckiej w sukcesji czertezickiej (Krobicki, Wierzbowski, 2004; Wierzbowski i in., 2021), ponadto fosforyty
Formacja wapieni z Flaków	od kilku do kilkudziesięciu	w sukcesjach przejściowych do sukcesji czertezickiej z „północnym typem" sukcesji braniskiej włącznie, ponadto w sukcesji czertezickiej w obocznym kontakcie facjalnym z formacją wapienia ze Smolegowej (Wierzbowski i in., 2004, 2021)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: szare wapienie krynoidowe z czertami (Birkenmajer, 1959) wydzielona pierwotnie jako „szare wapienie krynoidowe z czertami" w sukcesji czertezickiej (Birkenmajer, 1959), formalnie zdefiniowana (Birkenmajer, 1977) na podstawie profilu w przekopie drogi przez masyw Flaków (szczegółowe dane o profilu *w*: Myczyński, 1973; Kasiński i in., 1981; Tyszka, 1995)	przekop drogi przez masyw Flaków	szare, cienko uławicone wapienie krynoidowe zawierające czerty profil formacji jest dwudzielny – część niższa zawiera wapienie liliowcowe, co dobrze odpowiada pierwotnej definicji formacji, część górna - wapienie z filamentami i margle z konkrecjami szamozytowymi i pirytowymi
Formacja wapienia z Krupianki	od ok.1 do kilku, rzadko kilkanaście	sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka, ponadto sporadycznie w sukcesjach przejściowych do sukcesji czertezickiej (Birkenmajer, 1970; Wierzbowski i in., 2004)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: czerwony wapień krynoidowy	dolina potoku Krupianka k. Jaworek	drobno- i średnioziarniste wapienie krynoidowe o matriksie żelazisto-węglanowym i dominujących czerwonych barwach w badaniach mikrofacjalnych dominująca mikrofacja liliowcowa, przede wszystkim o typie pakstonu z domieszką ziarn kwarcu i litoklastów (zwłaszcza dolomitów triasowych), podrzędnie w najwyższej części formacji szkarłupniowo-filamentowa o typie pakstonu (Wierzbowski i in., 1999)
Formacja wapienia niedzickiego	od kilku do nieco ponad 10	sukcesja niedzicka oraz sukcesja czertezicka	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: dolny wapień bulasty	Niedzica-Podmajerz, zachodnia skałka z kamieniołomem	czerwone wapienie bulaste facji ammonitico rosso, często z dużym udziałem substancji marglisto-hematytowej szczegółowe badania mikrofacjalne (Wierzbowski i in., 1999) wykazały powszechną obecność mikrofacji filamentowej – z fragmentami cienkich muszli *Bositra*
Formacja radiolarytów z Sokolicy	10–>20	sukcesja braniska („północnego typu") oraz sukcesja braniska („południowego typu") i sukcesja pienińska; jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: radiolaryty manganowe	Sokolica	cienkoławicowe, szare, brązowawe do czarnych łupki radiolariowe z czertami ławice radiolarytów wykazują uziarnienie frakcjonalne i poziomą laminację, a także zaburzenia bioturbacyjne widoczne zwłaszcza w ich dolnej części, oraz bardziej homogeniczne osady w części najwyższej ławic (Krobicki i in., 2006)

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
amonity i małże, skamieniałości śladowe	pliensbach	poziomy amonitowe: *spinatum*, zwłaszcza podpoziom *apyreneum* udokumentowany w stropie formacji w sukcesji czertezickiej; *margaritatus* (zwłaszcza podpoziom *stokesi*) oraz *davoei* w sukcesji pienińskiej; *jamesoni* w sukcesji braniskiej (Birkenmajer, Myczyński, 1994; Wierzbowski i in., 2021, wraz ze starszą cytowaną tam literaturą)	–
głównie amonity i małże, ponadto szczątki szkarłupni, igły gąbek, skamieniałości śladowe; mikroskamieniałości: organiczne dinocysty (Gedl, 2008; Segit, 2010), otwornice bentosowe i małżoraczki (Tyszka, 2001);	górny toark–aalen	górny toark (poziomy amonitowe *dispansum–aalensis*); dolny i najniższy środkowy aalen (poziomy amonitowe *opalinum* oraz niższa część poziomu *murchisonae* (Myczyński, 2004 i wcześniejsze cytowane tam prace)	dolna granica: tektoniczna; występowanie formacji w sukcesjach czertezickiej i braniskiej („południowego typu") przyjmowane przez Birkenmajera (2017 i wcześniejsze cytowane tam prace) jest obecnie kwestionowane (Wierzbowski i in., 2021); opinia o występowaniu niższego toarku, a zwłaszcza górnego pliensbachu, nie jest udokumentowana (por. Birkenmajer, 1977, i starsze cytowane tam prace).
amonity, skamieniałości śladowe, mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008; Segit 2010), otwornice bentosowe (Tyszka, 1999)	środkowy i górny aalen	środkowy aalen (poziomy amonitowe *murchisonae* i *bradfordensis*) oraz górny aalen (poziom *concavum*) (Myczyński, 2004 oraz starsze cytowane tam prace)	–
małże *Bositra* – bardzo licznie, amonity, mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008; Segit, 2010), otwornice bentosowe (Tyszka, 1999)	dolny bajos	poziomy amonitowe: *discites* – część wyższa, *laeviuscula*, oraz najniższa część *propinquans* (w starszym podziale) przede wszystkim poziomy *sowerbyi* i *sauzei* wg Myczyńskiego, 1973, 2004);	–
amonity, skamieniałości śladowe (Tyszka, 1994), mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008), otwornice bentosowe (Tyszka, 1999)	dolny bajos lokalnie część górnego bajosu (gdy osady tej formacji zastępują lateralnie formację wapieni z Flaków, np. Birkenmajer, Myczyński, 2000)	poziom amonitowy *humphresianum* (Myczyński,1973, 2004)	–
fragmenty liliowców, spikule gąbek, ramienionogi, w najniższej części formacji liczne amonity i belemnity	wyższa część dolnego–niższa część górnego bajosu	poziomy amonitowe: od wyższej części poziomu sauzei (=*propinquans)* do poziomu *Niortense* (Krobicki, Wierzbowski, 2004)	dolna granica: z formacją łupków ze Skrzypnego (erozyjna, w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej) oraz z formacją wapienia z Szopki (erozyjna, w sukcesji czertezickiej); zamieszczane w starszych pracach sugestie o częściowo batońskim wieku osadów tej formacji (np. Birkenmajer, 1977) nie znajdują potwierdzenia w danych paleontologicznych
fragmenty liliowców, spikule gąbek, ramienionogi, rzadziej amonity i belemnity	bajos dolny część wyższa–bajos górny	od wyższej części dolnego bajosu (poziom amonitowy *sauzei* (= *propinquans*), Krobicki, Wierzbowski, 2004) do górnego bajosu (Myczyński, 1973); najwyższa część profilu typowego formacji (o odmiennej litologii, może być odnoszona nawet do najwyższego bajosu i batonu)	górna część formacji wykazuje podobieństwo do formacji wapienia niedzickiego – co sugeruje konieczność rewizji profilu typowego formacji (Wierzbowski i in., 2021)
dominują elementy liliowców, ponadto fragmenty (filamenty) małży *Bositra*, rzadziej belemnity, amonity	górny bajos	poziom amonitowy *garantiana* w sukcesji niedzickiej, ponadto udokumentowany biostratygraficznie najwyższy bajos w sukcesjach czorsztyńskiej i czertezickiej (Wierzbowski i in., 1999, 2009; Krobicki, Wierzbowski, 2009)	w sukcesji czorsztyńskiej luka stratygraficzna na granicy z formacją wapienia czorsztyńskiego (Birkenmajer, 1977; Wierzbowski i in., 1999); przypisywanie tej formacji, nawet w części, wieku batońskiego (por. np. Birkenmajer, 1977, 2017) jest sprzeczne z danymi paleontologicznymi (por. Krobicki, Wierzbowski, 2009)
amonity, ramienionogi, ułamki szkarłupni i małży *Bositra*, rzadko gąbki, mikroskamieniałości: otwornice, promienice, drobne muszle ślimaków	górny bajos–dolny baton–kelowej lub najniższy oksford	dolna i środkowa część formacji – górna część poziomu amonitowego *garantiana* i poziom *parkinsoni* oraz dolny baton; najwyższa części formacji – najwyższy kelowej i (lub) najniższy oksford (Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999)	wiekowo formacji wapienia niedzickiego może odpowiadać też górna część profilu typowego formacji wapieni z Flaków zawierająca konkrecje szamozytowe oraz wapienie mikrofacji filamentowej (por. opis formacji); występowanie formacji w sukcesji czertezickiej było kwestionowane przez Birkenmajera (2007), jednak zarówno pozycja w profilu omawianych osadów, ich charakterystyka mikrofacjalna, jak i pozycja wiekowa na podstawie zebranych amonitów wskazują na formację wapienia niedzickiego (Krobicki, Wierzbowski, 2009; Wierzbowski i in., 2021)
promienice, zwłaszcza *Spumellaria*, które przeważają nad *Nassellaria*, skamieniałości śladowe (Krobicki i in., 2006)	najwyższy bajos–kelowej w jednostce Šariš pogranicze bajosu i batonu–oksford	w profilach sukcesji braniskiej („typ północny") wydzielono dwa zespoły dinocyst organicznych: starszy diagnostyczny dla najwyższego bajosu-dolnego batonu oraz młodszy dla górnego batonu – keloweju (Gedl, 2008); górna granica formacji w jednostce Šariš jest wyznaczona wiekiem zespołu radiolariowego UAZ 8 odpowiadającemu przedziałowi od środkowego keloweju do dolnego oksfordu (por. Widz, 1992; Birkenmajer, 2017)	–

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja radiolarytów z Czajakowej	od kilku do kilkunastu	sukcesja niedzicka, sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej (z sukcesją braniską „północnego typu"), sukcesja czertezicka (częściowo) oraz sukcesje braniska („południowego typu") i pienińska jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka)	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: zielone i czerwone radiolaryty	Czajakowa Skała k. Jaworek	czerwone do zielonawych uławicone czerty i krzemionkowe wapienie radiolariowe z przeławiceniami ilasto-marglistymi formacja jest rozdzielona na podstawie profili sukcesji niedzickiej na trzy ogniwa (Birkenmajer, 1977): ogniwo radiolarytów z Kamionki (czerwone radiolaryty), ogniwo radiolarytów z Podmajerza (zielone radiolaryty) oraz ogniwo radiolarytów z Buwałdu (czerwone radiolaryty), wydzielenia te mają jednak charakter litofacjalny i ograniczone znaczenie w korelacjach wiekowych (np. Krobicki, Wierzbowski, 2009; Bąk i in., 2018)
Formacja wapienia czorsztyńskiego	od ok. 1 do kilku lub kilkunastu	sukcesje czorsztyńska, niedzicka, przejściowe do czertezickiej (braniska „północnego typu") do braniskiej („południowego typu"), a lokalnie też pienińskiej	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: wapień czorsztyński	skałki zamku Czorsztyn (niższa część profilu szczegółowo opisana *w*: Wierzbowski i in., 1999)	czerwone wapienie bulaste facji ammonitico rosso z konkrecjami i naskorupieniami żelazisto-manganowymi wapienie formacji reprezentują trzy główne typy mikrofacjalne następujące po sobie w sukcesji: mikrofacja filamentowa *Bositra*, mikrofacja otwornic planktonicznych *Globuligerina*, mikrofacja liliowców pelagicznych *Saccocoma* (Myczyński, Wierzbowski, 1994; Wierzbowski, 1994; Wierzbowski i in., 1999)
Formacja wapieni dursztyńskich	od kilku do ok. 10	sukcesja czorsztyńska, niedzicka oraz czertezicka, lokalnie przejściowe do czertezickiej (włącznie z braniską „północnego typu", gdzie znane są osady zbliżone do formacji wapienia pienińskiego, por. Birkenmajer, 2007)	kreator: **Birkenmajer (1977)** w pierwotnej definicji obejmowała zróżnicowane facjalnie osady zawarte pomiędzy formacją wapienia czorsztyńskiego a formacją wapieni łysańskich (Birkenmajer, 1977; por. także Birkenmajer, 1963) synonimy: wapienie dursztyńskie obejmujące czerwone wapienie kalpionellowe, różowe wapienie z *Globochaete*, białe wapienie kalpionellowe oraz krynoidowe wapienie falsztyńskie (wg Birkenmajera, 1963)	w okolicach wsi Krempachy i Dursztyn, profile Korowej Skały i Lorencowych Skałek (Birkenmajer, 1963, 1977), jednak podczas rewizji obu profili (Wierzbowski, 1994: fig. 2–3) zasięg formacji został ograniczony – stwierdzono, że występujące tam osady mogą być korelowane tylko z niższą częścią formacji – przede wszystkim z ogniwem wapienia z Korowej, wieku jurajskiego	czerwone i różowe wapienie mikrytowe z *Globochaete* i kalpionellami w obrębie sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej wydzielane są dwa ogniwa: wapienia z Korowej oraz wapienia z Sobótki, a odpowiadające im osady różnią się głównie barwą – jasnoczerwoną w pierwszej z nich oraz białą, żółtawą, różową lub kremową w drugiej, dodatkowo spotyka się przeławicenia wapieni detrytycznych (w obu) oraz krynoidowych (zwłaszcza w drugiej) (Birkenmajer, 1977); cechami charakterystycznymi obu tych ogniw jest częste występowanie powierzchni granicznych o charakterze erozyjnym i luk stratygraficznych oraz stowarzyszonych z nimi żył neptunicznych, które lokalnie mogą być jedynym zapisem tych okresów czasowych (np. Wierzbowski, 1994: fig. 2–4); w sukcesji czertezickiej osady formacji w całym profilu są barwy białej, a w ich spągu występuje charakterystyczna warstwa zawierająca okruchy wapieni krynoidowych i kwarcu oraz drobne skupienia glaukonitu i szamozytu – wydzielana jako warstwa z Zamkowej Góry (Wierzbowski i in., 2009, 2021)
Formacja bohunicka	od kilku do kilkunastu	sukcesja czorsztyńska, przede wszystkim jej „północny typ"	kreatorzy: **Mišik i in. (1994)**, por. także Mišik i in. (1996) synonimy: ? muszlowce rogoźnickie starszych autorów (por. Birkenmajer, 1962; Kutek, Wierzbowski, 1979); przynależność muszlowców rogoźnickich do formacji bohunickiej jest wskazana warunkowo (por. także Mišik i in., 1994): muszlowce rogoźnickie mają zdecydowanie bardziej muszlowcowy charakter, podczas gdy typowe wapienie formacji bohunickiej są w istocie bliższe osadom formacji wapienia czorsztyńskiego stanowiąc raczej niezbuloną ich odmianę (por. Wierzbowski, 1994, s. 232); być może w przyszłości muszlowce rogoźnickie powinny być wydzielone jako osobna formacja	skałka Babiná k. Bohunic na Słowacji profil typowy ogniwa muszlowca z Rogoży znajduje się w kamieniołomie w Rogoźniku, podczas gdy ogniwa muszlowca z Rogoźnika – w pobliskiej skałce z Rogoży (Birkenmajer, 1962, 1963, 1977; Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b), oboczne przejścia miedzy tymi ogniwami jest widoczne w profilu Stankowej Skały k. Zaskala (Kutek, Wierzbowski, 1986a, b)	pozbawione bulastości, masywne biomikrytowe wapienie facji ammonitico rosso z muszlami małżów i ramienionogów, w niższej części w mikrofacji otwornic planktonicznych, a wyżej z *Saccocoma* dalszy podział: muszlowce rogoźnickie reprezentowane są przez dwa ogniwa: ogniwo muszlowca z Rogoży (czerwony muszlowiec rogoźnicki) oraz ogniwo muszlowca z Rogoźnika (biały muszlowiec rogoźnicki) (por. Birkenmajer, 1962, 1963, 1977; Kutek, Wierzbowski, 1979); pierwotnie sądzono, że ogniwo muszlowca z Rogoży bezpośrednio podściela ogniwo muszlowca z Rogoźnika (Birkenmajer, 1977), w rzeczywistości jednak oba te ogniwa są w przybliżeniu tego samego wieku stanowiąc odmiany facjalne o dominującym pierwotnym matryksie mikrytowym (ogniwo muszlowca z Rogoży) lub o jego mniejszej ilości, zastąpionego w dużej części grubokrystalicznym cementem kalcytowym (ogniwo muszlowca z Rogoźnika; Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a; Reháková, Wierzbowski, 2005)
Formacja wapienia pienińskiego	od kilku–kilkunastu do blisko 200 0,5–6,0	od sukcesji przejściowych do sukcesji czertezickiej (zwłaszcza sukcesji braniskiej „północnego typu", gdzie spotyka się odmiany zbliżone do formacji wapieni dursztyńskich, por. Birkenmajer, 2007) do sukcesji braniskiej („południowego typu") i sukcesji pienińskiej jednostka Šariš	kreator: **Birkenmajer (1977)**	Kapuśnica na lewym brzegu Dunajca k. Sromowiec Wyżnych	białe i szare uławicone wapienie z czertami facji maiolica; w niższej, jurajskiej części dominuje mikrofacja radiolariowo-kalpionellowa

TAB. 7 cd.

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
promienice – głównie *Spumellaria*, podrzędnie *Nasselaria* (np. Bąk i in., 2018) w jednostce Šariš (sukcesja Grajcarka) dinocysty i radiolarie (Widz, 1992; Gedl, 2008)	środkowy oksford–kimeryd formacja jest mocno diachroniczna w spągu (od batonu do środkowego oksfordu) i w stropie (od dolnego kimerydu do dolnego tytonu) (Bąk i in., 2018; Hejnar, 2019) w jednostce Šariš: oksford–górny kimeryd	zespoły radiolariowe UAZ 9–10 – w niższej części formacji; część zespół UAZ 11 (tylko część kimerydzka) – w wyższej części formacji (Bąk i in., 2018); górna granica zasięgu formacji – bliska granicy kimerydu i tytonu – jest wyznaczona obecnością dinocyst wapiennych (Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986b; Pszczółkowski, 2009)	–
amonity, ramienionogi, liliowce, jeżowce, małże, mikroskamieniałości (otwornice, skleryty gąbek, spory *Globochaete*, promienice, kalpionelle – w najwyższej części)	sukcesja czorsztyńska najwyższy bajos–baton (lokalnie kelowej) luka środkowy oksford–tyton dolny sukcesja czertezicka w przybliżeniu od oksfordu do tytonu dolnego sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej od wyższej części górnego kimerydu do niższej części górnego tytonu (Birkenmajer, 1977; Wierzbowski i in., 2021), głównie dolny tyton (Pszczółkowski, Myczyński, 2004)	w sukcesji czorsztyńskiej (od poziomu amonitowego *parkinsoni*) – do batonu (i lokalnie keloweju) luka poziomy amonitowe: od *plicatilis–transversarium* do poziomu *planula* od wyższego dolnego kimerydu do dolnego tytonu	podział formacji na ogniwa przedstawiony przez Birkenmajera (1977) wymaga następujących poprawek: (1) ogniwo brekcji z Wapiennika musi być wyłączone z formacji wapienia czorsztyńskiego, gdyż nowe dane mikropaleontologiczne wskazują, że należy ono do górnego albu (Arabas i in., 2011); (2) ogniwo wapieni z Upszaru – wykształcone jako pstre cienkoławicowe wapienie, czasem krzemionkowe, o niewielkiej miąższości (Birkenmajer, 1977, 2009) – dotyczy wyłącznie sukcesji braniskiej (zarówno „północnego", jak i „południowego" typu) i jest rozwinięte często jako drobnoziarniste wapienie typu greinston z *Saccocoma* (por. Kasiński i in., 1981; Wierzbowski, 2021)
przede wszystkim mikroskamieniałości: spory *Globochaete*, wapienne dinocysty, promienice, otwornice planktoniczne, kalpionelle; czasem liliowce (także *Saccocoma*), rzadko amonity i belemnity	sukcesja czorsztyńska i niedzicka – ogniwo wapienia z Korowej tyton górny (lokalnie najwyższy tyton dolny) – pogranicze tyton/berias ogniwo wapienia z Sobótki – berias sukcesja czertezicka – kelowej/oksford do najniższy berias (Wierzbowski i in., 2021)	sukcesja czorsztyńska i niedzicka ogniwo wapienia z Korowej – od górnego tytonu (poziom z Crassicolaria), a lokalnie od wyższej części dolnego tytonu (poziomy amonitowe *semiforme-fallauxi* wg Wierzbowskiego, 1994) do pogranicza tytonu i beriasu; ogniwo wapienia z Sobótki – berias (np. Wierzbowski, Remane, 1992; Reháková, Wierzbowski, 2005); w sukcesji czertezickiej – od pogranicza keloweju i oksfordu aż do najniższego beriasu (Wierzbowski i in., 2021)	do formacji wapieni dursztyńskich Birkenmajera (1977) zalicza też muszlowce amonitowe (ogniwo muszlowca z Rogoźnika oraz ogniwo muszlowca z Rogoży), jednak związek pomiędzy nimi a typowymi osadami formacji wykształconymi jako czerwone i różowe wapienie mikrytowe z *Globochaete* i kalpionellami jest dość odległy; muszlowce amonitowe, wykształcone w facji ammonitico rosso, są najbardziej podobne do osadów formacji wapienia czorsztyńskiego, co było sygnalizowane w wielu późniejszych pracach (Kutek, Wierzbowski, 1986a; Wierzbowski, 1994; Sidorczuk, 2005; Reháková, Wierzbowski, 2006; Krobicki, Wierzbowski, 2009), chociaż różnią się obfitością występowania i sposobem zachowania muszli amonitów oraz brakiem bulastości; te właśnie cechy zbliżają omawiane muszlowce do wyróżnianej na Słowacji formacji bohunickiej (Mišik i in., 1994; Aubrecht i in., 1997); w tej sytuacji do formacji wapieni dursztyńskich powinny być zaliczone tylko masywne wapienie mikrytowe (o typie wakstonu, rzadziej madstonu) z mikroskamieniałościami organizmów planktonicznych: *Globochaete*, kalpionelle, otwornice planktoniczne czy radiolarie, oraz z występującymi lokalnymi przeławiceniami wapieni krynoidowych (Wierzbowski, 1994)
liczne skamieniałości – zwłaszcza amonity, liliowce, ramienionogi małże, ponadto spotyka się ślimaki, gąbki, osobnicze koralowce, zęby ryb; powszechne są mikroskamieniałości, zwłaszcza dinocysty wapienne, *Globochaete*, otwornice, małżoraczki, w najmłodszych warstwach też kalpionellidy	środkowy oksford–środkowy/górny tyton	ogniwo muszlowca z Rogoźnika oraz niższa część ogniwa muszlowca z Rogoży zawierają amonity od poziomów *transversarium* i *bifurcatus* oksfordu środkowego i górnego do poziomów *hybonotum*, *darwini*, *semiforme* i *fallauxi* dolnego i środkowego tytonu (= wyższej części dolnego tytonu) (Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b; Wierzbowski, 1990); dinocysty wapienne i kalpionelle w profilu typowym ogniwa muszlowca z Rogoży wskazują na interwał od dolnego kimerydu do najwyższego tytonu (Reháková, Wierzbowski, 2005)	po szczegółowej analizie profilów w obszarze typowym występowania muszlowców rogoźnickich (na zachód od Nowego Targu, pomiędzy Zaskalem a Rogoźnikiem – por. Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b; Reháková, Wierzbowski, 2005; Sidorczuk, 2005), mogą być przedstawione następujące obserwacje: (1) muszlowce ogniwa z Rogoźnika tożsame „sparytowym muszlowcom" *sensu* Kutek, Wierzbowski (1986a, b) oraz część ogniwa muszlowca z Rogoży do środkowego tytonu (wyższej części dolnego tytonu) włącznie, odpowiadają wiekowo formacji bohunickiej w jej typowym profilu; wszędzie tam podścielające osady, często w żyłach neptunicznych, są wykształcone w mikrofacji filamentowej lub otwornic planktonicznych i odpowiadają kelowejowi oraz niższej części oksfordu – do tej kategorii żył należą także słynne żyły neptuniczne w Babiarzowej Skałce (Uhlig, 1881; Wierzbowski i in., 2005); (2) wyższa część ogniwa muszlowca z Rogoży w profilu typowym zaliczana do górnego tytonu oraz wypełnienia mikrytowym wapieniem późnotytońskich żył neptunicznych w profilu typowym muszlowca z Rogoźnika (warstwy 13 i 14 oraz 7b wg Kutka, Wierzbowskiego, 1986a, b) odpowiadają sobie wiekowo oraz wykazują znaczne podobieństwo litologiczne do ogniwa wapienia z Korowej formacji wapieni dursztyńskich; (3) mikrytowe (białe) wapienie z amonitami zaliczane pierwotnie do muszlowców rogoźnickich („muszlowce mikrytowe" odpowiadające warstwom 7a-1 wg Kutka, Wierzbowskiego, 1986a, b), stanowiące najmłodsze utwory przykrywające muszlowce rogoźnickie (z luką stratygraficzną w spągu), należą do dolnego beriasu i wykazują znaczne podobieństwo litologiczne do ogniwa wapienia z Sobótki formacji wapieni dursztyńskich (Reháková, Wierzbowski, 2005)
kalpionelle, otwornice, promienice, niekiedy amonity	tyton	w sukcesjach przejściowych (zwłaszcza braniskiej „północnego typu") oraz braniskiej „południowego typu" i pienińskiej formacja należy do dolnego i (lub) górnego tytonu (np. Obermajer, 1986a, 1987; Pszczółkowski, 2009); wg Hejnara (2019) dolna granica formacji jest silnie diachroniczna i przebiega w sukcesjach braniskiej („południowego typu") oraz pienińskiej od dolnego kimerydu do pogranicza dolnego i górnego tytonu jednostka Šariš – w odniesieniu do jurajskiej części formacji udokumentowano obecność wyłącznie dolnego tytonu (Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986b; Pszczółkowski, 2009)	górna granica formacji przebiega w obrębie systemu kredowego

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział
Formacja szlachtowska	trudna do oszacowania ze względu na zaburzenia tektoniczne, prawdopodobnie ponad 200	sukcesja Grajcarka („magurska") = jednostka Šariš	kreator: **Birkenmajer (1977)** synonimy: „czarny flisz" (częściowo), „dogger fliszowy", „flisz aaleński" i in. obecność formacji w sukcesjach niedzickiej, braniskiej („północnego typu") i czertezickiej (np. Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer i in., 2008) jest obecnie kwestionowana, a osady odnoszone do tej formacji są interpretowane jako należące do sukcesji Grajcarka (jednostki Šariš) wychodzące spod nasuniętych utworów płaszczowiny subpienińskiej (czorsztyńskiej) (por. Jurewicz, 1997; Barski i in., 2012; Segit i in., 2015) wydzielona uprzednio formacja ze Stembrowu (Birkenmajer, 1977) jest obecnie uważana za ogniwo w najwyższej części formacji szlachtowskiej (Birkenmajer, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017); podobnie formacja z Krzonowego (Birkenmajer, 1977) jest uważana za ogniwo w niższej części formacji szlachtowskiej reprezentujące podmorskie osuwisko (Birkenmajer, Gedl, 2017; Birkenmajer, 2017)	dolina potoku Grajcarek oraz jego dopływów – potoków Sztolnia i Krupianka pomiędzy Szlachtową a Jaworkami	ciemne iły i łupki z przeławiceniami piaskowców z powszechnie obecnym muskowitem, z podrzędnymi przewarstwieniami piaszczystych wapieni krynoidowych dalszy podział litostratygraficzny formacji na nieformalne ogniwa (Birkenmajer, 1977), oparte na mniejszym lub większym udziale łupków lub piaskowców i ich różnicach litologicznych, jest stosowany wyłącznie w skali lokalnej (np. Barski i in., 2012)
Formacja z Opaleńca	kilka do kilkunastu	sukcesja Grajcarka („magurska") = jednostka Šariš	kreator: **Birkenmajer (1977)**	górny bieg potoku Sztolnia	plamiste margle, łupki margliste, podrzędnie wapienie margliste z fragmentami muszli *Bositra* (mikrofacja filamentowa), czasem z blaszkami muskowitu
Formacja wapienia czorsztyńskiego (?) – ogniwo margli z Palenicy	bardzo mała 0,3–1,0	sukcesja Grajcarka („magurska") = jednostka Šariš	kreator: **Birkenmajer (1977)** przynależność ogniwa margli z Palenicy do formacji wapienia czorsztyńskiego jest dyskusyjna	potok Grajcarek k. Szczawnicy pod górą Palenica	czerwone lub pstre margle i łupki z aptychami

bulaste są wykształcone w mikrofacji filamentowej (reprezentowanej przez ułamki – „włókna" cienkich skorup pelagicznych małży *Bositra*). Zasięg stratygraficzny wapieni tej mikrofacji sięga od najwyższego bajosu (poziomy amonitowe *garantiana* i *parkinsoni*) do – w przybliżeniu – granicy keloweju i oksfordu (por. Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999; Krobicki, Wierzbowski, 2009). Pojawienie się tych osadów wyznacza początek pelagicznego etapu rozwoju sedymentacji (por. Birkenmajer, 1986), a ich obecności towarzyszy występowanie luk stratygraficznych, a także żył neptunicznych, często w strefie występowania sukcesji czorsztyńskiej, zwłaszcza jej strefy północnej bliższej osi grzbietu czorsztyńskiego. Występowanie osadów mikrofacji filamentowej jest ograniczone często do wypełnień żył neptunicznych, zawierających niekiedy amonity dolnego keloweju, podobnie jak na Babiarzowej Skale i Stankowej Skale (Uhlig, 1890; Wierzbowski i in., 2004; Sidorczuk, 2005).

W następstwie stratygraficznym basenowych osadów pienińskiego basenu skałkowego obserwuje się również istotne zmiany facjalne. W stropie osadów formacji wapieni z Podzamcza (sukcesja braniska „północny typ"), pojawiają się wskaźniki dobrego natlenienia środowiska, wyrażone bogatym rozwojem mikrofauny bentosowej, a także lokalnie powierzchnie nieciągłości, przy których występuje nagromadzenie rostrów belemnitów, co wskazuje na silniejszą aktywność prądów morskich poprzedzających pojawienie się osadów formacji radiolarytów z Sokolicy (fig. 24; tab. 7). Wspomniana zmiana facji, odnoszona tu do przełomu bajosu i batonu, jest stratygraficznie bliska pojawieniu się omawianych wyżej wapieni bulastych (Tyszka, 1995; Gedl, 2008; Wierzbowski i in., 2021).

Nadległe osady wyższego keloweju i niższego oksfordu charakteryzują się bardzo niekompletnym zapisem stratygraficznym, szczególnie w sukcesji czorsztyńskiej. Osady te należące do formacji wapienia czorsztyńskiego (fig. 24), a miejscami też formacji bohunickiej (muszlowce amonitowe; tab. 7), stanowią często wypełnienie żył neptunicznych lub występują w sąsiedztwie naskorupień i konkrecji żelazisto-manganowych, rozwiniętych na skorodowanych powierzchniach wapieni z *Bositra*, co wskazuje na istnienie kondensacji i luk stratygraficznych (Zydorowicz, Wierzbowski, 1986; Sidorczuk, Nejbert, 2009). Właśnie te zachowane fragmentarycznie osady oraz bezpośrednio nadległe, należące do środkowego i górnego oksfordu oraz najniższego kimerydu, wykazują powszechnie obecność mikrofacji otwornic planktonicznych z *Globuligerina* (Myczyński, Wierzbowski, 1994; Wierzbowski i in., 1999; Hudson i in., 2005). Również w sukcesji czertezickiej wyższy kelowej i niższy oksford są reprezentowane przez cienki zespół osadów wyróżniony jako warstwa z Zamkowej Góry (Wierzbowski i in., 2009a, 2021) z otwornicami planktonicznymi i radiolariami, z powierzchniami pokrytymi naskorupieniami żelazistymi oraz ze skupieniami szamozytu i glaukonitu. W sukcesji niedzickiej wspomnianemu przedziałowi stratygraficznemu odpowiada luka stratygraficzna na przejściu od formacji wapienia niedzickiego do formacji radiolarytów z Czajakowej (fig. 24; Wierzbowski i in., 1999; Bąk i in., 2018).

Dane paleomagnetyczne z sukcesji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Ukrainy Zakarpackiej, Słowacji i Polski (Lewandowski i in., 2005, 2006) wskazują na gwałtowne otwieranie się nowej strefy oceanicznej na północ od grzbietu czorsztyńskiego już podczas jury środkowej. Właśnie ta nowo powstała strefa oceaniczna, której początki można wiązać z ryftowaniem fazy krasińskiej w bajosie i powstaniem grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, Wierzbowski, 2004), odpowiada przedpóźnoalbskiemu oceanowi Magury (Barski i in., 2012). Wyniesiony we wczesnym bajosie grzbiet czorsztyński dostarczał początkowo materiału okruchowego do tworzących się ławic piaskowcowych formacji szlachtowskiej, jednak już u schyłku bajosu, w miarę otwierania się strefy oceanicznej, nastąpiło jego termiczne (i tektoniczne) osiadanie – na dawnym grzbiecie rozpoczęła się sedymentacja osadów pelagicznych, a jednocześnie w przyległym od północy basenie oceanicznym miała miejsce sedymentacja marglisto-ilastych osadów pozbawionych ławic turbidytowych należących do formacji z Opaleńca (fig. 24; np. Segit i in., 2015). Gwałtowna ekspansja strefy oceanicznej podczas keloweju i wczesnego oksfordu oznaczała pojawienie się głębokowodnych facji pelagicznych, a także w okresie maksymalnego otwarcia oceanu, napływ chłodnych wód i związanych z tym prądów morskich oraz zahamowanie sedymentacji osadów węglanowych. Wspomniana silna ekspansja oceaniczna, dobrze dokumentowana stratygraficznie od środkowego keloweju do wczesnego oksfordu, jest rozpoznawalna również w zapisie kopalnym na obszarze epikontynentalnym południowej Polski – tu wydarzenie to, trwające ok. 5 mln lat, opisano jako „zdarzenie geotektoniczne Metis" (Matyja, Wierzbowski, 2006b).

Od dolnego kimerydu do dolnego tytonu osady typu ammonitico rosso w sukcesjach czorsztyńskiej, niedzickiej oraz przejściowych do czertezickiej, a częściowo też w sukcesji czertezickiej (formacja wapienia czorsztyńskiego, formacja bohunicka; fig. 24; tab. 7), są wykształcone w mikrofacji liliowców pelagicznych *Saccocoma*. Osady te zostały stopniowo zastąpione w tytonie przez pelagiczne wapienie formacji wapieni dursztyńskich – rozwinięte na obszarach podniesionych (grzbietów), oraz formacji wapienia pienińskiego – na obszarach obniżonych (basenów). Jednocześnie obserwuje się znaczący przyrost ich miąższości w stosunku do starszych środkowo- i górnojurajskich osadów pelagicznych. Ten stopniowy wzrost udziału osadów wapiennych w kimerydzie i tytonie wynikał z silnego rozwoju liliowców *Saccocoma*, a także mikroplanktonu wapiennego – początkowo zwłaszcza cyst wapiennych bruzdnic, później także kalpionellidów. Według Grabowskiego i in. (2008)

TAB. 7. cd.

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
dinocysty organiczne, fragmenty liliowców, skamieniałości śladowe, ponadto amonity i belemnity (które mogą być jednak w części lub całości redeponowane)	aalen/bajos–niższa część górnego bajosu	podstawowy problem dotyczy interpretacji stratygraficznej osadów „czarnego fliszu" uważanych albo za jurajskie (por. Birkenmajer i in., 2008), albo za kredowe (Oszczypko i in., 2004); możliwe jest jednak istnienie podobnych osadów różnego wieku, trudnych do rozdzielenia w strefie silnych zaburzeń tektonicznych (np. Jurewicz, 2005; Barski i in., 2012); zespoły dinocyst organicznych z różnych profili formacji (Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), a także krytyczna analiza pozycji stratygraficznej dinocyst opisanych przez Gedla (2008) wskazują na przedział od pogranicza aalenu i bajosu do niższej części górnego bajosu	opinia o przynależności formacji szlachtowskiej do toarku i dolnego aalenu (Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017) oparta przede wszystkim na pojedynczym znalezisku amonitów z rodzaju *Leioceras* (diagnostycznych dla dolnego aalenu) w plamistych wapieniach uważanych za reprezentujących górną część formacji (Birkenmajer, Myczyński, 1977; Birkenmajer i in., 2008) jest z różnych względów mocno dyskusyjna (Segit i in., 2015); również pozycja stratygraficzna osadów ogniwa z Krzonowego zaliczanych do aalenu (na podstawie analizy zespołu ostryg Gryphaeinae) lub nawet od pliensbachu do dolnego toarku (na podstawie analizy otwornic bentosowych; Birkenmajer, Tyszka, 1996) nie może być kryterium wiekowym dla formacji szlachtowskiej, gdyż osady tego ogniwa są redeponowane, a pierwotne ich położenie w sukcesji nie jest znane
mikroskamieniałości: dinocysty organiczne, otwornice; makroskamieniałości: małże *Bositra*, amonity (rzadko)	górny bajos–baton (lokalnie również dolny bajos) (Gedl, 2008)	górny bajos (odpowiedniki poziomów amonitowych *garantiana* i *parkinsoni*) oraz dolny baton (odpowiedniki poziomów *zigzag* i *tenuiplicatus*) (Gedl, 2008; Segit i in., 2015); ponadto wyższy baton (Gedl, 2008); także dolny bajos w profilu potoku Kręty k. Krempachów (Gedl, 2008); z kolei datowania na podstawie zespołu dinocyst wskazujące na najwyższy bajos i baton w stratotypowym profilu formacji (Gedl, 2008) stoją w sprzeczności z występowaniem tu amonitów odniesionych do dolnego bajosu (Birkenmajer, Myczyński, 1977)	słabo udokumentowane w profilach osady złożone z „czarnych lub szarych łupków marglistych z drobnymi blaszkami białej miki", zaliczane wg Birkenmajera (2017) do lokalnie występującej formacja łupków z Harcygrundu, zarówno swoją litologią, jak i proponowaną pozycją w sukcesji zbliżają się do formacji z Opalenca; udokumentowanie dolnego bajosu w profilu potoku Kręty k. Krempachów (Gedl, 2008) wskazuje na oboczne zmiany facjalne i lateralne przejścia do formacji szlachtowskiej
dinocysty wapienne, *Globochaete*, ułamki liliowców *Saccocoma*, makroskamieniałości – wyłącznie aptychy	dolny tyton	dolny tyton, poziomy dinocystowe *pulla–tithonica* oraz *malmica*, poniżej poziomu kalpionellidowego *Chitinoidella* (Pszczółkowski, 2009)	wcześniejszy pogląd o przynależności tych osadów do kimerydu na podstawie zespołów aptychów (np. Birkenmajer, 1977, 2017) musi być obecnie zrewidowany (por. Nowak, 1971, 1976)

grzbiet czorsztyński, w oksfordzie znacznie odsunięty od kontynentu europejskiego, od kimerydu do wczesnego beriasu stopniowo przemieszczał się w kierunku północnym. Związana z tym zmiana pozycji paleogeograficznej pienińskiego basenu skałkowego wpłynęła na charakter sedymentacji w kierunku dominacji osadów węglanowych w warunkach cieplejszego i bardziej suchego klimatu (Jach, Reháková, 2019).

U schyłku jury, na przełomie wczesnego i późnego tytonu, zaznaczyły się, szczególnie na grzbiecie czorsztyńskim, ruchy neokimeryjskie. Spowodowały one zróżnicowanie sedymentacji już w niższej części wapieni dursztyńskich (ogniwo wapienia z Korowej) oraz odpowiadających im wiekowo muszlowców rogoźnickich (formacji bohunickiej). Na wyniesionych blokach tworzyły się żyły neptuniczne – wypełnienie, które jest niekiedy jedynym świadectwem istnienia osadów, podczas gdy obszary obniżone charakteryzowały się pełniejszym zapisem stratygraficznym (np. Wierzbowski, 1994). Innym wyrazem zróżnicowania topografii dna morskiego są zmiany w zespołach fauny bentosowej, zwłaszcza ramienionogów (Krobicki, 1996). Szczególnie duże znaczenie stratygraficzne mają tu muszlowce amonitowe zawierajace amonity tytonu: od poziomu *hybonotum* do poziomu *fallauxi*. Muszlowce te odsłonięte w Rogoźniku k. Nowego Targu były przedmiotem wielu opracowań (przede wszystkim Zittel, 1870; Neumayr, 1871b), których wyniki były istotną podstawą dla ustanowienia piętra tytońskiego: nowsza rewizja stratygraficzna następstwa amonitów w profilu muszlowców została przeprowadzona przez Kutka i Wierzbowskiego (1986a, b) oraz Wierzbowskiego (1990), a wzorcowy profil w rezerwacie w skałkach Rogoży (Birkenmajer, 1962) jest wpisany na światową listę obiektów przyrody nieożywionej. Utwory wyższej jury środkowej i górnej sukcesji Grajcarka (fig. 24; tab. 7) należące do oceanicznej strefy północnej (przedpóźnoalbskiego oceanu Magury) są reprezentowane przez typowe głębokomorskie facje pelagiczne: formację radiolarytów z Sokolicy, formację radiolarytów z Czajakowej, ogniwo margli z Palenicy (? formacji wapienia czorsztyńskiego) oraz formację wapienia pienińskiego. Jurajskie osady węglanowe tych ostatnich dwóch formacji należące do tytonu charakteryzują się wyjątkowo małą miąższością, silną kondensacją i zapewne niekompletnym zapisem stratygraficznym (np. Obermajer, 1986a, b; Birkenmajer, 1986; Birkenmajer, Gedl, 2017).

W przeciwieństwie do północnego obszaru oceanicznego, którego osady wiązane z sukcesją Grajcarka są w miarę dobrze poznane, utwory jurajskie powstałe na południe od pienińskiego basenu skałkowego, odpowiadające strefie oceanicznej wahikum, są znacznie trudniejsze do identyfikacji. Według Birkenmajera (1977, 1986, 2017) południowa, głęboka część pienińskiego basenu skałkowego była położona na skraju oceanicznej strefy X (hipotetycznej strefy „ultrapienińskiej"), która miała być w później jurze obrzeżona od południa przez strefę płytszą odpowiadająca sukcesji haligowieckiej, osadzonej na stoku również hipotetycznego grzbietu egzotykowego Andrusova (Birkenmajer, 1988). Pozycja paleogeograficzna sukcesji haligowieckiej, odsłoniętej w okolicach wsi Haligowce w Pieninach, już po słowackiej stronie granicy, jest jednak mocno dyskusyjna. W nowszych słowackich opracowaniach (np. Plašienka, 2019; Plašienka i in., 2021) istnienie grzbietu egzotykowego Andrusova jest kwestionowane, a sukcesja haligowiecka, jako należąca do tzw. strefy perypienińskiej, została związana mniej lub bardziej jednoznacznie z nasuniętymi od południa jednostkami tatrzańskimi fatrikum. Przedstawione obecnie dane z pienińskiego pasa skałkowego Polski również nie mogą być traktowane jako rozstrzygające w powyższych kwestiach. Nowe obserwacje dotyczące podobieństwa niektórych jurajskich fragmentów sukcesji z południowej części basenu skałkowego, zwłaszcza sukcesji czertezickiej, do sukcesji północnotatrzańskich (por. Wierzbowski, 2021) to: (1) zapis obecności tektonicznej fazy dewińskiej odpowiedzialnej za powstanie grzbietu czertezickiego na przełomie wczesnej i środkowej jury; (2) podobne wykształcenie i pozycja stratygraficzna osadów formacji dursztyńskiej sukcesji czertezickiej i formacji wapieni z Raptawickiej Turni jednostek autochtonicznych Tatr (tatrikum; por. Lefeld i in., 1985).

2.3. TATRY

Jolanta Iwańczuk, Jacek Grabowski

Jurajskie osady w Tatrach występują w obrębie jednostek wierchowych (autochtonicznej i allochtonicznej) oraz reglowych (dolnej i górnej; Kotański, 1961; Bac-Moszaszwili i in., 1979).

2.3.1. Jednostka wierchowa (tatrikum)

Źle wysortowane osady klastyczne (głównie piaskowce i zlepieńce) oraz lokalnie wapienie o morskiej proweniencji rozpoczynają profil jury w jednostce autochtonu wierchowego (fig. 27). Osady te są zaliczane do formacji dudzinieckiej, o miąższości wahającej się od 0 do 530 m. Jej wiek na podstawie nielicznych ramienionogów został określony na hetang–?aalen (Wójcik, 1981, 1985; fig. 27). Formacja dudziniecka została podzielona na pięć jednostek (fig. 28; tab. 8; Wójcik, 1985). Nad formacją dudziniecką występuje formacja wapienia ze Smolegowej wieku bajoskiego, a powyżej leży formacja wapieni z Krupianki (fig. 28; tab. 8). Wyniki badań sedymentologicznych (Szulczewski, 1963, 1968; Łuczyński, 2001a, b, 2002) wskazują, że osady tej formacji powstawały w płytkim środowisku blisko podstawy falowania. Na podstawie fauny amonitowej

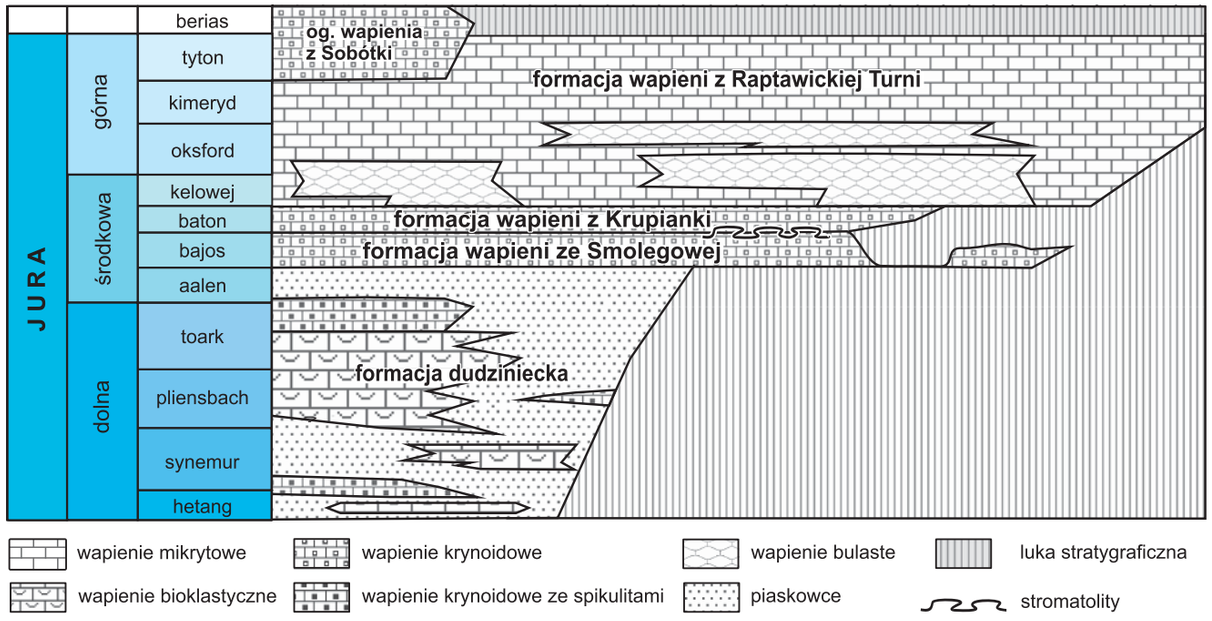


FIG. 27. Uproszczony schemat litostratygraficzny jury tatrikum w Tatrach (wg Lefelda i in., 1985; Jach i in., 2014b; zmieniono)

TAB. 8. Tabela jednostek litostratygraficznych jednostek wierchowych Tatr (tatrikum)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostraty-graficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja dudziniecka	0–530 (1366 *sensu* Lefeld i in., 1985)	autochton wierchowy	Horwitz, Rabowski (1922); Siemieradzki (1923); Radwański (1959); Wójcik (1981, 1985); Krainska (1997)	zbocze Dudziniec na Kopieńcu Staroróbociańskim	warstwa z Kopieńca Staroróbociańskiego – szare, ciemnoszare, niebiesko-zielone zapiaszczone wapienie z liliowcami i peloidami (12 m); ogniwo wapieni z Kobylej Głowy – ciemnoszare zapiaszczone wapienie krynoidowe; ogniwo wapienia z Kobylarki – szare masywne wapienie krynoidowe; ogniwo wapienie ze Smytniej – szare, ciemnoszare oraz czarne wapienie z kwarcem oraz żółtymi klastami skał podłoża triasowego; ogniwo wapieni z Iwanówki – szare, ciemnoszare oraz czarne wapienie krynoidowe z kwarcem, igłami gąbek oraz żółtymi klastami skał podłoża triasowego; ogniwo piaskowców z Kominów Dudowych – jasnoszare, szare, różowo-szare oraz żółte zlepieńce i piaskowce wapniste	belemnity, ramienionogi, małże	synemur–baton	–	wiek formacji jest słabo udokumentowany na podstawie nielicznych ramienionogów
Formacja wapienia ze Smolegowej	do 30	autochton wierchowy, allochton wierchowy	Uhlig (1897); Horwitz, Rabowski (1922); Lefeld (1957, 1985h); Kotański (1959b); Birkenmajer (1977); Łuczyński (2002)	typowy profil znajduje się w pienińskim pasie skałkowym, w Tatrach są to: Mały Giewont, Zawrat, Kasprowy, Dudziniec i Dolina Chochołowska	jasnoszare i różowe wapienie liliowcowe	ramienionogi, małże, igły jeżowców	bajos	–	miejsce typowego występowania jest w Pieninach (Birkenmajer, 1977)
Formacja wapieni z Krupianki	do 30	autochton wierchowy, allochton wierchowy	Kotański (1959b); Szulczewski (1963, 1968); Birkenmajer (1977); Passendorfer (1978a); Lefeld (1985e); Głuchowski (1987); Łuczyński (2001a, b, 2002); Wieczorek (2001)	typowy profil znajduje się w pienińskim pasie skałkowym, w Tatrach są to: Giewont, Wielka Świstówka, Mała Świstówka, Zawrat Kasprowy i Dolina Chochołowska	jasnoszare oraz różowawe wapienie liliowcowe żelaziste z kwarcem i litoklastami skał starszych, stromatolity oraz wapienie gruzłowe	amonity, ramienionogi, ślimaki	baton, udokumentowany środkowy baton	poziom *Hecticoceras retrocostatum* na podstawie fauny amonitowej (Passendorfer, 1938)	miejsce typowego występowania jest w Pieninach (Birkenmajer, 1977)
Formacja wapieni z Raptawickiej Turni	100–110	autochton wierchowy, allochton wierchowy	Passendorfer (1951, 1978b); Lefeld (1957, 1968); Kotański (1959a, b, 1961); Kotański, Radwański, (1959); Lefeld, Radwański, (1960); Gąsiorowski (1962); Szulczewski (1965); Birkenmajer (1977); Wieczorek (1983); Lefeld (1985j); Staniszewska, Ciborowski (2000); Jach i in. (2014b); Pszczółkowski i in. (2016); Pszczółkowski (2018); Lodowski i in. (2022)	zachodnie zbocze doliny Kościeliskiej poniżej Raptawickiej Turni, wzdłuż drogi prowadzącej na Halę Ornak	szare i różowe wapienie pelityczne, wapienie peloidowe i onkolitowe; w ramach formacji wyróżniono: ogniwo wapienia czorsztyńskiego wykształcone w postaci różowych i czerwonych wapieni gruzłowych (kelowej–oksford); ogniwo wapienia z Sobótki – zapiaszczone wapienie liliowcowe z *Pygope diphya*, tufy i lawy limburgitowe (Kotański, 1959b; Kotański, Radwański, 1959), wiek określono na tyton	ramienionogi, amonity, aptychy	kelowej–hoteryw	*Pygope diphya* – tyton	–

określono wiek tej formacji na środkowy baton, poziom *bremeri* (Passendorfer, 1936, 1938; Gálacz, Matyja, 2006). Późniejsza interpretacja kolekcji amonitowej Pasendorfera (1936, 1938) wskazała, że pojedyncze okazy, takie jak *Parkinsonia* sp. i *Hecticoceras* rozszerzają występowanie tej formacji odpowiednio od granicy bajosu/batonu (Iwańczuk i in., 2013) do dolnego keloweju (Galácz, Matyja, 2006). Ponad nią zalega formacja wapieni z Raptawickiej Turni (Lefeld, 1968, 1985j; Jach i in., 2014b; fig. 27, 29). Według Lefelda (1985j) w jej obrębie przebiega granica pomiędzy jurą a kredą, jednak niedawno przeprowadzone badania w profilach jednostki Giewontu wykazały, że najwyższa część tej formacji, obejmująca ciemne wapienie onkolitowe, należy jeszcze do górnego tytonu (poziomy *Chitinoidella* i *Crassicollaria*), a nie – jak to sugerował Lefeld (1985j) – do walanżynu. W stropie formacji występuje nieciągłość o charakterze twardego dna (oraz cienka brekcja późnoberiaskiego/wczesnowalanżyńskiego wieku; Lodowski i in., 2022), a występujące powyżej wapienie ziarniste z dużą zawartością detrytusu szkarłupni (odpowiednik „ciemnych wapieni spatycznych" – Lefeld, 1968) należy zaliczyć do górnego walanżynu lub hoterywu. Luka stratygraficzna na pograniczu jury i kredy obejmowałaby więc najwyższy tyton, berias i dolny walanżyn. Datowanie interwału granicznego jura/kreda w sukcesji Giewontu, oprócz biostratygrafii opartej na mikroskamieniałościach, jest wsparte stratygrafią izotopową węgla $\delta^{13}C$ (Pszczółkowski i in., 2016; Lodowski i in., 2022; Lodowski, Grabowski, 2023).

2.3.2. Jednostka reglowa dolna (fatrikum)

Utwory rozpoczynające sekwencję jurajską należą prawdopodobnie do formacji fatrzańskiej (fig. 30), której największy rozwój miał miejsce w retyku (Gaździcki, 1983). Na niej diachronicznie zalegają osady formacji z Kopieńca (fig. 30; tab. 9; Gaździcki, 1975, 1983; Gaździcki, Iwanow, 1976; Gaździcki i in., 1979), opisane w literaturze jako warstwy gresteńskie – *Gresten Schichten* (Uhlig, 1897) lub *Kopieniec Schichten* (Gotel, 1917). Są to ciemnobrązowe łupki ilaste oraz piaskowce kwarcytowe z przeławiceniami ciemnoszarych wapieni i margli organodetrytycznych o miąższości 27–100 m. Formacja jest datowana na górny retyk–synemur na podstawie małżoraczków (Błaszczyk, Gaździcki, 1982) oraz palinomorf (Gaździcki i in., 2006). Formacja jest podzielona na cztery nieformalne ogniwa: klastyki podstawowe, wapienie dolne, iłowce główne, wapienie górne. W ogniwie wapieni dolnych zidentyfikowano liczne otwornice bentosowe, które są wskaźnikowe dla poziomu otwornicowego *Ophthalmidium leischneri i Ophthalmidium walfordi* oraz wskazują na hetang–synemur (Gaździcki, 1983).

Powyżej znajdują się osady zaliczane do grupy z Tatr Bielskich, która obejmuje formację piaskowców z Koperszadów oraz formację margli z Sołtysiej (fig. 30; Iwanow, 1985a, b; Lefeld, 1985a). Grupa ta wykazuje znaczne zróżnicowanie litologiczne pomiędzy wschodnią a zachodnią częścią Tatr (Guzik, 1959).

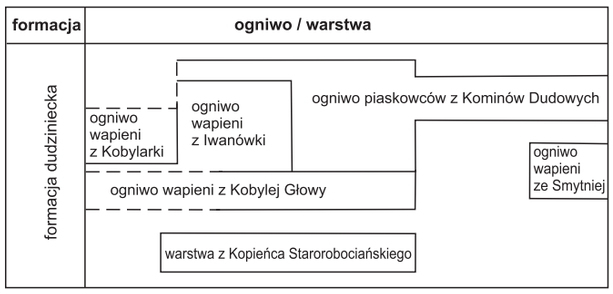


FIG. 28. Uproszczony schemat formacji dudzinieckiej (Wójcik, 1985)

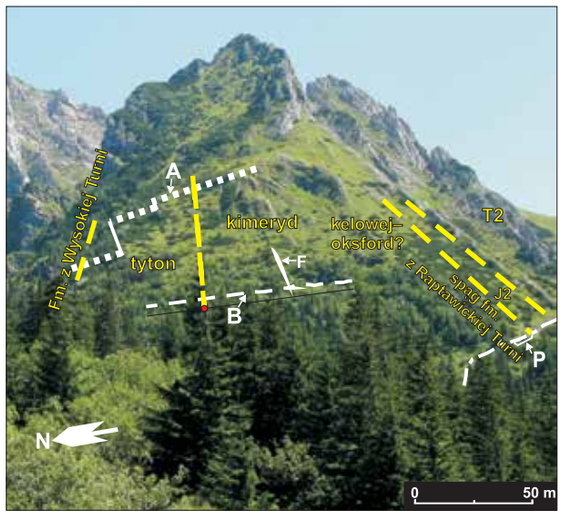


FIG. 29. Mały Giewont z przełęczy Bacug (wg Pszczółkowskiego i in., 2016; Lefelda, 1968; zmieniono): A, B, P – profile stratygraficzne udokumentowane przez Pszczółkowskiego i in. (2016); F – miejsce występowania fauny amonitowej kimerydu (Passendorfer, 1928); J2 – jura środkowa (bez keloweju); T2 – trias środkowy. Fot. A. Pszczółkowski

Formacja piaskowców z Koperszadów występuje tylko w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich (Iwanow, 1985a; Iwanow i in., 2011). Dolna część formacji to ciemnoszare piaskowce i piaskowce wapniste (ogniwo piaskowców z Szerokiej), które stopniowo przechodzą w jasnoszare i kremowe piaskowce drobno- i gruboziarniste, miejscami wapniste (ogniwo kwarcytów z Babosza), aż do ciemnoszarych piaskowców wapnistych przeławiconych łupkami marglistymi (ogniwo piaskowców z Waksmundzkiej; Iwanow, 1973, 1985a; Nowicka, 1973; Popiołek i in., 2010; fig. 30; tab. 9). Formacja jest datowana na dolny–?górny synemur, na podstawie położenia w stosunku do lepiej datowanych skał

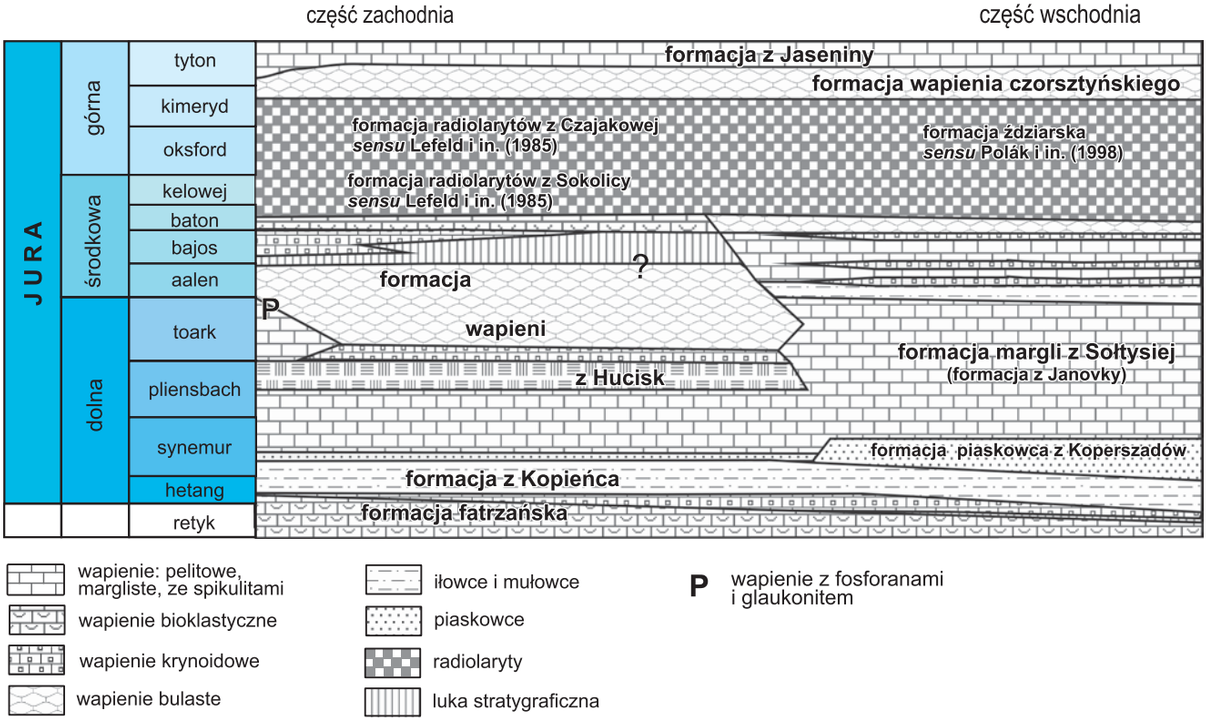


FIG. 30. Uproszczony schemat litostratygraficzny jury fatrikum w Tatrach (wg Lefelda i in., 1985; Jach i in., 2014b, zmieniono)

TAB. 9. Tabela jednostek litostratygraficznych jednostek reglowych dolnych Tatr (fatrikum)

Nazwa	Miąższość [m]	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)
Formacja z Kopieńca	27–100	Uhlig (1897); Goetel (1917); Gaździcki (1974, 1975, 1983); Gaździcki, Iwanow (1976); Gaździcki i in. (1979b, 2006); Błaszczyk, Gaździcki (1982); Uchman (1991); Ruckwied, Götz (2009); Iwanow i in. (2011)	na zboczach Małego Kopieńca w Tatrach Polskich oraz na Zboczach Wielkiej Furkaski w Tatrach Słowackich	formacja z Kopieńca obejmuje cztery nieformalne ogniwa litostratygraficzne: klastyki podstawowe – piaskowce kwarcytowe, arenity kwarcowe; wapienie dolne – ciemnoszare margle i wapienie organodetrytyczne liliowcowo-małżowo-ślimakowe; iłowce główne – brązowoszare mułowce i iłowce z przeławiceniami szarych margli i wapieni; wapienie górne – szare mułowce przeławicone szarymi wapieniami (Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, Lefeld, 1985)
Formacja piaskowców z Kopersztadów	50–120	Sokołowski (1948); Andrusov (1950); Turnau-Morawska (1953, 1955); Borza (1958, 1959); Iwanow (1973); Nowicka (1973); Sokołowski (1973, 1978); Iwanow (1985a); Popiołek i in. (2010); Iwanow i in. (2011)	na południowych zboczach Płaczliwej Skały w Tatrach Bielskich	formacja piaskowców z Koperszadów obejmuje trzy nieformalne ogniwa (Iwanow, 1985a): ogniwo piaskowców z Szerokiej – ciemnoszare piaskowce wapniste, z ciemnymi przeławiceniami wapieni w spągu o miąższości 10–30 m; ogniwo kwarcytów z Babosza – jasnoszare, prawie białe do szarych piaskowce kwarcytyczne o miąższości 10–20 m; ogniwo piaskowców z Waksmundzkiej – ciemnoszare wapniste piaskowce z przeławiceniami ciemnoszarych zapiaszczonych łupków marglistych o miąższości 30–40 m
Formacja margli z Sołtysiej	40–270	Zejszner (1842, 1846, 1852, 1856); Stur (1860, 1868); Uhlig (1897); Kuźniar (1908, 1913); Goetel (1917); Siemiradzki (1923); Rabowski, Goetel (1925); Matějka, Andrusov (1931); Sujkowski (1933); Guzik (1939, 1959); Grabowska-Hakenberg (1958); Iwanow (1973); Gaździcki i in. (1979a, b); Gaździcki, Wieczorek, (1984); Iwanow (1985b); Mello, Wieczorek (1993); Wieczorek (1995, 2000); Michalík (1997); Jach, Starzec (2003); Myczyński (2004); Faber, Wędrychowicz (2010); Iwańczuk i in. (2013); Jach i in. (2014b); Uchman i in. (2014)	na zboczach Kop Sołtysich m.in. na Sołtysiej Skałce, w dolinach: Filipka, Podskalniej, Suchej Wody	w części wschodniej, czyli w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich, formacje margli z Sołtysiej podzielono na osiem ogniw (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013): ogniwo wapieni z Płaśni – ciemne prawie czarne średnio- i gruboławicowe wapienie, przeławicone marglistymi łupkami, miejscami zapiaszczone (do 20 m), wiek określono na podstawie amonitów na górny synemur, podpoziom *densinodulum* do najniższej części podpoziomu *raricostatum* (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Kobyły – szarobrązowe wapienie i wapienie spikulitowe, plamiste przewarstwione łupkami marglistymi (do 22 m), wiek określony na podstawie amonitów na najwyższy górny synemur podpoziomu *raricostatum* (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); warstwa z Czerwonych Brzeżków – jasnoszare wapienie pelityczne z belemnitami (2–3 m), wieku górnosynemurskiego na podstawie fauny amonitowej oraz otwornicowej (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Krzywania – ciemnoszare plamiste wapienie spikulitowe przewarstwione łupkami marglistymi (do 55 m), wiek określono na podstawie amonitów na dolny pliensbach poziomów *jamesoni* i *ibex* (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013), powyżej ogniwa wapieni z Krzywania Iwanow (*w:* Iwanow, 1985b) wyróżnił warstwę margli ze Świniarki o kolorze oliwkowozielonym, jednak kolejni autorzy nie stwierdzili tej warstwy; ogniwo wapieni ze Skalnitego – szare plamiste wapienie margliste i margle przewarstwione łupkami marglistymi (10–55 m), wiek określony na podstawie amonitów na górny pliensbach (poziom *margaritatus*) do najniższej części górnego toarku (poziom *dispansum*) (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Podspadu – średnio- i gruboławicowe, ciemnoszare plamiste wapienie i margle z domieszką miki i kwarcu przewarstwione łupkami marglistymi (14–48 m), wiek określono na podstawie amonitów na najwyższy toark, poziom *pseudoradiosa,* do najniższego aalenu, poziom *opalinum* (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo łupków z Podskalniej – czarne, skrzemionkowane wapienie plamiste z domieszką kwarcu i miki (30–80 m), wiek określono na podstawie amonitów od środkowego aalenu do najniższego bajosu, od poziomu *murchisonae* do poziomu *laeviscula* (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Łomów – popielate do ciemnoszarych wapienie plamiste przewarstwione łupkami marglistymi (20–130 m), wiek określono na dolny bajos do dolnego batonu (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Broniarskiego – szarobrązowe skrzemionkowane wapienie (do 25 m), wiek określono na górny bajos do dolnego batonu (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013)
Formacja margli z Sołtysiej	40–150	Zejszner (1842, 1846, 1852, 1856); Stur (1860, 1868); Uhlig (1897); Kuźniar (1908, 1913); Goetel (1917); Siemiradzki (1923); Rabowski, Goetel (1925); Matějka, Andrusov (1931); Sujkowski (1933); Guzik (1939, 1959); Grabowska-Hakenberg (1958); Iwanow (1973); Gaździcki i in. (1979a, b); Iwanow (1985b); Mello, Wieczorek (1993); Wieczorek (1995, 2000); Michalík (1997); Jach, Starzec (2003); Myczyński (2004); Faber, Wędrychowicz (2010); Iwańczuk i in. (2013); Jach i in. (2014b); Uchman (2014)	Dolina Lejowa, Dolina ku Dziurze, Zbocza Zadniej Kopki w dolinie Kościeliskiej	w Tatrach Zachodnich formacja margli z Sołtysiej została podzielona na cztery ogniwa (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014): ogniwo margli z Przysłopu – ciemne wapienie margliste przeławicone łupkami marglistymi (20–25 m), wiek określono na dolny synemur (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo margli z Poślednej Hali – szare wapienie margliste przeławicone szarymi i czarnymi marglami (30–60 m), wiek określono na górny synemur (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Pośredniej Kopki – jasnoszare wapienie z igłami gąbek (5–10 m), wiek określono na dolny pliensbach (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Parządczaka – ciemnoszare margliste wapienie oraz wapienie spikulitowe (15–55 m), wiek określono na górną część dolnego pliensbachu (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014)
Formacja wapieni z Hucisk	30–40	Zejszner (1852); Uhlig (1897); Sokołowski (1925); Sujkowski (1933); Krajewski, Myszka (1958); Wieczorek (1983, 2001); Lefeld (1985d); Głuchowski (1987); Korczyńska-Oszadzka (1978, 1979); Krajewski i in. (2001); Jach (2002a, b, 2005); Myczyński, Lefeld (2003); Gradziński i in. (2004); Jach, Dudek (2005); Myczyński, Jach (2009); Tyszka i in. (2010); Uchman i in. (2014); Jach i in. (2014b)	Polana Huciska w dolinie Chochołowskiej, SW zbocza wzgórza Kliny	w Tatrach Zachodnich w interwale czasowym pliensbach górny–aalen formacja margli z Sołtysiej jest zastąpiona przez formacje wapieni z Hucisk, która zawiera cztery nieformalne jednostki: ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni (= ogniwo spikulitów ze Świńskiej Turni – Jach i in., 2014) – szare i ciemnoszare spongiolity przeławicone skrzemionkowanymi wapieniami liliowcowymi (15 m), wiek określono na górny pliensbach (Lefeld, 1985d; Jach, 2002a; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Długiej – szare i różowe wapienie liliowcowe miejscami z czertami (0,05–12 m), wiek określono na ?dolny toark (Lefeld, 1985d; Jach, 2005; Uchman i in., 2014); warstwa rudonośna z Bani (wyróżniona w górnej części ogniwa wapieni z Długiej) – czerwone i brązowoczarne wapienie krynoidowe z rudami żelaza i manganu (o miąższości maksymalnej do 2,5 m) (Krajewski, Myszka, 1958; Lefeld, 1985d; Krajewski i in., 2001; Jach, 2002b; Jach, Starzec, 2003; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Klinów – czerwone, wiśniowe wapienie liliowcowe (10–12 m), opisywane jako wapienie adneckie (Wieczorek, 1983), wiek określono na środkowy toark–dolny aalen (Lefeld, 1985d; Myczyński, Lefeld, 2003; Myczyński, Jach, 2009; Uchman i in., 2014)
Formacja radiolarytów z Sokolicy	15–25	Uhlig (1897); Sokołowski (1925); Rabowski, Goetel (1925); Sujkowski (1932); Gąsiorowski (1959); Lefeld (1974); Birkenmajer (1977); Lefeld, Iwanow (1985); Polák i in. (1998)	Dolina Długa, dolina Filipka, Upłaziańska Kopa	radiolaryty i wapienie promienicowe, w dolnej części plamiste zielone lub szare, z przeławiceniami łupków, silnie zsylifikowane
Formacja radiolarytów z Czajakowej	2,5–12	Rabowski, Goetel (1925); Sujkowski (1932); Gąsiorowski (1959, 1962); Lefeld (1974, 1985b); Birkenmajer (1977); Polák i in. (1998)	wschodnie zbocza doliny Lejowej w pobliżu polany Huty, Gładkie Upłaziańskie oraz SW zbocza Tatr Bielskich	radiolaryty pstre i czerwone
Formacja wapienia czorsztyńskiego	6–10	Rabowski, Goetel (1925); Gąsiorowski (1959, 1962); Birkenmajer (1977); Wieczorek (1983); Lefeld (1985c); Bąk (2001); Jach i in. (2012, 2014b); Uchman i in. (2014); Jach, Reháková (2019)	Płaczliwa Skała (Tatry Bielskie), dolina Filipka, Gładkie Upłaziańskie	czerwone wapienie bulaste
Formacja z Jaseniny	ok. 60	Rabowski, Goetel (1925); Guzik (1939); Sokołowski (1948); Passendorfer (1951); Lefeld (1974, 1985i); Wieczorek (1983); Pszczółkowski (1996); Grabowski, Pszczółkowski (2006a, b); Grabowski i in. (2013, 2019); Jach, Reháková (2019)	Dolina Lejowa, Dolina Długa, Polana Huciska w dolinie Chochołowskiej	jasnoszare, oliwkowe lub czerwone wapienie pelityczne

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
otwornice, małże, małżoraczki, palinomorfy	górny retyk–synemur	poziom otwornicowy *Ophthalmidium leischneri i Ophthalmidium walfordi*	–
–	dolny synemur–?górny synemur	–	–
amonity, otwornice, belemnity, radiolarie, skamieniałości śladowe, małże	górny synemur–dolny baton	w Tatrach Bielskich i reglach Tatr Wysokich – górny synemur (poziom *Echioceras raricostatum*) – bajos–?baton	–
amonity, belemnity, promienice, skamieniałości śladowe, małże	dolny synemur–dolny pliensbach	w Tatrach Zachodnich dolny synemur (poziom *Arnioceras semicostatum*)–wczesny pliensbach	–
igły gąbek, szkarłupnie, otwornice, skamieniałości śladowe, amonity, łodziki, belemnity	górny pliensbach– ?aalen	poziom *serpentinum* (dolny toark), poziom *bifrons* (środkowy toark) poziom *pseudoradiosa* (górny toark)	–
małże, skamieniałości śladowe, promienice, dinocysty wapienne, aptychy	?górny baton –kimeryd	–	powyżej tej formacji Lefeld i in. (1985) wyróżnili formacje wapienia niedzickiego o miąższości 5–6 m (czerwonobrązowe wapienie bulaste)
aptychy	oksford –?kimeryd	–	–
szkarłupnie, spory, bruzdnice wapienne	górny kimeryd–dolny tyton	–	–
kalpionelle, amonity	dolny tyton–najniższy berias	poziomy *Committosphaera pulla–Calpionella* (najniższa część podpoziomu *Alpina*)	wiek określono na podstawie badań paleomagnetycznych (magnetozona M22n i M19n) oraz kalpionelli – podpoziom *Alpina* (najniższy tyton–najniższy berias)

starszych i młodszych. Według Turnau-Morawskiej (1953, 1955) piaskowce mogły powstać z wielokrotnego przerabiania skał magmowych i metamorficznych. Prawdopodobnie były niszczone osady kajpru i werfenu z wyniesień tatrikum, hronikum lub ich zaplecza (Popiołek i in., 2010).

Typowe utwory jury dolnej płaszczowiny krížniańskiej w Tatrach to wapienie i margle plamiste, w części wschodniej płaszczowiny krížniańskiej leżące na piaskowcach z Koperszadów, natomiast w części zachodniej – na osadach formacji z Kopieńca (fig. 30). Utwory te były opisywane w różny sposób – jako formacja z Janovky (Gaździcki i in., 1979b; Wieczorek, 1995; Michalík, 1997), jako warstwy algawskie (Mello, Wieczorek, 1993) lub jako facja Fleckenmergel (Gaździcki i in., 1979b; Wieczorek, 1995, 2000). Iwanow (1985b) uporządkował nazewnictwo, opisując je pod nazwą formacja margli z Sołtysiej (fig. 30, 32; tab. 9). Są to wapienie i margle plamiste, o sumarycznej miąższości do 300 m w Tatrach Bielskich i reglach Tatr Wysokich, gdzie ich sedymentacja trwała od późnego synemuru (poziom *Echioceras raricostatum*) do bajosu–?batonu (Iwanow, 1973, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013; Jach i in., 2014b). W Tatrach Zachodnich sedymentacja wapieni plamistych rozpoczęła się we wczesnym synemurze (poziom *Arnioceras semicostatum*), a zakończyła we wczesnym pliensbachu; ich miąższość wynosi do 150 m (Faber, Wędrychowicz, 2010). W części wschodniej, czyli w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich, formację margli z Sołtysiej podzielono na dziewięć nieformalnych ogniw i warstw (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013; fig. 32; tab. 9), a w Tatrach Zachodnich na cztery nieformalne ogniwa (Iwanow, 1985b, Uchman i in., 2014; fig. 32; tab. 9).

W Tatrach Zachodnich, w interwale górny pliensbach–aalen, formacja margli z Sołtysiej jest zastąpiona przez formację wapieni z Hucisk (Lefeld, 1985d; Uchman i in., 2014; fig. 30, 33; tab. 9). Są to szare wapienie spikulitowe (ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni), które przechodzą w szare do różowych wapienie krynoidowe (ogniwo wapieni z Długiej), opisywane też jako wapienie hierlatzkie (Wieczorek, 1983), a następnie w czerwone wapienie płytowe i bulaste (ogniwo wapieni z Klinów) nazywane wapieniami adneckimi (Wieczorek, 1983). W ramach tej formacji występują osady manganowe (warstwa rudonośna z Bani), które w pierwszej połowie XIX w. były eksploatowane. Na podstawie nielicznych amonitów w formacji wapieni z Hucisk rozpoznano osady toarku od dolnego do górnego (poziomy *serpentinum, bifrons i pseudoradiosa*). Formacja ta należy do grupy z Homoli (Lefeld, 1985d).

Utwory formacji wapieni z Hucisk przechodzą ku górze w głębokomorskie osady, radiolaryty i wapienie radiolariowe, w dolnej części plamiste, zielone lub szare (15–25 m miąższości) opisywane jako formacja radiolarytów z Sokolicy (*sensu* Lefeld, Iwanow, 1985) lub jako dolna część formacji zdziarskiej (*sensu* Polák i in., 1998; fig. 30; tab. 9). Znajdujące się powyżej czerwonobrązowe wapienie bulaste (4–6 m) zostały opisane tylko przez Lefelda (1985g) i zaliczone do formacji wapienia niedzickiego na podstawie analogii z pienińskim pasem skałkowym.

Pstre i czerwone radiolaryty o miąższości 2,5–12,0 m, znajdujące się powyżej, zaliczono do formacji radiolarytów z Czajakowej (*sensu* Lefeld, 1985d) lub do górnej część formacji zdziarskiej (*sensu* Polák i in., 1998; fig. 30; tab. 9). Na podstawie apychów ich wiek został określony na oksford (Gąsiorowski, 1959, 1962; Lefeld, 1985d). Radiolaryty i wapienie radiolariowe obu formacji (*sensu* Lefeld, 1985b; Lefeld, Iwanow, 1985) mają łączną miąższość ok. 30 m. Wiek całej sekwencji określono na podstawie radiolarii, wapiennych dinocyst i chemostratygrafii na ?górny baton–górny kimeryd (Gąsiorowski, 1959; Lefeld, 1985b, g; Lefeld, Iwanow, 1985; Polák i in., 1998; Bąk, 2001; Jach i in., 2012, 2014b; Uchman i in., 2014).

Ponad radiolarytami występują czerwone i wiśniowe wapienie bulaste – formacja wapienia czorsztyńskiego (*sensu* Lefeld, 1985c) o miąższości 6–8 m. Ich wiek określono na górny kimeryd–górny tyton (Jach i in., 2012; Jach, Reháková, 2019; fig. 30; tab. 9).

Margliste wapienie płytowe, cienkoławicowe, z przeławiceniami margli występujące powyżej to formacja z Jaseniny (Grabowski, Pszczółkowski, 2006a, b; Jach, Reháková, 2019; fig. 30; tab. 9). Na podstawie stratygrafii opartej na dinocystach wapiennych i kalpionellidach, ich wiek określono na poziomy *Committosphaera pulla–Calpionella* (najniższa część podpoziomu *Alpina*), co odpowiada interwałowi stratygraficznemu od środkowej części magnetozony M22n do środkowej części magnetozony M19n, czyli najniższy tyton–najniższy berias (fig. 34; Pszczółkowski, 1996; Grabowski, Pszczółkowski, 2006a; Grabowski i in., 2019). Ich miąższość wynosi ok. 40 m.

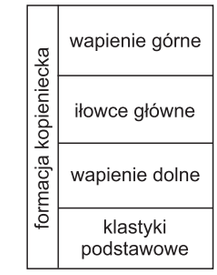


FIG. 31. Uproszczony schemat formacji z Kopieńca (Gaździcki, 1983), zmieniono

		Tatry Zachodnie	Regle Tatr Wysokich i Tatry Bielskie
pietro i podpiętro	**formacja**	**ogniwo, warstwa**	
górny bajos	formacja margli z Sołtysiej		ogniwo wapieni z Broniarskiego
dolny bajos			ogniwo wapieni z Łomów
środkowy aalen–najniższy dolny bajos			ogniwo łupków z Podskalniej
górny toark–dolny aalen			ogniwo wapieni z Podspadu
górny pliensbach–górny toark			ogniwo wapieni ze Skalnitego
dolny pliensbach		ogniwo wapieni z Parzątczaka	ogniwo wapieni z Krzywania
górny synemur		ogniwo wapieni z Pośredniej Kopki	warstwa z Czerwonych Brzeżków
		ogniwo margli z Posledniej Hali	ogniwo wapieni z Kobyły
			ogniwo wapieni z Płaśni
dolny synemur		ogniwo margli z Przysłopu	

FIG. 32. Schemat litostratygraficzny wapieni plamistych (formacja margli z Sołtysiej) w jednostce križniańskiej Tatr (wg Iwanowa, 1985b; Jach i in., 2014b)

piętro i podpiętro	**formacja**	**ogniwo, warstwa**
dolny toark–?aalen	formacja wapieni z Hucisk	ogniwo wapieni z Klinów
		warstwa rudonośna z Bani
dolny toark		ogniwo wapieni z Długiej
górny pliensbach		ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni

FIG. 33. Podział formacji wapieni z Hucisk (wg Lefelda, 1985d; Jach i in., 2014b, zmieniono)



FIG. 34. Kontakt formacji z Jaseniny i z Osnicy oraz granica jura/kreda w profilu Pośrednie III (Tatry Zachodnie, sukcesja reglowa dolna). Fot. R. Jach

2.3.3. Jednostka reglowa górna (hronikum)

Osady jednostki reglowej górnej (choczańskiej) odsłaniają się w polskich Tatrach jedynie w rejonie dolin Kościeliskiej i Miętusiej. Należą one do formacji wapieni z Miętusiej (tab. 10). Skały te są bardzo zróżnicowane litologicznie: od wapieni oolitowych (ogniwo wapieni z Zawiesistej), poprzez wapienie organodetrytyczne i krynoidowe (ogniwo wapieni z Hala pod Upłazem, ogniwo wapieni z Kończystej, ogniwo wapieni z Bramy Kantaka), aż do wapieni spikulitowych (ogniwo wapieni z Eliaszowej; Grabowski, 1967; Lefeld, 1985f; Uchman, 1988; Uchman, Tchoumatchenco, 1994). Sedymentacja formacji wapieni z Miętusiej rozpoczęła się w późnym synemurze, a zakończyła prawdopodobnie w środkowej jurze (?aalen). Fauna ramienionogowa potwierdza górnosynemurski-pliensbachski wiek osadów (Uchman, Tchoumatchenco, 1994).

TAB. 10. Tabela jednostek litostratygraficznych jednostek reglowych górnych Tatr (hronikum)

Nazwa	Miąższość [m]	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny
Formacja wapieni z Miętusiej	270	Zejszner (1856); Stache (1868); Uhlig (1897); Sokołowski (1925); Grabowski (1967); Uchman (1988, 1993); Uchman, Tchoumatchenco (1994)	zbocza Kończystej ponad doliną Miętusią	formacja podzielona na pięć nieformalnych ogniw: ogniwo wapieni z Zawiesistej – szare, oolitowe wapienie z peloidami i bioklastami z cienkimi warstewkami dolomitów w spągu, o miąższości ok. 50 m; ogniwo wapieni z hali pod Upłazem – szare i różowe wapienie organodetrytyczne, wapienie krynoidowe, o miąższości ok. 30 m (w literaturze występujące jako „wapienie zoogeniczne"); ogniwo wapieni z Kończystej – szare i różowoszare wapienie krynoidowe z muszlami ramienionogów, małży, kolcami jeżowców oraz otwornicami, o miąższości ok. 60 m; ogniwo wapieni z Eliaszowej – szare i brązowoszare wapienie krynoidowe przeławicone wapieniami spikulitowymi, o miąższości 70–120 m; ogniwo wapieni z Bramy Kantaka – ciemnoszare wapienie krynoidowe o miąższości ok. 40 m	igły gąbek, małże, radiolarie, amonity, otwornice, szkarłupnie, ramienionogi	górny synemur–?aalen

Literatura

Andrusov D., 1950. Tektonická stavba masivu Širokej (Vysoke Tatry). Geologicky Sbornik, 1: 19–26.

Arabas A., 2016. Middle–Upper Jurassic stable isotope records and seawater temperature variations: New palaeoclimate data from marine carbonate and belemnite rostra (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 446: 284–294.

Arabas A., Sidorczuk M., Barski M., Olszewska B., 2011. Wapiennik Breccia Member (Pieniny Klippen Belt, Poland) – revised stratigraphy and origin. Geological Quarterly, 55: 49–62.

Arkell W.J., 1956. Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Aubrecht R., Mišik M., Sýkora M., 1997. Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. *W:* Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International Conference: 53–64.

Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979. Mapa Geologiczna Tatr 1:30 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Barbacka M., Pacyna G., Feldman-Olszewska A., Ziaja J., Bodor E., 2014. Triassic–Jurassic flora of Poland; floristical support of climatic changes. Acta Geologica Polonica, 64: 281–308.

Barbacka, M., Pacyna, G., Pieńkowski, G., Ziaja, J., 2016. New data about *Matonia braunii* (Göppert) Harris from the Early Jurassic of Poland and its ecology. Geological Quarterly, 60: 857–868.

Barbacka M., Górecki A., Pacyna G., Pieńkowski G., Philippe M., Bóka K., Ziaja J., Jarzynka A., Qvarnström M., Niedźwiedzki G., 2022. Early Jurassic coprolites: insights into palaeobotany and the feeding behaviour of dinosaurs. Papers in Palaeontology, e1425.

Barron A.J.M., Lott G.K., Riding J.B., 2012. Stratigraphical framework for the Middle Jurassic strata of Great Britain and the adjoining continental shelf. British Geological Survey Research Report, RR/11/06.

Barski M., 1999. Stratygrafia jurajskich czarnych iłów z odsłonięć w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. Przegląd Geologiczny, 47: 718–722.

Barski M., 2000. Stratygrafia dinoflagellatowa i palinofacje wyższej części jury środkowej Kujaw. Archiwum Wydziału Geologii UW, Warszawa [rozpr. doktor.].

Barski M., 2003. Charakterystyka palinofacjalna najwyższego bajosu i batonu okolic Włocławka. Tomy Jurajskie, 1: 7–11.

Barski M., 2007. Stratygrafia jury środkowej na podstawie cyst Dinoflegellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 117: 67–71.

Barski M., 2008. Wyniki badań stratygraficznych w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3 na podstawie cyst Dinoflagellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 161–165.

Barski M., 2012. Wyniki badań stratygraficznych w otworach wiertniczych Wojszyce IG 3 i IG 4 na podstawie organicznych cyst Dinoflagellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 142–149.

Barski M., Leonowicz P., 2002. Cysty Dinoflagellata z odsłonięć liasu w Kozłowicach i Boroszowie (Wyżyna Woźnicko-Wieluńska). Przegląd Geologiczny, 50: 411–414.

Barski M., Matyja B.A., 2008. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. Geologia, 34: 163–164.

Barski M., Dembicz K., Praszkier T., 2004. Biostratygrafia i paleośrodowisko środkowej jury z kamieniołomu Ogrodzieniec. Tomy Jurajskie, 2: 61–68.

Barski M., Matyja B.A., Segit T., Wierzbowski A., 2012. Early to Late Bajocian age of the „black flysch" (Szlachtowa Fm.) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Geological Quarterly, 56: 391–410.

Barth G., Pieńkowski G., Zimmermann J., Franz M., Kuhlmann G., 2018. Palaeogeographical evolution of the Lower Jurassic: high-resolution biostratigraphy and sequence stratigraphy in the Central European Basin. Geological Society Special Publications, 469: 341–369.

Bąk M., 2001. Promienice z kompleksu radiolarytów środkowej i górnej jury jednostki reglowej dolnej Tatr – ich znaczenie biostratygraficzne. *W:* MIKRO-2001. Streszczenia referatów i posterów: 50–53.

Bąk M., Chodacka S., Bąk K., Okoński S., 2018. New data on the age and stratigraphic relationships of the Czajakowa Radiolarite Formation in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) based on the radiolarian biostratigraphy in the stratotype section. Acta Geologica Polonica, 68: 1–20.

Bembenek K., Woronko B., Ziółkowski P., 2021. Provenance of heavy minerals to the Middle and Upper Jurassic epicontinental deposits of NW Poland. Geological Quarterly, 65, 2.

Bielecka W., 1978. Znaczenie stratygraficzne otwornic i brakicznych małżoraczków portlandu na Niżu Polskim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 304: 5–156.

Bielecka W., Styk O., 1981a. Biostratygrafia batonu i keloweju północno-zachodniej Polski na podstawie otwornic i małżoraczków. Prace Instytutu Geologicznego, 100.

Bielecka W., Styk O., 1981b. Biostratygrafia otwornicowa aalenu i bajosu na Kujawach. Kwartalnik Geologiczny, 25: 651–666.

Bielecka W., Sztejn J., 1966. Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. Kwartalnik Geologiczny, 10: 96–115.

Bielecka W., Styk O., Pazdro O., Kopik J., 1980a. Jura środkowa. Rząd Foraminiferida. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2b. Mezozoik. Jura (red. L. Malinowska): 108–141. Wydaw. Geol., Warszawa.

Bielecka W., Styk O., Błaszczyk J., Kopik J., 1980b. Jura środkowa. Gromada Ostracoda. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2b. Mezozoik. Jura (red. L. Malinowska): 226–249. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1959. Seria czertezicka – nowa seria skałkowa Pienin. Acta Geologica Polonica, 9: 499–517.

Birkenmajer K., 1962. Zabytki przyrody nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. II: Skałki w Rogoźniku koło Nowego Targu. Ochrona Przyrody, 28: 159–185.

Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Studia Geologica Polonica, 9: 1–380.

Birkenmajer K., 1970. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. Studia Geologica Polonica, 31: 1–77.

Birkenmajer K., 1973a. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Pieniński pas skałkowy. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 152–153. Wydaw. Geol., Warszawa.

Literatura

Birkenmajer K., 1973b. Karpaty. Pieniński pas skałkowy. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 429–436. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 45: 1–159.

Birkenmajer K., 1986. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. Przegląd Geologiczny, 34: 293–304.

Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. Studia Geologica Polonica, 91: 7–37.

Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics and palaeogeography. Studia Geologica Polonica, 127: 7–50.

Birkenmajer K., 2008. The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Pieniny and Branisko successions, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica, 131: 229–235.

Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. Monografie Pienińskie, 3.

Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek Succesion (Lower Jurassic-mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: A stratigraphic synthesis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 87: 55–88.

Birkenmajer K., Myczyński R., 1977. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura Succession near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Acta Geologica Polonica, 27: 387–400.

Birkenmajer K., Myczyński R., 1984. Fauna i wiek wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek, pieniński pas skałkowy. Studia Geologica Polonica, 83: 7–24.

Birkenmajer K., Myczyński R., 1994. Pliensbachian (Early Jurassic) fauna from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its stratigraphic and palaeogeographic position. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 42: 223–245.

Birkenmajer K., Myczyński R., 2000. Bajocian age of the Podzamcze Limestone Formation at Stare Bystre, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) based on its macrofauna. Studia Geologica Polonica, 117: 49–68.

Birkenmajer K., Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 145–181.

Birkenmajer K., Tyszka J., 1996. Palaeoenvironment and age of the Krzonowe Formation (marine Toarcian-Aalenian), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 109: 7–42.

Birkenmajer K., Znosko J., 1955. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 23: 3–36.

Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszka J., 2008. “Cretaceous black flysch” in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. Cretaceous Research, 29: 535–549.

Błaszczyk J., Gaździcki A., 1982. Lower Lias Ostracodes of the Tatra Mts (West Carpathians). Acta Palaeontologica Polonica, 27: 129–136.

Błażejowski B., Pszczółkowski A., Grabowski J., Wierzbowski H., Deconinck J.-F., Olempska E., Teodorski A., Nawrocki J., 2023. Integrated stratigraphy and clay mineralogy of the Owadów Brzezinki section (Lower Upper Tithonian transition, Central Poland): implications for correlations between the Boreal and the Tethyan domains and palaeoclimate. Journal of the Geological Society, 180.

Borza K., 1958. Triasove a liasovekremence Belanských Tatier. Geologicky Sbornik, 9: 52–65.

Borza K., 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masivu Širokej. Geologicky Sbornik, 10: 133–170.

Brachaniec T., Salamon M.A., Szopa K., Gedl P., Brom K.R., Leśko K., 2016. Origin of Jurassic-Cretaceous neptunian dikes from the Cracow-Częstochowa Upland in southern Poland. Geobios, 49: 155–165.

Brański P., 2006. Lower Hettangian in the Holy Cross Mountains region – an example of tectonically-controlled sedimentation in the epicontinental basin of Poland. Volumina Jurassica, 4: 80–81.

Brański P., 2012. The mineralogical record of the early Toarcian stepwise climate changes and other environmental variation (Ciechocinek Formation, Polish Basin). Volumina Jurassica, 10: 1–24.

Brański P., 2014. Climatic disaster at the Triassic-Jurassic boundary – A clay minerals and major elements record from the Polish Basin. Geological Quarterly, 58: 291–310.

Brongniart A., 1829. Tableau des terrains qui composent l’écorce du globe on essai sur la structure de la patrie connue de la Terre. Paris.

Buch L. von, 1839. Über den Jura in Deutschland. Königlich Preussische Akademie der Wissenschaften, Berlin.

Bukowy S., 1960. Osuwiska podmorskie w wapieniach skalistych okolic Krakowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 155: 153–168.

Cieśla E., 1957. Osady aalenu w wierceniu Brudzewice. Kwartalnik Geologiczny, 1: 440–448.

Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. Episodes, 48: 105–115.

Cresta S., Goy A., Ureta S., Arias C., Barrón E., Bernad J., Canales M.L., García-Joral F., García-Romero E., Gialanella P.R., Gómez J.J., González J.A., Herrero C., Martínez G., Osete M.L., Perilli N., Villalaín J.J., 2001. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian–Aalenian Boundary (Lower-Middle Jurassic). Episodes, 24: 166–175.

Dadlez J., 1976. Żelaziste osady oksfordu w niecce pomorskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 295: 137–162.

Dadlez R., 1968. Lias i retyk na Mazurach. Kwartalnik Geologiczny, 12: 567–577.

Dadlez R., 1969. Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. Prace Instytutu Geologicznego, 57: 1–92.

Dadlez R., 1971. Retyk i lias na wschodnim Mazowszu. Kwartalnik Geologiczny, 15: 624–642.

Dadlez R., 1973. Jura dolna. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 196–236. Wydaw. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 1975. On the Hettangian–Sinemurian boundary in extra-Carpathian Poland. A discussion. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 119–122.

Dadlez R., 1978. Stan litostratygrafii epikontynentalnej dolnej jury w Polsce i propozycje jej usystematyzowania. Kwartalnik Geologiczny, 22: 773–790.

Dadlez R., 1980. Tektonika wału pomorskiego. Kwartalnik Geologiczny, 24: 741–767.

Dadlez R., 1989. Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 33: 175–198.

Dadlez R., 1997. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 410–414.

Dadlez R., 1998a. Eksplanatory note. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.): 3–6, 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 1998b. Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez R., 2005. South-western boundary of the Mid-Polish Trough – new seismic data from the Oświno – Człopa Zone (NW Poland). Geological Quarterly, 49: 471–480.

Dadlez R., Franczyk M., 1976. Znaczenie paleogeograficzne i paleotektoniczne Garbu Wielkopolskiego w czasie jury dolnej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 295: 27–55.

Dadlez R., Franczyk M., 1977. Stratygrafia i paleogeografia. Retyk i jura dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 80: 54–65.

Dadlez R., Franczyk M., 1979. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Retyk i lias. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 44–57.

Dadlez R., Kopik J., 1972. Wybrane problemy stratygrafii i sedymentacji liasu między Świnoujściem a Gryficami. Kwartalnik Geologiczny, 16: 620–636.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dadlez R., Feldman-Olszewska A., Kopik J., Matyja B.A., Pieńkowski G., Pszczółkowski A., Wierzbowski A., 2008. Jura. *W:* Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpacka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Daniec J., 1963. Dogger środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 168: 37–85.

Daniec J., 1970. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 99–133.

Dayczak-Calikowska K., 1976. Aalen i dolny bajos w południowej części Kujaw. Kwartalnik Geologiczny 20: 751–763.

Dayczak-Calikowska K., 1976. Jura środkowa (bez części najniższej). Prace Instytutu Geologicznego, 79: 71–78.

Dayczak-Calikowska K., 1977a. Stratygrafia i paleogeografia. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 80: 65–75.

Dayczak-Calikowska K., 1977b. Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 84.

Dayczak-Calikowska K., 1979. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 57–62.

Dayczak-Calikowska K., 1980. Korelacja biostratygraficzna jury środkowej Polski z innymi obszarami. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b (red. L. Malinowska): 101–107. Wydaw. Geol., Warszawa.

Dayczak-Calikowska K., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 116–123.

Dayczak-Calikowska K., Kopik J., 1973. Jura. Obszary występowania i stratygrafia. Jura środkowa. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 237–325. Wydaw. Geol., Warszawa.

Dayczak-Calikowska K., Marcinkiewicz T., 1997. Niż Polski. Jura środkowa. Biostratygrafia. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 250–263.

Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 117–136.

Dąbrowska Z., 1957. Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Iłżą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 105: 205–216.

Dąbrowska Z., 1964. W sprawie terminologii stratygraficznej najwyższego malmu w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 8: 619–625.

Dąbrowska Z., 1983. Jura górna okolic Iłży. *W:* Paleontologia i stratygrafia jury i kredy okolic Iłży. Materiały 7 Krajowej Konferencji Paleontologów: 14–24.

Deczkowski Z., 1963. Górny trias i jura okolic Wielunia. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 168: 87–142.

Deczkowski Z., 1976. Charakterystyka osadów jury dolnej i środkowej obszaru kalisko-częstochowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 295: 57–85.

Literatura

Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kaliskо-częstochowski. Prace Instytutu Geologicznego, 82.

Deczkowski Z., Franczyk M., 1988. Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 105–115.

Dembicz K., Praszkier T., 2003. Stratygrafia, mikrofacje i środowisko sedymentacji osadów keloweju z profilu Włodowic koło Zawiercia. Tomy Jurajskie, 1: 35– 8.

Dembicz K., Głowniak E., Matyja B., Praszkier T., 2006a. Stop B1.4 – Ogrodzieniec Quarry, uppermost Bathonian to Middle Oxfordian ammonite succession. *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 144–148.

Dembicz K., Praszkier T., Głowniak E., Matyja B., 2006b. Stop B1.1 – Młynka Quarry, Callovian to Middle Oxfordian succession. *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 138–141.

Dembowska J., 1964. Opracowanie stratygraficzne utworów z czterech wierceń w okolicy Kcyni. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 175: 7–127.

Dembowska J., 1965. Górny malm na obszarze Kujaw. Kwartalnik Geologiczny, 9: 290–308.

Dembowska J., 1973. Portland na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 70: 5–107.

Dembowska J., 1979a. Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. Kwartalnik Geologiczny, 23: 617–630.

Dembowska J., 1979b. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Jura górna. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 62–69.

Dembowska J., 1983. Jura górna. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 148–161.

Dembowska J., Malinowska L., 1977. Oksford dolny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 37: 101–103.

Dembowska J., Malinowska L., 1985. Oksford (grupa wapienna A), Kimeryd, Wołg. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 50: 153–161.

Dietze V., Schreiber D., Schweigert G., 2022. The Sauzei-/Humphriesianum zonal boundary (Lower Bajocian, Middle Jurassic) in the type area of the Gosheim Formation (W Swabian Alb, SW Germany). Palaeodiversity, 15: 13–43.

Dybkjær K., 1991. Palynological zonation and palynofacies investigation of the Fjerritslev Formation (Lower Jurassic–basal Middle Jurassic) in the Danish Basin. Danmarks Geologiske Undersøgelse Serie A, 30: 1–150.

Dziadzio P.S., Gaździcka E., Ploch J., Smoleń J., 2004. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in central and SE Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 125–196.

Dziadzio P.S., Ploch I., Smoleń J., 2021. Provenance of heavy minerals to the Middle and Upper Jurassic epicontinetal deposits of NW Poland. Geological Quarterly, 65, 4.

Faber K., Wędrychowicz N., 2010. Środowisko depozycyjne wapienie plamistych jury dolnej jednostki križniańskiej, Tatry Zachodnie. ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [pr. magister.].

Fantasia A., Adatte T., Spangenberg J.E., Font E., Duarte L.V., Föllmi K.B., 2019. Global versus local processes during the Pliensbachian–Toarcian transition at the Peniche GSSP, Portugal: a multi-proxy record. Earth-Science Reviews, 198, 102932.

Feldman-Olszewska A., 1997. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. Geological Quarterly, 41: 491–508.

Feldman-Olszewska A., 1998a. Paleogeografia wczesnego hetangu – późnego toarsu. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Plansze 29–35. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura dolna. Miąższość. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Plansza 36. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998c. Paleogeografia wczesnego aalenu – środkowego keloweju. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Plansze 37–48. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998d. Jura środkowa. Miąższość. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Plansza 49. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998e. Jura dolna i środkowa – przekroje. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Plansza 50. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 2005. Środowiska sedymentacji w jurze środkowej Kujaw. CAG, Warszawa [rozpr. doktor.].

Feldman-Olszewska A., 2006a. Sedimentary environments of the Middle Jurassic epicontinental deposits from the central part of the Polish Basin (Kuiavian Region). Volumina Jurassica, 4: 86.

Feldman-Olszewska A., 2006b. Sedimentary environment of the Middle Jurassic black shales from the central part of Polish Basin. *W:* Sediment 2006, Abstracts and Field Trips: 67.

Feldman-Olszewska A., 2007a. Jura środkowa. Analiza sedymentologiczna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 117: 54–65.

Feldman-Olszewska A., 2007b. Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych i sedymentologicznych utworów jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 119: 136–138.

Feldman-Olszewska A., 2008a. Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 151–154.

Feldman-Olszewska A., 2008b. Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 154–157.

Feldman-Olszewska A., 2008c. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 150–151.

Feldman-Olszewska A., 2012a. Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 1a. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 149–152.

Feldman-Olszewska A., 2012b. Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 152–158.

Feldman-Olszewska A., 2012c. Wyniki badań sedymentologicznych utworów jury środkowej w wierceniu Wojszyce IG 4. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 158–166.

Feldman-Olszewska A., 2012d. Stratygrafia i litologia utworów jury środkowej na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętów-Wartkowice. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 94–96.

Feldman-Olszewska A., 2012e. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 138–139.

Feldman-Olszewska A., 2014. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna i sedymentologiczna jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 215–218.

Feldman-Olszewska A., 2018. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury górnej i beriasu dolnego (kreda dolna). Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 148: 90–94.

Feldman-Olszewska A., 2021. Litologia, stratygrafia i sedymentologia utworów jury dolnej i środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 162: 55–59.

Feldman-Olszewska A., Segit T., Wierzbowski A., 2019. The problem of occurrence of the Aalenian in central Poland as based on revision of the ammonite fauna and dinoflagellate cysts: preliminary data. *W:* XIVth Jurassica Conference and Workshop of the ICS Berriasian Group: field trip guide and abstracts book: 97–98.

Fernández-López S.R., Pavia G., Erba E., Guiomar M., Helena Henriques M., Lanza R., Mangold Ch., Morton N., Olivero D., Tiraboschi D., 2009. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. Episodes, 324: 222–248.

Franczyk M., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Jura dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 111–116.

Gajewska M., Dubicka Z., Hart M.B., 2021. Jurassic planctonic foraminifera from the Polish Basin. Journal of Micropaleontology, 40: 1–13.

Galácz A., Matyja B.A., 2006. Bathonian ammonites from the Polish Tatras. Volumina Jurassica, 4: 162.

Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Petrizzo M.R., 2020. The Cretaceous period. *W:* Geological Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 1023–1086. Elsevier.

Gaździcka E., 1998a. Paleogeografia środkowego oksfordu. Poziom tenuiserratum. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 51. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., 1998b. Paleogeografia wczesnego kimerydu. Poziom hypselocyclum. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 52. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., 1998c. Paleogeografia wczesnego tytonu (wczesnego wołgu). Część najstarsza: poziom klimovi. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 53. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., 1998d. Paleogeografia późnego tytonu (środkowego wołgu). Część młodsza: poziom zarajskensis. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 54. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., 1998e. Jura górna (wraz z dolnym beriasem). Miąższość. Przekroje. *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablice 56–57. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcki A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 17–96.

Gaździcki A., 1975. Lower Liassic („Gresten Beds") microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 25: 385–398.

Gaździcki A., 1983. Foraminifers and Biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. Palaeontologica Polonica, 4: 109–169.

Gaździcki A., Iwanow A., 1976. The diachronism ot the Rhaetic and „Gresten" Beds in the Tatra Mts (West Carpathians). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 24: 117–122.

Gaździcki A., Lefeld J., 1985. Kopieniec Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 38–40.

Gaździcki A., Wieczorek J., 1984. Trasa B2, Dolina Lejowa. *W:* Materiały 8 Konferencji Paleontologów: 50–52.

Literatura

Gaździcki A., Kozur H., Mock R., 1979a. The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. Geologija, 22: 71–112.

Gaździcki A., Michalík J., Planderová E., Sýkora M., 1979b. An Upper Triassic-Lower Jurassic Sequence in the Krížna Nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Zapadne Karpaty – Geológia, 5: 119–148.

Gaździcki A., Waksmundzka M., Hołda-Michalska A., 2006. Rhaetian/Hettangian palynomorphs ot the Tatra Mountains (western Carpathians). Volumina Jurassica, 4: 28–281.

Gąsiorowski S.M., 1959. Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej. Acta Geologica Polonica, 9: 221–230.

Gąsiorowski S.M., 1962. Aptychy doggeru, malmu i neokomu Karpat Zachodnich i ich znaczenie stratygraficzne. Studia Geologica Polonica, 10.

Gedl P., 2007. Early Jurassic dinoflagellate cysts from the Kraków-Silesia monocline, southern Poland: a record from the Blanowice formation at Mrzygłód. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 147–159.

Gedl P., 2008. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Studia Geologica Polonica, 131: 7–227.

Gedl P., 2012. Organic-walled dinoflagellate cysts from the Bathonian ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland – a palaeo-environmental approach. Acta Geologica Polonica, 62: 439–461.

Gedl P., Kaim A., 2012. An introduction to the palaeoenvironmental reconstruction of the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 267–280.

Gedl P., Ziaja J., 2012. Palynofacies from Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland, with special emphasis on sporomorph eco-groups. Acta Geologica Polonica, 62: 325–349.

Gedl P., Kaim A., Leonowicz P., Boczarowski A., Dudek T., Kędzierski M., Rees J., Smoleń J., Szczepanik P., Sztajner P., Witkowska M., Ziaja J., 2012. Palaeoenvironmental reconstruction of Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 463–484.

Geroch S., Gucik S., Kotlarczyk J., 1988. Pozycja „skałek" jurajskich Kruhela Wielkiego w profilu formacji z Ropianki (fm). *W*: Przewodnik Zjazdowy 59 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 266–272.

Gierliński G., Pieńkowski G., 1999. Dinosaur track assemblages from the Hettangian of Poland. Geological Quarterly, 43: 329–346.

Gierliński G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2004. Tetrapod track assemblage in the Hettangian of Sołtyków, Poland, and its paleoenvironmental background. Ichnos, 11: 195–213.

Giżejewska M., 1975. Jura środkowa Niecki Miechowskiej i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 23: 530–535.

Giżejewska M., 1981. Stratigraphy of the Callovian in the Wieluń Upland. Acta Geoogica Polonica, 31: 15–33.

Giżejewska M., Matyja B.A., 1978. Problemy stratygrafi pogranicza jury środkowej i górnej. Kwartalnik Geologiczny, 22: 791–812.

Głowniak E., 1991. Utwory keloweju i oksfordu w odkrywce Bełchatów. Przegląd Geologiczny, 39: 79–84.

Głowniak E., 2000. The *Platysphintes* immigration event in the Middle Oxfordian of the Polish Jura Chain (Central Poland). Acta Geologica Polonica, 50: 143–160.

Głowniak E., 2002. The ammonites of the family Perisphinctidae from the Plicatilis Zone (lower Middle Oxfordian) of the Polish Jura Chain (Central Poland); their taxonomy, phylogeny and biostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 52: 307–364.

Głowniak E., 2006a. Correlation of the zonal schemes at the Middle – Upper Oxfordian (Jurassic) boundary in the Submediterranean Province: Poland and Switzerland. Acta Geologica Polonica, 56: 33–50.

Głowniak E., 2006b. The *Platysphinctes* immigration event: biostratigraphic and palaeobiogeographic implications for the Middle Oxfordian (Late Jurassic) seas of Central Europe (NW Germany and Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 241: 155–201.

Głowniak E., 2006c. Stop B1.9 – Zawodzie Quarry ammonite succession (Middle to Upper Oxfordian, Upper Transversarium to Bifurcatus zones). *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 159–162.

Głowniak E., 2012. The perisphinctid genus *Prososphinctes* Schindewolf (Ammonoidea, subfamily Prososphinctinae nov.): an indicator of palaeoecological changes in the Early Oxfordian Submediterranean sea of southern Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 264: 117–179.

Głuchowski E., 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., Poland. Studia Geologica Polonica, 94.

Goetel W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bulletin International de l'Académie des Sciences Mathématiques et Naturelles, Sciences Mathématiques, série A, 1916: 1–232.

Golonka J., 1978. Mikrofacje górnej jury przedgórza Karpat. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 310: 5–38.

Golonka J., Vašiček Z., Skupien P., Waśkowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślączka A., Słomka T., 2008. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat Zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Geologia, 34 (3/1): 9–31.

Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W*: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5: 11–61.

Grabowska-Hakenberg H., 1958. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach. Kwartalnik Geologiczny, 2: 400–414.

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006a. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian – Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. Cretaceous Research, 27: 398–417.

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006b. Górny tyton i berias w płaszczowinie reglowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magneto-stratygraficznych. Przegląd Geologiczny, 54: 870–877.

Grabowski J., Krobicki M., Sobień K., 2008. New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians – evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic. Geological Quarterly, 52: 31–44.

Grabowski J., Schnyder, J., Sobień K., Koptiková L., Krzemiński L., Pszczółkowski A., Hejnar J., Schnabl P., 2013. Magnetic susceptibility and spectra gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates In the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. Cretaceous Research, 43: 1–17.

Grabowski J., Haas J., Stoykova K., Wierzbowski H., Brański P., 2017. Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: new nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). Sedimentary Geology, 360: 54–72.

Grabowski J., Bakhmutov V., Kdýr Š., Krobicki M., Pruner P., Rehákova D., Schnabl P., Stoykova K., Wierzbowski H., 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 532, 109216.

Grabowski J., Chmielewski A., Ploch I., Rogov M., Smoleń J., Wójcik-Tabol P., Leszczyński K., Maj-Szeliga K., 2021. Palaeoclimatic changes and inter-regional correlations in the Jurassic/Cretaceous boundary interval of the Polish Basin: portable XRF and magnetic susceptibility study. Newsletters on Stratigraphy, 54: 123–158.

Grabowski P., 1967. Budowa geologiczna choczańskich łusek Upłazu Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej. Acta Geologica Polonica, 17: 671–693.

Gradziński M., Tyszka J., Uchman A., Jach R., 2004. Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Toarcian deposits: A case study from the Tatra Mountains, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 213: 133–151.

Gruszczyński M., 1998. Chemistry of Jurassic seas and its bearing on the existing organic life. Acta Geologica Polonica, 48: 1–29.

Gutowski J., 1992. Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego [rozpr. doktor.].

Gutowski J., 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, central Poland. Geological Quarterly, 42: 59–72.

Gutowski J., 2006a. Field trip B2 – Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. Introduction. *W*: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 169–173.

Gutowski J., 2006b. Shallow water carbonates of the Holy Cross Mountains. Stop B2.1 – Bałtów, micritic intrabioherm limestones and their contact with overlying coral biostromes (uppermost Middle–lowermost Upper Oxfordian). *W*: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 173–176.

Gutowski J., Popadyuk I.V., Olszewska B., 2005. Late Jurassic–earliest Cretaceous evolution of the epicontinental sedimentary basin of south-eastern Poland and Western Ukraine. Geological Quarterly, 49: 31–44.

Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 1–26.

Guzik K., 1939. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach (mapa). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 18.

Guzik K., 1959. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 189–190.

Haq B.U., 2018. Jurassic sea-level variations: A reappraisal. GSA Today, 28: 4–10.

Hejnar J., 2019. Biostratigraphy, lithostratigraphy and chemostratigraphy of Late Jurassic to Early Cretaceous pelagic facies between Czorsztyn, Zamkowa Góra and Červený Kláštor (Pieniny Klippen Belt). *W:* XIVth Jurassica Conference & Workshop of the ICS Berriasian Group. Field trip guide and Abstracts book: 118–119.

Hesselbo S.P., Pieńkowski G., 2011. Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic event (Early Jurassic, Polish Basin). Earth and Planetary Science Letters, 301: 365–372.

Hesselbo S.P., Robinson S.A., Surlyk F., Piasecki S., 2002. Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? Geology, 30: 251–254.

Hesselbo S.P., Ogg J.G., Ruhl M., Hinnov L.A., Huang C.J., 2020. The Jurassic period. *W:* Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 955–1021. Elsevier.

Hoffmann M., Kołodziej B., Kowal-Kasprzyk J., 2021. A lost carbonate platform deciphered from clasts embedded in flysch: Štramberk-type limestones, Polish Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 203–251.

Hohenegger L., 1861. Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Maehren und Galizien. Justus Perthes, Gotha.

Horwitz L., 1937. Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. A. Część ogólna. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 69–127. B. Część szczegółowa. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 9: 166–274.

Horowitz L., Rabowski F., 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach. Posiedzenie Naukowe Państwowego Instytut Geologicznego, 3: 15–18.

Hudson W., Hart M., Sidorczuk M., Wierzbowski A., 2005. Jurassic planktonic foraminifera from Pieniny Klippen Belt and their taxonomic and phylogenetic importance (Carpathians, southern Poland). Tomy Jurajskie, 3: 1–10.

Ichas J., 1986. Some spores and pollen grains from the Jurassic of the Kraków region. Acta Palaeobotanica, 26: 9–28.

Iwanow A., 1973. New data on geology ot the Lower Sub-Tatric succession in the eastern part ot the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 21: 65–74.

Ivanova D., Kołodziej B., 2010. Late Jurassic-Early Cretaceous foraminifera from Stramberk-type limestones, Polish Outer Carpathians. Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, 55: 3–31.

Iwanow A., 1985a. Medodoły Sandstone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 41–46.

Iwanow A., 1985b. Sołtysia Marlstone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 46–61.

Iwanow A., Zabielski R., Połońska M., 2011. Piaskowiec kwarcytowy w dolnej części formacji z Kopieńca między Doliną Bystrej i Doliną Olczyską w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 59: 235–244.

Iwańczuk J., Iwanow A., Wierzbowski A., 2013. Lower Jurassic to Lower Middle Jurassic succession at Kopy Sołtysie and Płaczliwa Skała in the eastern Tatra Mts. (Western Carpathians) of Poland and Slovakia: stratigraphy, facies and ammonites. Volumina Jurassica, 11: 19–58.

Jach R., 2002a. Lower Jurassic Spiculite Series from the Križna Unit in the Western Tatra Mts., Western Carpathians, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 131–144.

Jach R., 2002b. Ślady dawnego wydobycia rud manganu w Tatrach Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 50: 1159–1164.

Jach R., 2005. Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Križna Unit, Western Tatra Mountains, Poland. Facies, 50: 561–572.

Jach R., Dudek T., 2005. Origin of the Toarcian manganese carbonate/silicate deposits from the Križna Unit, Tatra Mountains, Poland. Chemical Geology, 224: 136–152.

Jach R., Reháková D., 2019. Middle to Late Jurassic carbonate-biosiliceous sedimentation and palaeoenvironment in the Tethyan Fatricum Domain, Križna Nappe, Tatra Mountains, Western Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 1–46.

Jach R., Starzec K., 2003. Glaucony from the condensed Lower-Middle Jurassic deposits ot the Križna Unit, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 73: 183–192.

Jach R., Reháková D., Uchman A., 2012. Biostratigraphy and palaeoenviroment of the Kimmeridgian-Lower Tithonian pelagic sediments ot the Križna Nappe, Lejowa Valley, Tatra Mts., Southern Poland. Geological Quarterly, 56: 773–788.

Jach R., Djerić N., Goričan Š., Reháková D., 2014a. Integrated stratigraphy ot the Middle-Upper Jurassic of the Križna Nappe, Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 1–33.

Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014b. Skały osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jarzynka A., Pacyna G., 2015. Fossil flora of Middle Jurassic Grojec clays (southern Poland). Raciborski's original material reinvestigated and supplemented. I. Sphenophytes. Acta Palaeobotanica, 55: 149–181.

Jenkyns H.C., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event – stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. American Journal of Science, 288: 101–151.

Jurewicz E., 1997. The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). Geological Quarterly, 41: 315–326.

Jurewicz E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. Acta Geologica Polonica, 55: 295–338.

Jurkiewiczowa I., 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 278: 201–239.

Karaszewski W., 1960. Nowy podział liasu świętokrzyskiego. Kwartalnik Geologiczny, 4: 894–920.

Karaszewski W., 1962. Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 30: 333–416.

Karaszewski W., 1967. Konkrecje związane z kanalikami U-kształtnymi robaków w spągowych warstwach aalenu świętokrzyskiego. Kwartalnik Geologiczny, 11: 632–636.

Karaszewski W., 1974. On the Hettangian–Sinemurian boundary in the extra-Carpathian Poland. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 33–36.

Kasiński J., Pieńkowski G., Pisera A., 1981. Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek braniskiej i czorsztyńskiej wzdłuż drogi Krośnica-Kąty w Pieninach. Studia Geologica Polonica, 70: 73–94.

Katz M.E., Wright J.D., Miller K.G., Cramer B.S., Fennel K., Falkowski P.G., 2005. Biological overprint of the geological carbon cycle. Marine Geology, 217: 323–338.

Kędzierski M., 2003. Nannoplankton wapienny z czarnych iłów jurajskich: przykład z Marianowa koło Małogoszcza. Tomy Jurajskie, 1: 13–18.

Kołodziej B., 2015. Geological context and age of the Štramberk-type limestones from the Polish Outer Carpathians: an overview. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 276: 173–179.

Kopik J., 1956. Stratygrafia i mikrofauna jury w głębokim wierceniu "Borucice" koło Łęczycy. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 102: 31–58.

Kopik J., 1974. Genus *Cadomites* Munier-Chalmas, 1892 (Ammonitina) in the Upper Bajocian and Bathonian of the Cracow-Wieluń Jurassic range and the Góry Świętokrzyskie Mountains (Southern Poland). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 276: 7–53.

Kopik J., 1976. O przedstawicielach rodzin Phylloceratidae Zittel, 1884, Haploceratidae Zittel, 1884 i Oppeliidae Bonarelli, 1894 (Ammonoidea) w keloweju jury częstochowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 295: 109–136.

Kopik J., 1979a. Stratygrafia jury środkowej regionu bełchatowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 179–194.

Kopik J., 1979b. Callovian of the Częstochowa Jura (South-Western Poland). Prace Instytutu Geologicznego, 93.

Kopik J., 1998. Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 378: 67–120.

Kopik J., 2006. Bathonian ammonites of the families Sphaeroceratidae Buckman and Tuliridae Buckman from the Polish Jura Chain (Southern Poland). Polish Geological Institute Special Papers, 21.

Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997a. Jura dolna. Biostratygrafia. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 196–204.

Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997b. Jura środkowa. Biostratygrafia. Jura Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 236–250.

Kopik J., Dayczak-Calikowska K., Myczyński A., 1980. Jura środkowa. Rząd Ammonoidea Ziettel, 1884. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b (red. L. Malinowska): 174–217. Wydaw. Geol., Warszawa.

Koppelhus E.B., Batten D.J., 1996. Applications of a palynomorph zonation to a series of short borehole sections, Lower to Middle Jurassic, Øresund, Denmark. *W:* Palynology: principles and applications (red. J. Jansonius, D.C. McGregor), 2: 779–793. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City.

Korczyńska-Oszadzka B., 1978. Minerały manganu wapieni jurajskich Doliny Chochołowskiej (Tatry, Polska). Prace Mineralogiczne, 58: 7–62.

Korczyńska-Oszadzka B., 1979. Minerały węglanowe skał manganowych Doliny Chochołowskiej (Tatry). Prace Mineralogiczne, 54: 67–82.

Korte C., Hesselbo S.P., 2011. Shallow-marine carbon- and oxygen-isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. Paleoceanography, 26, PA4219.

Koszarski A., 1995. Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstania wapieni górnej jury krakowskiej. Szczególna rola procesów redepozycji. Studium terenowe. *W*: Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedymentologicznych. IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 9–22.

Koszarski L., 1992. Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 34: 217–220.

Kotański Z., 1959a. Nowe ogniwa stratygraficzne serii wierchowej w rejonie Osobitej. Przegląd Geologiczny, 7: 507–509.

Kotański Z., 1959b. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 139: 7–160.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografi pasma wierchowego w tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotański Z., Radwański A., 1959. Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej. Acta Geologica Polonica, 9: 519–534.

Kowal-Kasprzyk J., Krajewski M., Gedl P., 2020. The oldest stage of the Outer Carpathian evolution in the light of Oxfordian–Kimmeridgian exotic clast studies (southern Poland). Facies, 66, 11.

Kowal-Kasprzyk J., Waśkowska A., Golonka J., Krobicki M., Skupien P., Słomka T., 2021. The Late Jurassic–Palaeogene Carbonate Platforms in the Outer Western Carpathian Tethys – A Regional Overview. Minerals, 11, 747.

Kowalski W.C., 1958. Jura i kreda w zachodnim obrzeżeniu niecki łódzkiej w okolicach Burzenina nad środkową Wartą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 143: 1–160.

Kozłowska A., Feldman-Olszewska A., Kuberska M., Maliszewska A., 2021. Diagenesis and the conditions of deposition of the Middle Jurassic siderite rocks from the northern margin of the Holy Cross Mountains (Poland). Minerals, 11, 11353.

Kozur H.W., Weems R.E., 2005. Conchostracan evidence for a late Rhaetian to early Hettangian age for the CAMP volcanic event in the Newark Supergroup, and a Sevatian (late Norian) age for the immediately underlying beds. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B, 27: 21–51.

Kozydra Z., 1968. Złoża dolnojurajskich iłów ogniotrwałych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 216: 5–94.

Kraińska K., 1997. Budowa geologiczna autochtonu wierchowego w Tatrach na zachodnich stokach Kominów Tylkowych. ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [pr. magister.].

Krajewski K.P., Lefeld J., Łącka B., 2001. Early diagenetic processes in the formation of carbonate-hosted Mn ore deposits (Lower Jurassic, Tatra

Literatura

Mountains) as indicated from its carbon isotopic record. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 49: 13–29.

Krajewski M., 2000. Lithology and morphology of Upper Jurassic carbonate buildups in the Będkowska Valley, Kraków region, Southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 51–163.

Krajewski M., 2001. Upper Jurassic chalky limestones in the Zakrzówek Horst, Kraków-Wieluń Upland, Kraków region, south Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 43–52.

Krajewski M., Olchowy P. 2023. The role of the microencruster-microbial reef-building consortium in organic reefs evolution (Late Jurassic, northern Tethys shelf, southern Poland). Facies, 69, 4.

Krajewski M., Olchowy P., Felisiak I., 2014. Lower Kimmeridgian layer with bored and encrusted hiatus concretions (Upper Jurassic, Central Poland): implications for stratigraphy and basin evolution. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 113–129.

Krajewski R., Myszka J., 1958. Wapienie manganowe w Tatrach między Doliną Chochołowską a Lejową. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 126: 209–300.

Krawczyk A.J., Słomka T., 1986. Wykształcenie i sedymentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szczawnicy (jednostka Grajcarka, pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 88: 33–134.

Krawczyk A.J., Słomka T., 1987. Egzotyki z formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. Studia Geologica Polonica, 92: 69–74.

Krobicki M., 1996. Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn Pelagic Swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by the change of brachiopod assemblages. GeoResearch Forum, 1/2: 255–264.

Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynoidowych w ewolucji pienińskiego pasa skałkowego. Tomy Jurajskie, 2: 69–82.

Krobicki M., Wierzbowski A., 2009. Środkowojurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. Przegląd Geologiczny, 57: 600–606.

Krobicki M., Tyszka J., Uchman A., Bąk M., 2006. Stop A2 – Flaki Range – Branisko Succession (Bajocian–Oxfordian). *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 29–34.

Król K., 2004. Warunki sedymentacji utworów węglanowych jury górnej przedgórza Karpat w rejonie Słupiec–Pacanów. Geologia, 30: 349–387.

Krupnik J., Ziaja J., Barbacka M., Feldman-Olszewska A., Jarzynka A., 2014. A palaeoenvironmental reconstruction based on palynological analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains region. Acta Palaeobotanica, 54: 35–65.

Krzywiec P., 2002. The Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? Geological Quarterly, 46: 337–346.

Krzywiec P., 2006a. Triassic-Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and subsidence patterns. Geological Quarterly, 50: 139–150.

Krzywiec P., 2006b. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. Geological Quarterly, 50: 151–168.

Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski. Tom 4. Tektonika, część 3. Karpaty (red. W. Pożaryski). Wydaw. Geol., Warszawa.

Kutek J., 1962. Górny kimeryd i dolny wołg południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 12: 445–527.

Kutek J., 1967. Z zagadnień stratygrafii górnej jury w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 203: 87–114.

Kutek J., 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. Acta Geologica Polonica, 18: 493–586.

Kutek J., 1994a. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 167–221.

Kutek J., 1994b. The Scythicus Zone (Middle Volgian) in Poland: its ammonites and biostratigraphic subdivision. Acta Geologica Polonica, 44: 1–33.

Kutek J., Wierzbowski A., 1979. Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoźnik in the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 29: 195–205.

Kutek J., Wierzbowski A., 1986a. A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 289–316.

Kutek J., Wierzbowski A., 1986b. Stratygrafia muszlowców amonitowych (jura górna – berias) sukcesji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego. Przegląd Geologiczny, 34: 309–316.

Kutek J., Zeiss A., 1997. The highest Kimmeridgian and Lower Volgian in Central Poland: their ammonites and biostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 47: 107–198.

Kutek J., Matyja B.A., Wierzbowski A., 1973. Problematyka stratygraficzna górnej jury z kilku wierceń w synklinorium warszawskim. Acta Geologica Polonica, 23: 547–575.

Kuźniar C., 1913. Skały osadowe tatrzańskie. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademi Umiejętności, Seria 3, Dział A, 13: 131–175.

Kuźniar W., 1908. Warstwy graniczne liasu-jury (toarcien) na północ od Przedniej Kopy Sołtysiej w Tatrach. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, Dział 3, 42: 64–98.

Kuźniar C., 1928. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.

Lefeld J., 1957. *Dadocrinus grundeyi* Langenhan (Crinoidea) z triasu wierchowego Tatr. Acta Palaeontologica Polonica, 3: 59–74.

Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geologica Polonica, 24.

Lefeld J., 1973. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 153–154. Wydaw. Geol., Warszawa.

Lefeld J., 1974. Middle-Upper Jurassic and lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric Succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). Acta Geologica Polonica, 24: 277–364.

Lefeld J., 1985a. Bielańské Tatry Group. Studia Geologica Polonica, 84: 40–41.

Lefeld J., 1985b. Czajakowa Radiolarite Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 74–75.

Lefeld J., 1985c. Czorsztyn Radiolarite Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 75–76.

Lefeld J., 1985d. Huciska Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 62–66.

Lefeld J., 1985e. Krupianka Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 24–25.

Lefeld J., 1985f. Miętusia Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 82–84.

Lefeld J., 1985g. Niedzica Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 73–74.

Lefeld J., 1985h. Smolegowa Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 21–23.

Lefeld J., 1985i. Pieniny Radiolarite Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 76–77.

Lefeld J., 1985j. Raptawicka Turnia Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 26–30.

Lefeld J., Iwanow, A., 1985. Sokolica Radiolarite Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 70–74.

Lefeld J., Radwański A., 1960. Planktoniczne liliowce *Saccocoma* Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich. Acta Geologica Polonica, 10: 593–618.

Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 84: 1–93.

Leonowicz P., 2009. Trace fossils from the Lower Jurassic Ciechocinek Formation, SW Poland. Volumina Jurassica, 6: 5–14.

Leonowicz P., 2011. Sedimentation of Lower Toarcian (Lower Jurassic) brackish deposits from the Częstochowa-Wieluń region (SW Poland). Acta Geologica Polonica, 61: 215–241.

Leonowicz P., 2012. Sedimentology and ichnology of Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 281–296.

Leonowicz P., 2013. The significance of mudstone fabric combined with palaeoecological evidence in determining sedimentary processes – an example from Middle Jurassic of southern Poland. Geological Quarterly, 57: 243–260.

Leonowicz P., 2015. Storm-influenced deposition and cyclicity in a shallow-marine mudstone succession – example from the Middle Jurassic ore-bearing clays of the Polish Jura (southern Poland). Geological Quarterly, 59: 325–344.

Leonowicz P., 2016a. Tubular tempestites from Jurassic mudstones of southern Poland. Geological Quarterly, 60: 385–394.

Leonowicz P., 2016b. Nearshore transgressive black shale from the Middle Jurassic shallow-marine succession from southern Poland. Facies, 62, 16.

Leszczyński K., 2002. Ewolucja strefy Ponętów-Wartkowice w kredzie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 176.

Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216: 53–72.

Lewandowski M., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Reháková D., Schlögl J., Sidorczuk M., Wierzbowski A., 2006. Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. Volumina Jurassica, 4: 56–58.

Liszkowski J., 1962. Stratygrafia raf raurackich w okolicach Bałtowa. Przegląd Geologiczny, 10: 655–658.

Liszkowski, J., 1976. Problem IB – Rozwój litofacjalny i paleogeograficzny jury górnej północno-wschodniej części mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 113–133.

Lodowski J., Grabowski J., 2023. Tracing the latest Jurassic–earliest Cretaceous paleoenvironment evolution in swell carbonate facies: a case study of the High-Tatric succession (Central Western Carpathians, Tatra Mts, Poland). Acta Geologica Polonica, 74: 741–772.

Lodowski D.G., Pszczółkowski A., Wilamowski A., Grabowski J., 2022. The Jurassic – Cretaceous transition in the High-Tatric succession (Giewont Unit, Western Tatra Mts, Poland): integrated stratigraphy and microfacies. Acta Geologica Polonica, 72: 107–135.

Lott G., Wong T., Dusar M., Andsbjerg J., Monnig E., Feldman-Olszewska A., Verreussel R., 2010. Jurassic. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 175–193. EAGE Publications, Houten.

Łuczyński P., 2001a. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. Acta Geologica Polonica, 51: 237–252.

Literatura

Łuczyński P., 2001b. Pressure-solution and chemical compation of condensed Middle Jurasic deposits, High-Tatric series, Tatra Mountains. Geologica Carpatica, 52: 91–102.

Łuczyński P., 2002. Depositional evolution of the Middle Jurassic carbonate sediments in the High-Tatric succession, Tatra Mountains, Western Carpatians, Poland. Acta Geologica Polonica, 52: 365–378.

Maheľ M., 1986. Geologická stavba československých Karpát. I Paleoalpinske jednotky. Veda, Bratislava.

Malik K., 1994. Sedymentacja normalna, katastroficzna i wyjątkowa w mezozoicznym fliszu Karpat Śląskich. *W*: III Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 35–69.

Malinowska L., 1966. Podstawy stratygrafii dolnego i środkowego oksfordu północnej i północno-zachodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 10: 786–800.

Malinowska L., 1967a. Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 209: 53–112.

Malinowska L., 1967b. Uwagi do stratygrafii górnej jury pozakarpackiej w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 203: 115–121.

Malinowska L., 1968. Stratygrafia osadów środkowego oksfordu w Polsce (bez Karpat). Kwartalnik Geologiczny, 12: 117–127.

Malinowska L., 1970. Jura górna. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 135–182.

Malinowska L. (red.), 1980. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b. Mezozoik. Jura. Wydaw. Geol., Warszawa.

Malinowska L., Styk O., Sztejn J., Gaździcka E., 1997. Jura górna. Biostratygrafia. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 283–308.

Marcinkiewicz T., 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. Prace Instytutu Geologicznego, 65.

Marcinkiewicz T., 1980. Jurassic megaspores from Grojec near Kraków. Acta Palaeobotanica, 21: 37–60.

Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G., 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 15–42.

Marcinowski R., 1972. Turbidites in Upper Oxfordian limestones at Jaskrów in the Polish Jura Chain. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 18: 219–225.

Marek S., 1961. Budowa geologiczna antykliny Wojszyc. Kwartalnik Geologiczny, 5: 839–860.

Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153.

Marek S., Raczyńska A., 1979. Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. Kwartalnik Geologiczny, 23: 631–637.

Marek S., Bielecka W., Sztejn J., 1969. Górny portland (wołg) i berias (riazań) na Niżu Polski. Kwartalnik Geologiczny, 13: 566–582.

Marek S., Rajska M., Sztejn J., 1989. Nowe dane na temat stratygrafii pogranicza jury i kredy. Kwartalnik Geologiczny, 33: 209–224.

Matějka A., Andrusow D., 1931. Aperçu de la geologie des Carphathes Occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Státního Géologického Ústavu, 13A: 19–164.

Matyja B.A., 1977. The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 27: 41–64.

Matyja B.A., 1992. Stop 3.1. Wrzosowa quarry, condensed Callovian, and lower Oxfordian ammonite succession. *W:* Guide Book and Abstracts, Oxfordian and Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting, Warszawa and Central Polish Uplands: 51–54.

Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. Geological Quarterly, 53: 49–62.

Matyja B.A., 2010. Chronostratygrafia. *W:* Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Rzeczyn PIG-1 (red. J. Dzierżek i in.): 16–20. CAG, Warszawa [nr inw. 5600/2010].

Matyja B.A., 2011. Płytkowodna platforma węglanowa późnej jury na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *W:* Jurassica IX: 133–151.

Matyja B.A., Barski M., 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Volumina Jurassica, 4: 39–50.

Matyja B.A., Głowniak E., 2003. Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamieniołomu w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biogeograficzne. Tomy Jurajskie, 1: 53–58.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1981. Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnojurajskich okolic Barcina i Piechcina na tle obszarów przyległych. Kwartalnik Geologiczny, 25: 513–526.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1985. Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. *W*: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe: 30–35.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1994a. On correlation of Submediterranean and Boreal ammonite zonations of the Middle and Upper Oxfordian: new data from Central Poland. Geobios, 17: 351–358.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1994b. Monografia górnej jury Pasma Krakowsko-Wieluńskiego. Projekt Badawczy KBN nr 600799101, Warszawa, 1–39 [niepubl.].

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1996. Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in central Poland. GeoResearch Forum, 1/2: 333–340.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1997. The quest for a unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succession at the turn of the Bimammatum and Planula Zones in the Wieluń Upland, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 47: 77–105.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1998. Profil wiercenia Kcynia IG IV i jego znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii oksfordu i dolnego kimerydu. Biuletyn Państwowego Instytut Geologicznego, 382: 35–70.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2000. Ammonites and stratigraphy of uppermost Bajocian and Lower Bathonian between Częstochowa and Wieluń, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 50: 191–209.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2001. Palaeogeographical distribution of early Bathonian ammonites of the *Aspinctites-Polysphinctites* group. Hantkeniana, 3: 89–103.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2003. Biostratygrafia amonitowa formacji częstochowskich iłów rudonośnych (najwyższy bajos – górny baton) z odsłonięć w Częstochowie. Tomy Jurajskie, 1: 3–6.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2004. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. *W*: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (red. J. Partyka). Tom I. Przyroda. Ojcowski Park Narodowy: 13–18.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006a. Middle and Upper Jurassic. *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 130–132.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006b. The oceanic „Metis Geotectonic Event" (Callovian/Oxfordian) and its implications for the peri-Tethyan area of Poland. Volumina Jurassica, 4: 60–61.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2014. Górna jura synkliny tomaszowskiej (północno-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *W*: Jurassica XI. Przewodnik wycieczek terenowych, abstrakty i artykuły: 9–20.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2016. Ammonites and ammonite stratigraphy of the uppermost Jurassic (Tithonian) of the Owadów-Brzezinki quarry (central Poland). Volumina Jurassica, 14: 85–122.

Matyja B.A., Merta T., Wierzbowski A., 1985. Stratygrafia i litologia utworów jurajskich struktury Zalesia. *W*: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe: 19–29.

Matyja B.A., Gutowski J., Wierzbowski A., 1989. The open shelf – carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies, and ecological implications. Acta Geologica Polonica, 39: 29–48.

Matyja B.A., Wierzbowski A., Radwańska U., Radwański A., 2006a. Stop B2.8 – Małogoszcz, large quarry of cement works (Lower and lowermost Upper Kimmeridgian). *W*: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 190–198.

Matyja B.A., Wierzbowski A., Gedl P., Boczarowski A., Dudek T., Kaim A., Kędzierski M, Leonowicz P., Smoleń J., Szczepanik P., Witkowska M., Ziaja J., Barski M., Ostrowski S., 2006b. Stop B1.7 – Gnaszyn clay pit (Middle Bathonian – lowermost Upper Bathonian. *W*: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 154–157.

Matyszkiewicz J., 1989. Sedimentation and diagenesis of the Upper Oxfordian limestones in Piekary near Kraków. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 201–230.

Matyszkiewicz J., 1996. The significance of *Saccocoma*-calciturbidites for the analysis of the Polish epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the Southern Cracow-Wielun Upland (Poland). Facies, 34: 23–40.

Matyszkiewicz J., 1997. Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wielun Upland, Polen). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe E, 21: 1–111.

Matyszkiewicz J., 2001. Rola obszaru krakowskiego w sedymentacji osadów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Przegląd Geologiczny, 49: 724–727.

Matyszkiewicz J., Felisiak I., 1992. Microfacies and diagenesis of an Upper Oxfordian carbonate buildup in Mydlniki (Cracow area, Southern Poland). Facies, 27: 179–190.

Matyszkiewicz J., Krajewski M., 1996. Lithology and sedimentation of Upper Jurassic massive limestones near Bolechowice, Kraków-Wieluń Upland, South Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 66: 285–301.

Matyszkiewicz J., Olszewska B., 2007. Osady podmorskich spływów grawitacyjnych pogranicza oksfordu i kimerydu w Ujeździe. Volumina Jurassica, 4: 109–117.

Matyszkiewicz J., Krajewski M., Żaba J., 2006a. Structural control on the distribution of Upper Jurassic carbonate buildups in the Kraków-Wieluń Upland (south Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, 182–192.

Matyszkiewicz J., Krajewski M., Kędzierski J., 2006b. Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Kraków-Wieluń Upland, Poland). Facies, 52: 239–263.

Matyszkiewicz J., Świąder J., Żaba J., 2007. Przejawy późnojurajskiej tektoniki synsedymentacyjnej w rejonie Kamienia. Volumina Jurassica, 4: 63–70.

Matyszkiewicz J., Felisiak I., Hoffmann M., Kochman A., Kołodziej B., Krajewski M., Olchowy P., 2015. Transgressive Callovian successionand Oxfordian microbial-sponge carbonate buildups in the Kraków Upland. *W*: Guidebook for field trips accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Kraków: 51–73.

Matyszkiewicz J., Krajewski M., Kochman A., Kozłowski A., Duliński M., 2016. Oxfordian neptunian dykes with brachiopods from the southern part of the Kraków-Częstochowa Upland (southern Poland) and their links to hydrothermal vents. Facies, 62, 12.

McElwain J., Murphy J.W., Hesselbo S.P., 2005. Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. Nature, 435: 479–482.

Literatura

Mello J., Wieczorek J., 1993. Chočský príkrov (Hronicum). *W:* Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50 000 (red. J. Nemčok): 50–57. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Michalík J., 1997. Stop 1, Mt. Ždziarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29: 359.

Michalski A., 1885. Formacyja jurajska w Polsce. Pamiętnik Fizjograficzny, 5: 1–22.

Mišik M., Siblik M., Sýkora M., Aubrecht R., 1994. Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). Mineralia Slovaca, 26: 255–266.

Mišik M., Aubrecht R., Sýkora M., Ožvoldova L., 1996. New lithostratigraphic units in the Klippen Belt. Slovak Geological Magazine, 1: 17–19.

Moryc W., 2004. Utwory jury środkowej i dolnej? w rejonie Księżpol-Lubaczów (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 5–71.

Moryc W., 2018. Utwory jury środkowej przedgórza Karpat na obszarze Wadowice–Busko–Rzeszów, południowa Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 205: 5–55.

Morycowa E., Moryc W., 1976. Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 231–288.

Morycowa E., Moryc W., 2011. Górnojurajsko-?dolnokredowy kompleks węglanowy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina (przedgórze Karpat). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 25–48.

Mossoczy Z., 1961. Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 5: 81–100.

Mrozek K., 1975. Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Myczyński R., 1973. Stratygrafia jury środkowej serii braniskiej okolic Czorsztyna (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 42: 1–122.

Myczyński R., 2004. Toarcian, Aalenian and Early Bajocian (Jurassic) ammonite faunas and biostratigraphy in the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., West Carpathians. Studia Geologica Polonica, 123: 7–131.

Myczyński R., Jach R., 2009. Cephalopod fauna and stratigraphy of the Adnet type red deposits ot the Križna Unit in the Western Tatra Mountains, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 79: 27–39.

Myczyński R., Lefeld J., 2003. Toarcian ammonites (Adneth Facies) from the Subtatric Succession of the Tatra Mts. (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica. 121: 51–79.

Myczyński R., Wierzbowski A., 1994. The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation, at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 42: 155–164.

Narkiewicz M., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Nescieruk P., 1998. Skałka w Lesnej na tle budowy geologicznej zachodniego obrzeżenia żywieckiego okna tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 384: 23–36.

Neumayr M., 1871a. Jurastudien; 4. Die Vertretung der Oxfordgruppe im ostlichen Theile der mediterranen Provinz. Jahrbuch der kaiserlich-königlischen geologischen Reichsanstalt, 21: 355–378.

Neumayr M., 1871b. Jurastudien; 5. Der penninische Klippenzug. Jahrbuch der kaiserlich-königlischen geologischen Reichsanstalt, 21: 450–536.

Niedźwiedzki G., 2011. Dinosaur tracks from the Early Jurassic ecosystem of Sołtyków, Holy Cross Mountains, Poland. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 49–98.

Niedźwiedzki G., Pieńkowski G., 2016. A dinosaur track assemblage from the Upper Hettangian (Lower Jurassic) marginal-marine deposits of Zapniów, Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 60: 840–856.

Niemczycka T., 1964. Osady malmu nad górnym Bugiem. Kwartalnik Geologiczny, 8: 262–282.

Niemczycka T., 1965. Granica jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia. Kwartalnik Geologiczny, 9: 603–615.

Niemczycka T., 1970. Stratygrafia oksfordu centralnej Lubelszczyzny w powiązaniu z profilowaniem geofizycznym otworów wiertniczych. Kwartalnik Geologiczny, 14: 332–343.

Niemczycka T., 1976a. Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). Prace Instytutu Geologicznego, 77.

Niemczycka T., 1976b. Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. Acta Geologica Polonica, 26: 569–601.

Niemczycka T., 1978. Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. Acta Geologica Polonica, 28: 485–501.

Niemczycka T., 1979a. Utwory jurajskie wschodniej części Podlasia. Kwartalnik Geologiczny, 23: 649–661.

Niemczycka T., 1979b. Lito- i biostratygraficzna granica jury środkowej i górnej na południowym Podlasiu. Kwartalnik Geologiczny, 23: 803–817.

Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988. Rozwój górnojurajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 32: 137–156.

Niemczycka T., Malinowska L., Styk O., Sztejn J., Gaździcka E., Radlicz K., 1997. Jura górna. Prace Instytutu Geologicznego, 153: 283–332.

Nowak W.A., 1971. Wyniki badań mikrofacjalnych profilu Szczawnica-Zabaniszcze. *W:* Przewodnik 43 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 215–224.

Nowak W.A., 1976. *Parastomiosphaera malmica* (Borza) from the Polish Carpathians and their stratigraphical value for Lower Tithonian deposits. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 89–134.

Nowak W., 1973a. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 151–152. Wydaw. Geol., Warszawa.

Nowak W., 1973b. Karpaty. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Jura. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 389–408, 464–468. Wydaw. Geol., Warszawa.

Nowak W., 1983. Aktualne problemy geologiczne skałek zewnętrznych (andrychowskich). Kwartalnik Geologiczny, 27: 438–439.

Nowak W., 1986. Rozwój oraz próba rozpoziomowania „nierozdzielonych wapieni cieszyńskich" (rec. formacji wapieni z Goleszowa) w Kozach. Kwartalnik Geologiczny, 30: 412–413.

Nowicka M., 1973. Opracowanie petrograficzne utworów mezozoicznych występujących pod serią reglową i utworów dolnego triasu, kajpru i synemuru serii reglowej z otworu wiertniczego Zakopane IG 1. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 241–278.

Obermajer M., 1986a. Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego płaszczowiny pienińskiej. *W:* Przewodnik 57 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 100–102.

Obermajer M., 1986b. Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego (tyton – barrem) jednostki Grajcarka we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego. Przegląd Geologiczny, 34: 317–323.

Obermajer M., 1987. Wstępna analiza mikropaleontologiczna formacji wapienia pienińskiego (tyton–barrem) w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Studia Geologica Polonica, 92: 41–54.

Olchowy P., Krajewski M., 2020. Lower Kimmeridgian facies and sedimentary succession of a shallow-water coated-grain-dominated carbonate ramp of the northern peri-Tethyan shelf: an example from the Radomsko Folds (central Poland). Geological Quarterly, 64: 969–987.

Olchowy P., Krajewski M., Felisiak I., 2019. Late Jurassic succession of the Kleszczów Graben area (southern border of the Łódź Depression, peri-Tethyan shelf, central Poland). Geological Quarterly, 63: 657–681.

Olempska E, Błaszczyk J., 2001. A Boreal ostracod assemblage from the Callovian of the Łuków area, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 46: 553–582.

Olszewska B., 2010. Microfossils of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous formations of the Lublin Upland (SE Poland) based on thin section studied. Polish Geological Institute Special Papers, 26.

Olszewska B., Wieczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). Geologica Carpathica, 52: 217–228.

Olszewska B., Szydło A., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Nescieruk P., 2008. Zintegrowana biostratygrafia węglanowych osadów warstw cieszyńskich w polskich Karpatach Zachodnich. Geologia, 34 (3/1): 33–59.

Olszewska B., Paul Z., Ryłko W., Garecka M., 2011. Biostratygrafia olistolitów wapiennych zewnętrznego pasa skałkowego Karpat i skał otaczających. ALM studio-Paul Hupper, Kraków.

Olszewska B., Matyszkiewicz J., Król K., Krajewski M., 2012. Correlation of the Upper Jurassic–Cretaceous epicontinental sediments in southern Poland and southwestern Ukraine based on thin sections. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 453: 29–80.

Orłowska-Zwolińska T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences, 33: 107–117.

Ostrowski S., 2005. Autocykliczny rozwój oksfordzkich bioherm gąbkowo-mikrobialitowych centralnej i południowej Polski. Tomy Jurajskie, 3: 45–53.

Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F., 2004. Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the "black flysch" case study. Cretaceous Research, 25: 89–113.

Passendorfer E., 1928. Kimeryd w Tatrach. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 491–499.

Passendorfer E., 1936. Studja nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, część I. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11: 83–103.

Passendorfer E., 1938. Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. II. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie, 12: 1–9.

Passendorfer E., 1951. Kreda Tatr. *W:* Regionalna Geologia Polski. Tom 1: Karpaty 1 (red. M. Książkiewicz). Polskie Towarzystwo Geologiczne: 73–81.

Passendorfer E., 1978a. Rozwój poglądów na budowę geologiczna Tatr w okresie powojennym. Prace Muzeum Ziemi, 28: 3–33.

Passendorfer E., 1978b. Jak powstały Tatry. Wyd. 6. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pavia G., Enay R., 1997. Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. Episodes, 20: 16–22.

Pawłowska K., 1958. O górnej jurze w otworze Zagłoba. Przegląd Geologiczny, 6: 38–40.

Pieńkowski G., 1983. Środowiska sedymentacji dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 31: 223–231.

Pieńkowski G., 1998. Dinosaur nesting ground from the Early Jurassic fluvial deposits, Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 42: 461–476.

Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 12.

Pieńkowski G., 2006. Field trip B4 – Lower Jurassic marginal-marine and continental deposits – sedimentation, sequences, and ecosystem. *W:* 7th International Congress on the Jurassic System: 207–235.

Pieńkowski G., 2014. The first Early Jurassic ammonite find in central Poland. Volumina Jurassica, 12: 99–104.

Literatura

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2021. Borkowice – światowej klasy stanowisko paleontologiczne z tropami i kośćmi wczesnojurajskich dinozaurów. Przegląd Geologiczny, 69: 716–720.

Pieńkowski G., Waksmundzka M., 2009. Palynofacies in Lower Jurassic epicontinental deposits of Poland: tool to interpret sedimentary environments. Episodes, 32: 21–32.

Pieńkowski G., Schudack M.E. (co-ordinators), Bosak P., Enay R., Feldman-Olszewska A., Golonka J., Gutowski J., Herngreen G.F.W., Jordan P., Krobicki M., Lathuiliere B., Leinfelder R.R., Michalik J., Monning E., Noe-Nygaard N., Palfy J., Pint A., Rasser W., Reisdorf A.G., Schmid D.U., Schweigert G., Surlyk F., Wetzel A., Wong T.E., 2008. Jurassic. *W:* The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 2: Mesozoic and Cenozoic, 823–922. The Geological Society, London.

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Waksmundzka M., 2012. Sedimentological, palynological, and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in northwestern Poland. Geological Magazine, 149: 308–332.

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Brański P., 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. GSA Special Paper, 505: 263–286.

Pieńkowski G., Hodbod M., Ullmann C.V., 2016. Fungal decomposition of terrestrial organic matter accelerated Early Jurassic climate warming. Scientific Reports, 6, 31930.

Pieńkowski G., Hesselbo S.P., Barbacka M., Leng M.J., 2020. Non-marine carbon-isotope stratigraphy of the Triassic-Jurassic transition in the Polish Basin and its relationships to organic carbon preservation, pCO_2 and palaeotemperature. Earth-Science Reviews, 210, 103383.

Plašienka D., 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94: 79–98.

Plašienka D., 2012. Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. Geological Quarterly, 56: 601–628.

Plašienka D., 2019. Linkage of the Manin and Klape units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians. Geologica Carpathica, 70: 35–61.

Plašienka D., Mikuš V., 2010. Geologická stavba pieninského a šariského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. Mineralia Slovaca, 42: 155–178.

Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Hovorka D., Kováč M., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians; an overview. *W:* Geological evolution of the Western Carpathians: 1–24.

Plašienka D., Aubrecht R., Bezák V., Bielik M., Broska J., Bučova J., Fekete K., Gaži P., Gedl P., Golej M., Halásová E., Hók J., Hrdlička M., Jamrich M., Józsa Š., Klanica R., Konečný P., Kubiš M., Madarás J., Majcin D., Marko F., Molčan Matejová M., Potočny T., Schlögl J., Soták J., Suan G., Šamojova L., Šimonová V., Teták F., Vozár J., 2021. Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathians contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia). Comenius University Bratislava.

Polák M., Ondrejčkova A., Wieczorek J., 1998. Lithostratigraphy ot the Ždziar Formation of the Križna Nappe (Tatry Mts.). Slovak Geological Magazine, 4: 35–52.

Popiołek M., Salata D., Uchman A., 2010. Petrografia i proweniencja piaskowców jury dolnej formacji piaskowca z Koperszadów w jednostce križniańskiej rejony Kop Sołtysich w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 58: 154–162.

Poulsen N.E., 1998. Bajocian to Callovian (Jurassic) dinoflagellate cysts from central Poland. Acta Geologica Polonica, 48: 237–245.

Poulsen N.E., Riding J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 1: 115–144.

Pożaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46.

Pożaryski W., 1957. Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. Kwartalnik Geologiczny, 1: 7–30.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979. O aulakogenie środkowopolskim. Kwartalnik Geologiczny, 23: 271–290.

Premik J., 1934. Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. *W:* Ziemia Częstochowska: 177–266.

Przybylski P.A., Głowniak E., Ogg J.G., Ziółkowski P., Sidorczuk M., Gutowski J., Lewandowski M., 2010a. Oxfordian magnetostratigraphy of Poland and its correlation to Sub-Mediterranean ammonite zones and marine magnetic anomalies. Earth and Planetary Science Letters, 289: 417–432.

Przybylski P.A., Ogg J.G., Wierzbowski A., Coe A.L., Hounslow M.W., Wright J.K., Atrops F., Settles E., 2010b. Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian-Kimmeridgian boundary. Earth and Planetary Science Letters, 289: 256–272.

Pszczółkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts. (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica, 109: 103–130.

Pszczółkowski A., 2009. The Tithonian-earliest Berriasian *Nannoconus* zones in selected sections of the Pieniny Klippen Belt and the Western Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 132: 7–38.

Pszczółkowski A., 2018. Upper Jurassic bacteria from the Raptawicka Turnia Limestone Formation in the Mały Giewont area (Western Tatra Mountains, Poland). Geological Quarterly, 62: 840–857.

Pszczółkowski A., Myczyński R., 2004. Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian-Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). Studia Geologica Polonica, 123: 133–197.

Pszczółkowski A., Grabowski J., Wilamowski A., 2016. Integrated bio-stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Jurassic shallow water carbonates of the High-Tatric unit (Mały Giewont area, Western Tatra Mts, Poland). Geological Quarterly, 60: 893–918.

Pusch J.B., 1936. Geognostische General-Karte von den Königreichen Polen und Galizien: mit angrenzenden Theilen von Oberschlesien, Ungarn, Siebenbürgen, Moldau und Podolien. Verlag der J. G. Cottaschen Buchhandlung, Stuttgart.

Pusch G.G., 1833. Geognatische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen. Erster Teil: 1–338, Länger, Stuttgart und Tübingen,

Pusch G., 1836. Geognostiche Beschreibung von Polen. Bd. 2 Stuttgart u. Tübingen.

Rabowski F., Goetel W., 1925. Budowa Tatr. Pasmo wierchowe. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 169–177.

Raciborski M., 1889. O obecnym stanie mych badań flory kopalnej ogniotrwałych glinek krakowskich. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, 23: 129–140.

Raczyńska A. (red.), 1987. Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Prace Instytutu Geologicznego, 119.

Radwańska U., 2005. Callovian and Oxfordian echinoids of Zalas. Tomy Jurajskie, 3: 63–74.

Radwański A., 1959. Struktury litoralne w liasie Doliny Smytniej. Acta Geologica Polonica, 9: 231–280.

Reháková D., Wierzbowski A., 2005. Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Tomy Jurajskie, 3: 15–27.

Rehbinder B., 1912. Środkowo-jurajskie gliny rudonośne południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Geologicheskiy Komitet H. C., 74 (po rosyjsku).

Reymanówna M., 1963. The Jurassic flora from Grojec near Cracow in Poland. Part I. Acta Palaeobotanica, 4: 9–48.

Reymanówna M., 1968. On seeds containing *Eucommiidites troedssonii* pollen from the Jurassic of Grojec, Poland. Botanical Journal of the Linnean Society, 61: 147–152.

Roemer F., 1870. Geologie von Oberschlesien. Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Kultur, 48.

Rogalska M., 1976. Stratygrafia jury dolnej i środkowej na obszarze Niżu Polskiego na podstawie badań sporowo-pyłkowych. Prace Instytutu Geologicznego, 78.

Roniewicz E., 2004. Jurajskie korale w Polsce. Tomy Jurajskie, 2: 83–98.

Różycki S.Z., 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Prace Instytutu Geologicznego, 17.

Różycki S.Z., 1955. Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. Acta Geologia Polonica, 5: 305–341.

Różycki S.Z., 1958. Dolna jura południowych Kujaw. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 133: 1–99.

Ruckwied K., Götz A. E., 2009. Climate change at the Triassic/Jurassic boundary: Palynological evidence from the Furkaska section (Tatra Mountains, Slovakia). Geologica Carpathica, 60: 139–149.

Ruebsam W., Al-Husseini M., 2020. Calibrating the Early Toarcian (Early Jurassic) with stratigraphic black holes (SBH). Gondwana Research, 82: 317–336.

Ruebsam W., Pieńkowski G., Schwark L., 2020a. Toarcian climate and carbon cycle perturbations – its impact on sea-level changes, enhanced mobilization and oxidation of fossil organic matter. Earth and Planetary Science Letters, 546, 116417.

Ruebsam W., Reolid M., Sabatino N., Masetti D., Schwark L., 2020b. Molecular paleothermometry of the early Toarcian climate perturbation. Global and Planetary Change, 195, 103351.

Ruhl M., Deenen M.H.L., Abels H.A., Bonis N.R., Krijgsman W., Kurschner W.M., 2010. Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (St. Audrie's Bay/East Quantoxhead, UK). Earth and Planetary Science Letters, 295: 262–276.

Ruhl M., Hesselbo S.P., Hinnov L., Jenkyns H.C., Xu W., Storm M.S., Riding J.B., Minisini D., Ullmann C.V., Leng M.J., 2016. Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Pliensbachian Stage and global climatic fluctuations. Earth and Planetary Science Letters, 455: 149–165.

Ryll A., 1970. O jurze środkowej między Krośniewicami i Płockiem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 107–122.

Ryll A., 1971. Jura środkowa. *W:* Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle budowy geologicznej. Cz 1. Budowa geologiczna. Prace Geostrukturalne Instytutu Geologicznego: 67–72.

Ryll A., 1983. Stratygrafia i paleogeografia. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 138–148.

Ryll A., 1985. Wyniki badań litologiczno-stratygraficznych. Jura środkowa. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 60: 142–147.

Ryłko W., 2019. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Milówka (1029). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Salamon M.A., Feldman-Olszewska A., Jain S., Ferré B.B.M., Paszcza K., Płachno B.J., 2021. Substrate type and palaeodepth do not affect the Middle Jurassic taxonomic diversity of crinoids. PeerJ, 9, e 12017.

Sandoval J., 2016. Ammonite assemblages and chronostratigraphy of the uppermost Bajocian–Callovian (Middle Jurassic) of the Murcia Region (Betic Cordillera, south-eastern Spain). Proceedings of the Geologists' Association, 127: 230–246.

Literatura

Schoene B., Guex J., Bartolini A., Schaltegger U., Blackburn T.J., 2010. Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. Geology, 38: 387–390.

Segit T., 2010. Stratygrafia, zróżnicowanie facjalne i środowisko sedymentacji aalenu i niższego bajosu pienińskiego basenu skałkowego w wybranych profilach Polski i Słowacji. Archiwum Wydziału Geologii UW [rozpr. doktor.].

Segit T., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2015. The Middle Jurassic succession in the central sector of the Pieniny Klippen Belt (Sprzycne Creek): implications for the timing of the Czorsztyn Ridge development. Geologica Carpathica, 66: 285–302.

Sidorczuk M., 2005. Middle Jurassic ammonitico rosso deposits in the northwestern part of the Pieniny Klippen Belt in Poland and their palaeogeographic importance: a case study from Stankowa Skała and "Wapiennik" quarry in Szaflary. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 273–285.

Sidorczuk M., Nejbert K., 2009. Genesis of ferromanganese crusts in Jurassic pelagic limestones at Stankowa Skała, Pieniny Klippen Belt, Poland: sedimentological and petrological approach. Volumina Jurassica, 6: 75–85.

Siemiątkowska-Giżejewska M., 1974. Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 365–406.

Siemiradzki J., 1922. Geologia Ziem Polskich. T. I. Formacje starsze do jurajskiej włącznie. Wyd. 2. Muzeum Imienia Dzieduszyckich, Lwów.

Siemieradzki J., 1923. Fauna utworów liasowych i jurajskich Tatr i Podhala. Towarzystwo Naukowe, Lwów–Kraków.

Słomka T., 1986a. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 277–336.

Słomka T., 1986b. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. Geologia, 12 (4): 25–35.

Smoleń J., 2000. Biostratygrafia osadów pogranicza jury środkowej i górnej syneklizy perybałtyckiej na podstawie otwornic. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 393: 53–79.

Smoleń J., 2002. Radiolarian faunas from the late Callovian and early Oxfordian deposits of the Kraków-Wieluń Upland, South Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 145–161.

Smoleń J., 2012. Faunal dynamics of foraminiferal assemblages in the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 403–419.

Smoleń J., 2019. Wyniki badań mikropaleontologicznych jury górnej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 129–132.

Smoleń J., 2021. Wyniki badań mikropaleontologicznych utworów jury górnej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 162: 76–77.

Smoleń J., Iwańczuk J., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic of the Polish Lowlands: the state of the art. Geological Quarterly, 62: 257–286.

Smoleń J., Iwańczuk J., 2021. Wyniki badań mikropaleontologicznych osadów jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 162: 59–61.

Sokołowski S., 1925. Spostrzeżenia nad wiekim wykształceniem liasu reglowego w tatrach. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 2: 78–84.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.

Sokołowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Sokołowski S., 1978. Geologia strefy reglowej Tatr Polskich miedzy Kopami Sołtysimi a Białką. Prace Muzeum Ziemi, 28: 35–61.

Stache G., 1868. Die Sedimentärschichten der Nordseite der Hohen Tatra. Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 13: 322–324.

Staniszewska A., Ciborowski T., 2000. Dolnokredowa brekcja wapienna w autochtonicznej serii wierchowej w Tatrach Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 48: 97–168.

Steinthorsdottir M., Jeram A.J., McElwain J.C., 2011. Extremely elevated CO_2 at the Triassic–Jurassic boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 308: 418–432.

Storm M.S., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Ruhl M., Ullmann C.V., Xu W., Leng M.J., Riding J.B., Gorbanenko O., 2020. Orbital pacing and secular evolution of the Early Jurassic carbon cycle. Proceedings of the National Academy of Sciences, 117: 3974–3982.

Stur D., 1860. Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 11: 17–151.

Stur D., 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuche der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 18: 337–426.

Sujkowski Z., 1932. Radiolaryty Polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radiolarytami tatrzańskimi. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 7: 97–168.

Sujkowski Z., 1933. Niektóre spongiolity z Tatr i Karpat. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 7: 712–733.

Sztejn J., 1991. Ostracods from the Purbeckian of central Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 36: 115–142.

Szulczewski M., 1963. Stromatolity z batonu wierchowego Tatr. Acta Geologica Polonica, 13: 125–141.

Szulczewski M., 1965. Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 35: 243–261.

Szulczewski M., 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce. Acta Geologica Polonica, 18: 1–91.

Szydło A., 2004. The distribution of agglutinated foraminifers in the Cieszyn Basin, Polish Outer Carpathians. Grzybowski Foundation Special Publication, 8: 451–460.

Szydło A., 2005a. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 415: 59–95.

Szydło A., 2005b. Benthic foraminifer morphogroups and taphonomy of the Cieszyn Beds (Tithonian-Neocomian, Polish Outer Carpathians). Studia Geologica Polonica, 124: 199–214.

Szydło A., Jugowiec M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian-Neocomian "Cieszyn Beds" (Silesian Unit), Polish Western Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 203–211.

Świdrowska J., 1994. Direction of the Aalenian transgression in the area of the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 38: 319–336.

Świdrowska J., Hakenberg M., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. Przegląd Geologiczny, 47: 61–68.

Teisseyre W., 1888. Studyja paleontologiczne. I. *Proplanulites novum* genus. Pam. Akad. Um. T. 14, Kraków.

Thierry J. i in. (41 współautorów), 2000. Middle Callovian. *W:* Atlas Peri-Tethys Paleogeographical maps (red. J. Dercourt i in.). CCGM/CGMW, Paris, maps 9.

Trammer J., 1982. Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. Acta Geologica Polonica, 32: 1–39.

Trammer J., 1989. Middle to Upper Oxfordian sponges of the Polish Jura. Acta Geologica Polonica, 39: 49–91.

Troedsson G., 1951. On the Hoganas series of Sweden. Lunds Universitets Arsskrift, N.F. Adv. 2, 47 (1).

Turnau-Morawska M., 1953. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedymentologia. Acta Geologica Polonica, 3: 33–102.

Turnau-Morawska M., 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 23: 37–52.

Tyszka J., 1994. Paleoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analysies of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Palaios, 9: 175–187.

Tyszka J., 1995. Mid-Jurassic palaeoenvironments and benthic communities in the Klippen and Magura basins, Pieniny Klippen Belt, Poland. Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozpr. doktor.].

Tyszka J., 1999. Foraminiferal biozonation of the Early and Middle Jurassic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 27–46.

Tyszka J., 2001. Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian "Fleckenmergel" – facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. Geologica Carpathica, 52: 147–158.

Tyszka J., Kaminski M.A., 1995. Factors controlling the distribution of agglutinated foraminifera in Aalenian-Bajocian dysoxic facies (Pieniny Klippen Belt, Poland). Grzybowski Foundation Special Publication, 3: 271–293.

Tyszka J., Jach R., Bubik M., 2010. A new vent-related foraminifer from the Lower Toarcian Black claystone of the Tatra Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 55: 333–342.

Uchman A., 1988. Red Limestones – youngest member in the Choč Unit, Tatra Mts., Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 267–276.

Uchman A., 1991. *Isopodichnus* and other trace fossils from the Kopieniec Formation (Rhaetian-Sinemurian) in the Tatra Mts., Poland. Geologica Carpathica, 42: 117–121.

Uchman A., 1993. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted block in the Choč Unit in the Tatra Mts., Poland. Zentralblatt für Geologie and Pälaontologie, T. I: 875–883.

Uchman A., Tchoumatchenco P., 1994. Remarks on the stratigraphy and brachiopod palaeobiogeography in the Lower Jurassic Hierlatz – type limestone facies: the Choč Unit, Central Western Carpathians. Geologica Carpathica, 45: 295–202.

Uchman A., Jach R., Iwanczuk J., 2014. Skały węglanowe jury dolnej i środkowej (formacja margli z Sołtysiej). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 164–171. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Uhlig V., 1881. Ueber die Fauna des rothen Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in West-Galizien. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 31: 383–422.

Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Theil. Der pieninische Klippenzug. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 40: 559–824.

Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I: Einleitung und stratigraphischer Teil. Denkschrifte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 64: 643–684.

Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 116: 871–911.

Urbaniec A., Bobrek L., Świetlik B., 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 58: 1161–1175.

Van de Schootbrugge B., Houben A.J.P., Ercan F.E.Z., Verreussel R., Kerstholt S., Janssen N.M.M., Nikitenko B., Suan G., 2019. Enhanced Arctic-Tethys connectivity ended the Toarcian Oceanic Anoxic Event in NW Europe. Geological Magazine, 157: 1593–1611.

Literatura

Von Humboldt F.W.H.A., 1799. Über die unterirdischen Gasarten und die Mittel ihren Nachtheil zu vermindern. Wiewag: Ein Beitrag zur Physik der Praktischen Bergbaukunde. Braunschweig.

Widz D., 1992. Datation par les radiolaires des radiolarites jurassiques de l'Unité de Grajcarek (Zone des Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 40: 115–124.

Wieczorek J., 1983. Uwagi o facji „Ammonitico rosso". Przegląd Geologiczny, 31: 247–252.

Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 255–276.

Wieczorek J., 1995. Trace fossils from Fleckenmergel Facies (Jurassic) ot the Tatra Mts. Geobios, Mémoir Spécial, 18: 425–431.

Wieczorek J., 2000. Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, 44: 241–262.

Wieczorek J., 2001. Condensed horizons as turning events in passive margin evolution: The Tatra Mts. Examples. Zentralblatt für Geologie and Pälaontologie, T. I: 199–209.

Wierzbowski A., 1966. Górny oksford i dolny kimeryd Wyżyny Wielunskiej. Acta Geologica Polonica, 16: 127–280.

Wierzbowski A., 1990. The taxonomy and phylogenetic significance of Early Tithonian ammonites of the genus *Protancyloceras* Spath from the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *W:* Atti del II Convegno Internationale: Fossili, Evoluzione, Ambiento: 479–489.

Wierzbowski A., 1994. Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 223–250.

Wierzbowski A., 2017. The Lower Kimmeridgian of the Wieluń Upland and adjoining regions in central Poland: lithostratigraphy, ammonite stratigraphy (upper Planula/Platynota to Divisum zones), palaeogeography and climate-controlled cycles. Volumina Jurassica, 15: 49–120.

Wierzbowski A., 2020. The Kimmeridgian of the south-western margin of the Holy Cross Mts., central Poland: stratigraphy and facies development. Part I. From deep-neritic sponge megafacies to shallow water carbonates. Volumina Jurassica, 18: 161–234.

Wierzbowski A., 2022. Phylogeny of the ammonite family Aulacostephanidae Spath, 1924 during the Late Oxfordian and the Early Kimmeridgian in Europe: Main lineages, patterns of evolution and sedimentological to palaeogeographical controls on evolutionary development. Volumina Jurassica, 20: 59–128.

Wierzbowski A., 2023. Development and chronology of the Late Jurassic shallow-water carbonate deposits of the north-eastern margin of the Holy Cross Mountains, central Poland. *W*: Jurassica XV, Field Trip Guide and Abstracts: 11–36.

Wierzbowski A., Matyja B.A., 2014. Ammonite biostratigraphy in the Polish Jura sections (central Poland) as a clue for recognition of the uniform base of the Kimmeridgian Stage. Volumina Jurassica, 12: 45–98.

Wierzbowski A., Remane J., 1992. The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). Eclogae Geologicae Helvetiae, 85: 871–891.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., 2019. Ammonite stratigraphy and organic matter of the Pałuki Fm. (Upper Kimmeridgian–Lower Tithonian) from the central-eastern part of the Łódź Synclinorium (Central Poland). Volumina Jurassica, 17: 49–80.

Wierzbowski A., Matyja B.A., Ślusarczyk-Radwan D., 1983. Nowe dane o górnej jurze Wyżyny Wieluńskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. Kwartalnik Geologiczny, 27: 517–534.

Wierzbowski A., Matyja B.A., Sobieraj K., 1992. Stop 1.4. Julianka, coral colonization of the cyanobacteria-sponge bioherms at the turn of the Oxfordian and Kimmeridgian. *W:* Guide Book and Abstracts, Oxfordian and Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting: 37–40.

Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki M., 1999. Jurassic (Upper Bajocian – lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. Studia Geologica Polonica, 115: 7–74.

Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J., 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 237–256.

Wierzbowski A., Schlőgl J., Aubrecht R., Krobicki M., 2005. Rediscovery of the classic locality of Callovian in Babarzowa Klippe (Pieniny Klippen Belt, Poland). Tomy Jurajskie, 3: 11–14.

Wierzbowski A., Krobicki M., Muszyński M., 2009a. Jurajskie utwory sukcesji czertezickiej profilu Góry Zamkowej masywu Trzech Koron w Pieninach. Geologia, 35 (3/1): 107–113.

Wierzbowski A., Głowniak E., Pietras K., 2010. Ammonites and ammonite stratigraphy of the Bimammatum Zone and lowermost Planula Zone (Submediterranean Upper Oxfordian) at Bobrowniki and Raciszyn in the Wieluń Upland, central Poland. Volumina Jurassica, 8: 49–102.

Wierzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic successions of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt in the Transcarpathian Ukraine. Volumina Jurassica, 10: 25–60.

Wierzbowski A., Smoleń J., Iwańczuk J., 2015. The Oxfordian and Lower Kimmeridgian of the Peri-Baltic Syneclise (north-eastern Poland): Stratigraphy, ammonites, microfossils (foraminifers, radiolarians), facies, and palaeogeographical implications. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 277: 63–104.

Wierzbowski A., Atrops F., Grabowski J., Hounslow M., Matyja B.A., Olóriz F., Page K., Parent H., Rogov M.A., Schweigert G., Villaseñor A.B., Wierzbowski H., Wright J.K., 2016a. Towards a consistent Oxfordian/Kimmeridgian global boundary: current state of knowledge. Volumina Jurassica, 14: 15–50.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and the structure of the central part of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland – new insight from the Czertezik Succession type area. Volumina Jurassica, 19: 21–60.

Wierzbowski A., Barski M., Coe A.L., Hounslow M.W., Matyja B.A., Price G.D., Wierzbowski H., Wright J.K., Atrops F., Grabowski J., Mattioli E., Morton N., Ogg J.G., Olóriz F., Page K., Parent H., Przybylski P., Schweigert G., Villaseñor A.B., 2023. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Kimmeridgian Stage (Jurassic System), at Flodigarry, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland, UK. Episodes, 46: 281–307.

Wierzbowski H., 2002. Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. International Journal of Earth Sciences, 91: 304–314.

Wierzbowski H., 2013. Strontium isotope composition of sedimentary rocks and its application to chemostratigraphy and palaeoenvironmental reconstructions. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Section AAA – Physica, 68: 23–37.

Wierzbowski H., 2015. Seawater temperatures and carbon isotope variations in central European basins at the Middle–Late Jurassic transition (Late Callovian–Early Kimmeridgian). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 440: 506–523.

Wierzbowski H., 2019. Palaeoenvironmental changes recorded in the oxygen and carbon isotope composition of Kimmeridgian (Upper Jurassic) carbonates from central Poland. Geological Quarterly, 63: 359–374.

Wierzbowski H., 2021. Advances and challenges in palaeoenvironmental studies based on oxygen isotope composition of skeletal carbonates and phosphates. Geosciences, 11, 419.

Wierzbowski H., Joachimski M., 2007. Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 254: 523–540.

Wierzbowski H., Dembicz K., Praszkier T., 2009b. Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: A record of a Late Callovian global sea-level rise? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 283: 182–194.

Wierzbowski H., Rogov M.A., Matyja B.A., Kiselev D., Ippolitov A., 2013. Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes. Global and Planetary Change, 107: 196–212.

Wierzbowski H., Dubicka Z., Rychliński T., Durska E., Olempska E., Błażejowski B., 2016b. Depositional environment of the Owadów-Brzezinki conservation Lagerstätte (uppermost Jurassic, central Poland): evidence from microfacies analysis, microfossils and geochemical proxies. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 282: 81–108.

Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B., 2017. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy. Chemical Geology, 466: 239–255.

Wignall P.B., Atkinson J.W., 2020. A two-phase end-Triassic mass extinction. Earth-Science Reviews, 208, 103282.

Wilczyński A., 1962. Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie. Acta Geologica Polonica, 12: 3–112.

Wójcik A., Kopciowski R., Malata T., Marciniec P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W:* Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 209–215.

Wójcik A., Szydło A., Marciniec P., Nescieruk P., 1999. Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 231–248.

Wójcik K., 1981. Wykształcenie facjalne liasu wierchowego w otoczeniu Doliny Chochołowskiej w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 29: 405–410.

Wójcik K., 1985. Dudzieniec Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 10–21.

Wyrwicki R., 1966. Osady żelaziste liasu świętokrzyskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 195: 71–158.

Xu W., Ruhl M., Jenkyns H.C., Leng M.L., Huggett J.M., Minisini D., Ullmann C.V., Riding J.B., Weijers J.W.H., Storm M.S., Percival L.M.E., Tosca N.J., Idiz E.F.I., Tegelaar E.W., Hesselbo S.P., 2018. Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK). Earth and Planetary Science Letters, 484: 396–411.

Zatoń M., 2007. *Tulites cadus* Buckman, 1921 (Ammonoidea) from the Middle Bathonian of the Polish Jura and its biostratigraphic significance. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 243: 191–199.

Zatoń M., 2008. Taxonomy and palaeobiology of the Bathonian (Middle Jurassic) tulitid ammonite *Morrisiceras*. Geobios, 41: 699–717.

Zatoń M., 2010a. Bajocian-Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Polish Jura. Part 1: Families Phylloceratidae, Nannolytoceratidae, Sonniniidae, Strigoceratidae, Oppeliidae and Lissoceratidae. Palaeontographica, Abt. A, 292: 65–113.

Zatoń M., 2010b. Bajocian-Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Polish Jura. Part 2: Families Stephanoceratidae, Perisphinctidae, Parkinsoniidae, Morphoceratidae and Tulitidae. Palaeontographica, Abt. A, 292: 115–213.

Literatura

Zatoń M., 2011. Diversity dynamics of ammonoids during the latest Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) in the epicratonic Polish Basin. Palaeobiodiversity & Palaeoenvironments, 91: 89–99.

Zejszner L., 1842. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień od nich równoodległych. Oddruk z Biblioteki Warszawskiej, 1: 581–618.

Zejszner L., 1846. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień od nich równoodległych, tudzież porównanie ich skał warstwowanych z Alpejskiemi. Przedruk z Dzwonu Literackiego, 27–82.

Zejszner L., 1852. Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i w przyległych pasmach karpackich. Roczniki Towarzystwa Nauk, Oddział Nauk Przyrodniczych i Lekarskich, 6: 157–343.

Zejszner [Zeuschner] L., 1856. Geognostische Beschreibung des Liaskalkes in der Tatra und den angrenzenden Gebirgen. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 19: 135–182.

Zejszner [Zeuschner] L., 1869. Die Gruppen und Abteilungen des polnischen Juras nach neueren Beobachtungen zusammengestellt. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 21: 777–794.

Ziaja J., Fijałkowska-Mader A., 2022. Polish Palaeobotany: 750 Million Years of Plant History as Revealed in a Century of Studies. Mesozoic Terrestrial Palynology and Flora Reconstruction. Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 91, 9124.

Ziegler P.A., 1990. Geological atlas of Western and central Europe (2nd edition), Shell Internationale Petroleum Geological Society Publication House, Bath.

Ziółkowski P., 2007. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne górnej jury wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. Volumina Jurassica, 4: 9–22.

Zittel K.A., 1870. Die Fauna der älteren Cephalopoden fuehrenden Tithonbildungen. Palaeontographica, Suppl., 2: 1–192.

Złonkiewicz Z., 2004. Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. Tomy Jurajskie, 2: 162–163.

Złonkiewicz Z., 2006a. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.

Złonkiewicz Z., 2006b. Rozwój sedymentacji jurajskiej w niecce Nidy. CAG, Warszawa [nr inw. 865/2007; rozpr. doktor.].

Złonkiewicz Z., 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. Przegląd Geologiczny, 57: 521–530.

Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W:* Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii: 93–107.

Znosko J., 1954. Uwagi o wieku brekcji lisowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 22: 451–471.

Znosko J., 1957. Zarys stratygrafii łęczyckiego doggeru. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 125: 5–144.

Znosko J., 1959. Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 3: 501–528.

Zydorowicz T., Wierzbowski A., 1986. Jurajskie konkrecje żelazisto-manganowe w sukcesji czorsztyńskiej (pieniński pas skałkowy). Przegląd Geologiczny, 34: 324–327.

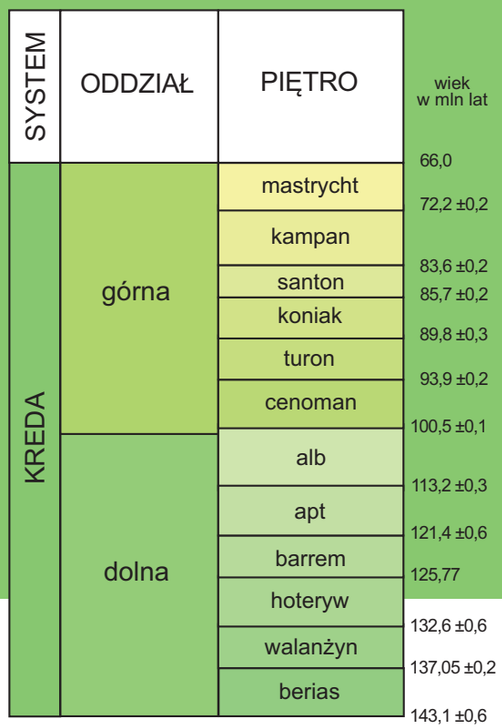
Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelichowski A.M., 1961. Facja lagunowo-kontynentalna malmu nad górnym Bugiem. Kwartalnik Geologiczny, 5: 899–914.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 549–596. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.549-596

KREDA

Krzysztof Leszczyński, Jacek Grabowski, Aleksander Kowalski, Tomasz Malata, Izabela Ploch, Andrzej Wierzbowski



Wstęp

Krzysztof Leszczyński, Tomasz Malata, Andrzej Wierzbowski, Jacek Grabowski

System kredowy dzieli się na dwa oddziały – dolny i górny – i obejmuje przedział wiekowy 66–143,1 ±0,6 mln lat. Wiek granicy kreda dolna/kreda górna określa się na 100,5 ±0,1 mln lat. W kredzie panował bardzo ciepły i wilgotny klimat (np. Huber i in., 2018), a poziom wód oceanicznych był, szczególnie w późnej kredzie, bardzo wysoki (np. Sames i in., 2016).

W Polsce, we wczesnej kredzie na obszarze subsydentnej synsedymentacyjnej bruzdy śródpolskiej rozwinął się epikontynentalny basen morski. Aktualnie największa miąższość kredy dolnej występuje w depocentrach w segmencie kujawskim bruzdy, przekraczając 700 m. W albie rozpoczęła się wielka transgresja morska, skutkująca podniesieniem się poziomu mórz w późnej kredzie, prawdopodobnie o ponad 200 m w stosunku do poziomu współczesnego. Lądy uległy zalaniu i powstały liczne płytkie morza epikontynentalne. W cenomanie transgresja rozwijała się stopniowo, obejmując niemal cały obszar obecnej Polski, i doprowadziła do sedymentacji miąższej serii skał, głównie węglanowych (wapienie, kreda pisząca), marglistych i węglanowo-krzemionkowych (głównie opoki). W segmencie kujawskim miąższość osadów kredy górnej przekracza dzisiaj 2500 m. W obszarze sudeckim i wokółsudeckim rozwinęły się lokalne subbaseny oddzielone od siebie strefami spłyceń lub wysp. Uwory kredy występują obecnie na powierzchni w Sudetach, na Opolszczyźnie, Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, w niecce miechowskiej, mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na Lubelszczyźnie, w Karpatach fliszowych, Pieninach i Tatrach. Na większości obszaru przykryte są utworami kenozoiku.

Pierwsze badania nad kredą (górną) na terenach Polski były prowadzone w latach dwudziestych XIX w. Ich dalszy wyraźny rozwój nastąpił w drugiej połowie XIX w., kiedy pojawiły się pierwsze znaczące prace o charakterze regionalnym oraz biostratygraficznym dotyczące obszaru sudeckiego. Na początku XX w. na Kujawach w otworach wiertniczych stwierdzono występowanie skał kredy dolnej; pojawiło się także więcej prac uszczegóławiających litologię i stratygrafię kredy oraz opracowań syntetycznych (np. Siemiradzki, 1909). Historia badań nad stratygrafią kredy do początku lat siedemdziesiątych XX w. oraz obszerna literatura tematu zostały przedstawione we wcześniejszej edycji Budowy geologicznej Polski (patrz Sokołowski, 1973 i literatura tamże).

W wyniku badań regionalnych kontynuowanych w latach późniejszych powstały syntetyczne opracowania, ustalające i systematyzujące stratygrafię kredy dolnej Niżu Polski (Marek, 1977, 1983, 1988, 1997a, c; Raczyńska, 1979a, b, 1987; Marek, Raczyńska, 1979) oraz podgórza Karpat (Heller, Moryc, 1984; Moryc, 1997), a także kredę górną Niżu Polski (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1976, 1977a, 1979, 1981, 1987; Krassowska, 1976, 1977, 1981a, b, 1982, 1986, 1990, 1997; Jaskowiak-Schoeneichowa, Pożaryski, 1979; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983, 1988). Prace Hakenberga (1978, 1986) koncentrowały się na albie i cenomanie obszaru niecki miechowskiej. Kompleksowe ujęcie rozwoju transgresji w albie i cenomanie na obszarze wyżyn środkowopolskich zaprezentowali Marcinowski (1974) oraz Marcinowski i Radwański (1983, 1989).

Po 1989 r., kiedy znacznie spadła liczba wykonywanych otworów wiertniczych, szczególnie na obszarze pozakarpackim, prace skupiły się w większej mierze na analizie i reinterpretacji dotychczasowych informacji geologicznych z wykorzystaniem nowoczesnych metod, coraz częściej z zastosowaniem technologii cyfrowych. W ostatnich trzech dekadach ukazało się także wiele prac, w których scharakteryzowano warunki i środowiska sedymentacji utworów górnokredowych (m.in. Kudrewicz, Olszewska-Nejbert, 1997; Olszewska-Nejbert, 2004, 2005; Remin i in., 2016; Bojanowski i in., 2017; Machalski, Malchyk, 2019; Jurkowska, Świerczewska-Gładysz, 2020, 2022). Oprócz licznych prac szczegółowych, w tym wspomnianych powyżej, powstało również wiele opracowań syntetycznych dotyczących stratygrafii, paleogeografii i sedymentacji Niżu Polski (Krassowska, 1997; Marek, 1997a, c; Grigelis, Leszczyński, 1998; Hakenberg, Świdrowska, 1998; Świdrowska, 2007; Świdrowska i in., 2008; Leszczyński, 2010, 2012; zob. też Voigt i in., 2008; Vejbæk i in., 2010).

W południowej Polsce natomiast – po 1989 r. – kontynuowano wiertnicze rozpoznanie geologiczne, dzięki czemu lepiej została zbadana kreda dolna strefy przedpola Karpat; poskutkowało to zaproponowaniem nowych formacji na tym obszarze (Olszewska i in., 2012).

W Karpatach zewnętrznych początki badań utworów kredowych sięgają pierwszej połowy XIX w., kiedy to ustalono litostratygrafię jednostki śląskiej oraz wiek niektórych wydzieleń, a znaczny rozwój prac badawczych nastąpił w latach międzywojennych (Koszarski, Ślączka, 1973). Po II wojnie światowej podsumowanie stanu badań nad stratygrafią Karpat w formie słownika stratygraficznego przedstawił Świdziński (1947). Wtedy też rozpoczął się najintensywniejszy etap rozpoznania utworów kredowych tego obszaru (Książkiewicz, 1962). Ukazało się wiele publikacji dotyczących stratygrafii, w znacznej mierze bazujących na badaniach mikrofauny otwornicowej (zob. Malinowska, 1984). W kolejnych latach opracowano szczegółowe rozpoziomowanie biostratygraficzne dla wielu wydzieleń litostratygraficznych, głównie na podstawie otwornic (np. Olszewska, 1984, 1997; Nowak, 1980; Geroch, Nowak, 1984; Malata, Oszczypko, 1990; Szydło, 1997; Malata, 2002; Waśkowska i in., 2019), a także nanoplanktonu wapiennego (Leszczyński i in., 1995; Szydło, Jugowiec, 1999; Kędzierski, Ochabska, 2012; Wierzbicki, Kędzierski, 2020), zespołów amonitów (Szymakowska, 1981), kalpionelli (Nowak, 1980), radiolarii (Bąk M., 2000, 2004) oraz skamieniałości śladowych (Uchman, 1991; Uchman i in., 2013). W wielu strefach zaproponowano formalizację wydzieleń litostratygraficznych (Kotlarczyk, 1978, 1988; Birkenmajer, Oszczypko, 1989; Bąk i in., 2001; Oszczypko i in., 2005). Zaproponowano również schematy podziału litostratygraficznego dla całych Karpat zewnętrznych lub

Wstęp

ich znacznych części (Wójcik i in., 1996; Golonka, Waśkowska-Oliwa, 2007; Golonka i in., 2008, 2013).

Choć zagadnienia stratygrafii kredy pienińskiego pasa skałkowego – podobnie jak w przypadku Karpat zewnętrznych – były przedmiotem intensywnych badań i dyskusji do II wojny światowej, to duże znaczenie miały późniejsze badania Birkenmajera (1963, 1973 i literatura tam cytowana), który schemat stratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego opracował głównie na podstawie poziomów amonitowych uzupełnionych za pomocą zespołów aptychów według korelacji Gąsiorowskiego (1962). Schemat litostratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego został przedstawiony przez Birkenmajera (1977, 1986, 2017).

Stosunkowo mniejszym zainteresowaniem badaczy do II wojny światowej cieszyła się stratygrafia kredy Tatr (Lefeld, 1973). Późniejsze badania szczegółowe objęły zarówno sukcesję wierchową (np. Sokołowski, 1973; Lefeld, 1968; Pszczółkowski 1996, 2003a; Krajewski, 2003; Jach, Rehakova, 2019; Vašiček i in., 2020; Lodowski i in., 2022), jak i reglową (np. Lefeld, 1974; Sokołowski, 1978; Wieczorek, 1988) Tatr. Ważnym wydarzeniem w historii badań kredy tatrzańskiej było syntetyczne podsumowanie litostratygraficzne (Lefeld i in., 1985).

1 Polska pozakarpacka

1.1. BASEN NIŻU POLSKIEGO

1.1.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna

Krzysztof Leszczyński

Kredowy basen sedymentacyjny Niżu Polskiego miał charakter epikontynentalny i w podkenozoicznym planie strukturalnym stanowi wschodnią część epikontynentalnego systemu basenów środkowoeuropejskich. Rozwijał się on w wyniku procesów termalnej subsydencji, a jego założenie miało miejsce w późnym permie (Dadlez i in., 1994, 1995, 1998b; Stephenson i in., 2003). W Karpatach nastąpiły zjawiska kolizji kontynentalnych (Scheck-Wenderoth i in., 2008), a powstałe naprężenia kompresyjne były przenoszone na przedpole Karpat. Wskutek tego doszło do reaktywacji istniejących nieciągłości skorupowych oraz dawnych uskoków normalnych i inwersji wielu basenów i subbasenów mezozoicznych, w tym również bruzdy śródpolskiej. Osiowa strefa bruzdy uległa regionalnemu wypiętrzeniu, a starsze osady zostały usunięte wskutek erozji (Dadlez i in., 1997; Dadlez, 2001, 2003). Inwersja tektoniczna miała charakter pulsacyjny i w znacznej mierze była odpowiedzialna za wzmożoną aktywność soli cechsztyńskich. W koniaku–mastrychcie doszło do diapiryzacji wielu poduszek, słupów i wałów solnych (Marek, 1997b).

Istnieją również inne poglądy na ewolucję tektoniczną w kredzie. Kutek (1996, 2001) zaproponował przyjęcie ryftowej koncepcji rozwoju basenu zgodnie z modelem ścinania prostego. Należy w tym miejscu wspomnieć również o pracy Koziara (2007), który wyjaśnia inwersję bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie mechanizmem tensyjnym.

Kredowy basen sedymentacyjny Niżu Polskiego od północy ograniczała tarcza skandynawska, od wschodu antekliza białoruska i tarcza ukraińska, a od SW wyniesiony Masyw Czeski. W cenomanie–turonie interpretuje się istnienie lądów południowych: łużyckiego, wschodniosudeckiego, górnośląskiego i małopolskiego. Od SE istniało okresowe połączenie z obszarem Tetydy, obecnie ukryte pod nasunięciem karpackim. Basen Niżu Polskiego miał charakter poligenetyczny, a usytuowanie jego depocentrum, bruzdy śródpolskiej, związane było z głębokimi założeniami skorupowymi – granicą platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (Dadlez i in., 1995; Dadlez, 1998, 2006; Stephenson i in., 2003). W części SE osady tego basenu przedłużają się pod osadami neogeńskimi basenu przedkarpackiego.

Powszechny rozwój sedymentacji węglanowej w basenach epikontynentalnych późnej kredy był związany z globalnym ociepleniem klimatu. Pod koniec kredy klimat ulegał ochłodzeniu. Epizod chłodny, korelowany z eustatycznym wysokim poziomem morza, stwierdzono w najwcześniejszym mastrychcie na podstawie badań otwornic (Dubicka, Peryt, 2012a).

We wczesnej kredzie sedymentacja morska była ograniczona w zasadzie do obszaru bruzdy śródpolskiej. W basenie rozwijały się także wąskie synsedymentacyjne rowy tektoniczne ograniczone strefami uskokowymi. Strefy tych rowów uległy następnie, w późnej kredzie, inwersji razem z osiową strefą bruzdy śródpolskiej. We wczesnej kredzie dominowała terygeniczna sedymentacja silikoklastyczna (Marek, 1988), a w części SE częściowo także węglanowa i marglista (np. w hoterywie – fig. 1). Sumaryczna miąższość całej kredy dolnej w depocentrum basenu (strefa Kujaw) przekracza 600 m.

W późnej kredzie, od cenomanu (fig. 2–4), przeważała sedymentacja węglanowa (związana ze swobodną komunikacją z basenami Tetydy na południu – Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988) i węglanowo-krzemionkowa, a w niecce pomorskiej i syneklizie perybałtyckiej (szczególnie w jej zachodniej części) – silikoklastyczna i silikoklastyczno-węglanowa. Wypełnienie basenu było determinowane przez eustatyczne zmiany poziomu morza, tempo subsydencji tektonicznej, warunki klimatyczne oraz ilość i rodzaj materiału dostarczanego z otaczających lądów. Wyróżnia się etap nasilonej akumulacji osadów w starszej późnej kredzie (Dadlez i in., 1995). Okres największej ekspansji basenu przypadł na turon–kampan. Główne depocentrum znajdowało się w bruździe śródpolskiej, położonej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista i ogólnie na SW od niej, gdzie miąższość kredy górnej lokalnie – w strefach synklinalnych niecek mogileńskiej i uniejowskiej – przekraczała 2500 m (Leszczyński, 2012). Poza strefą bruzdy miąższość sukcesji uległa redukcji, w kredzie dolnej pojawiły się liczne powierzchnie nieciągłości i luki stratygraficzne, a także powierzchnie niezgodności związane z fazą tzw. tektoniki kimeryjskiej w beriasie.

Sedymentacja była okresowo zaburzana przez lokalny wzrost antyklin solnych i tworzenie się synsedymentacyjnych rowów tektonicznych. Etap rozwoju basenu ostatecznie zakończył się sedymentacją w szczątkowym zbiorniku danu (wczesny paleocen), który przetrwał jako poinwersyjny, reliktowy basen rozciągający się na NE od wału śródpolskiego wypiętrzonego w osi dawnej bruzdy śródpolskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988).

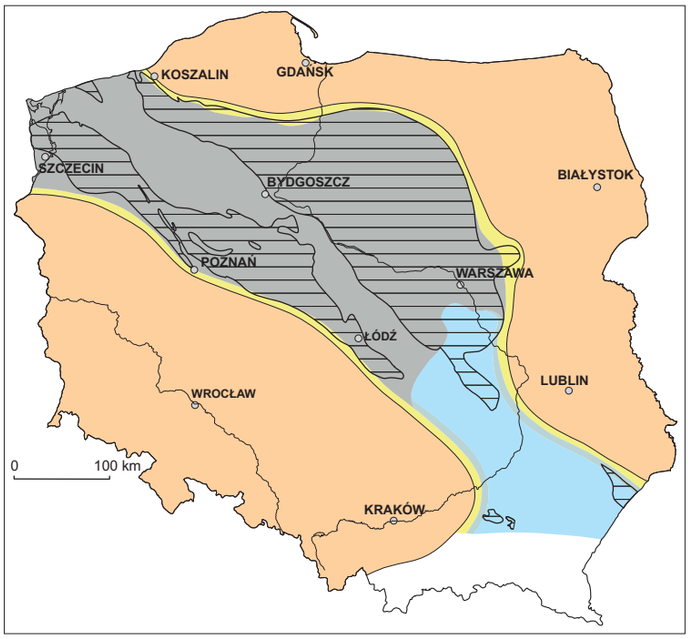
1.1.2. Litostratygrafia

Krzysztof Leszczyński

1.1.2.1. Kreda dolna

Sukcesja epikontynentalnej kredy dolnej basenu polskiego obejmuje utwory silikoklastyczne – piaskowce, mułowce, iłowce i heterolity. W południowej części niecki płockiej (warszawskiej) i dalej ku południowi coraz większe znaczenie mają utwory silikoklastyczno-węglanowe i węglanowe. Schemat litostratygraficzny kredy dolnej opracowany w otworach wiertniczych Niżu Polskiego (Raczyńska, 1979b; Marek, Raczyńska, 1979) został w późniejszych pracach nieznacznie zmodyfikowany i uaktualniony (Marek, 1997a; Dadlez i in., 1998a; Leszczyński, 2002a) (fig. 5). Schemat ten został skorelowany z sąsiednimi basenami (Raczyńska, 1979b; Marek, Raczyńska, 1979; Marek, Shulgina, 1996; Marek, 1997a). W celu korelacji osadów na obszarze Niżu Polskiego wydzielono formacje (od najstarszej: kcyńska, rogoźniańska, bodzanowska, włocławska i mogileńska) i ogniwa litostratygraficzne w obrębie większości z nich (fig. 5; tab. 1). Jednostki te, w centralnej części basenu, są z łatwością wyodrębniane na podstawie analizy pomiarów geofizyki wiertniczej i stanowią podstawę dla litostratygrafii kredy dolnej w otworach słabo rdzeniowanych lub nierdzeniowanych. Niejasna wiekowo jest nadal pozycja piaszczystych utworów formacji mogileńskiej. Są one w swej większej części pozbawione jakiejkolwiek dokumentacji biostratygraficznej. Występujące tu skamieniałości nie dają jednoznacznych rozstrzygnięć co do ich przynależności chronostratygraficznej. W obrębie formacji mogileńskiej Raczyńska (1979b) wyróżniła 3 ogniwa: pagórczańskie (piaszczyste), goplańskie (iłowcowo-mułowcowe) i kruszwickie (piaszczyste, lokalnie częściowo z mułowcami i iłowcami). Ogniwom tym – na podstawie badań faunistycznych, sporowych oraz korelacji regionalnych zjawisk sedymentacyjnych w całym basenie polskim i w epikontynentalnych basenach Europy – przypisano odpowiednio wiek barremski, apcki oraz wczesno- i środkowoalbski, chociaż ani barrem ani apt nie mają w Polsce odpowiedniej dokumentacji paleontologicznej. W walanżynie górnym i hoterywie, silikoklastycznej formacji włocławskiej z Polski centralnej i północno-zachodniej odpowiada silikoklastyczno-węglanowa formacja białobrzeska wyróżniona w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, natomiast na bloku Radomia i w rejonie Lubaczowa – bardziej węglanowa formacja cieszanowska.

Stosując metodę stratygrafii sekwencji dla wybranych otworów SE, centralnej i NW Polski, Dziadzio i in. (2004, 2021) przedstawili



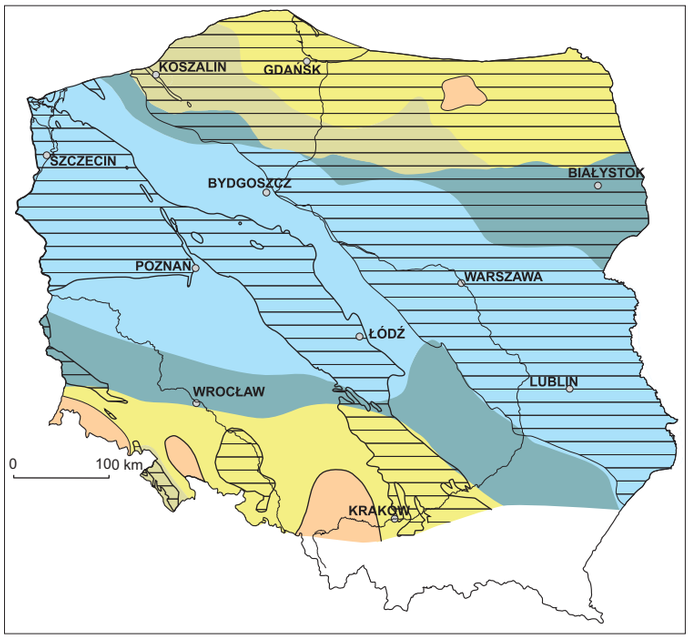
Litofacje szelfu silikoklastycznego:

- piaskowce i pyłowce
- mułowce i łupki ilaste
- obszary lądowe
- obecny zasięg osadów

Litofacje szelfu węglanowego i węglanowo-silikoklastycznego:

- utwory węglanowo-piaszczyste i margliste
- węglany i iłowce wapniste, podrzędnie margle

FIG. 1. Paleogeografia i główne litofacje hoterywu



Litofacje szelfu silikoklastycznego:

- piaskowce (podrzędnie piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste)
- mułowce (podrzędnie piaskowce i pyłowce)
- iłowce i mułowce margliste
- obszary lądowe i pozbawione depozycji
- obecny zasięg osadów

Litofacje węglanowe, margliste i węglanowo-krzemionkowe:

- kreda pisząca (podrzędnie wapienie)
- wapienie (podrzędnie margle i opoki)
- margle (podrzędnie wapienie i opoki)
- opoki (podrzędnie margle i wapienie)

FIG. 2. Paleogeografia i główne litofacje cenomanu

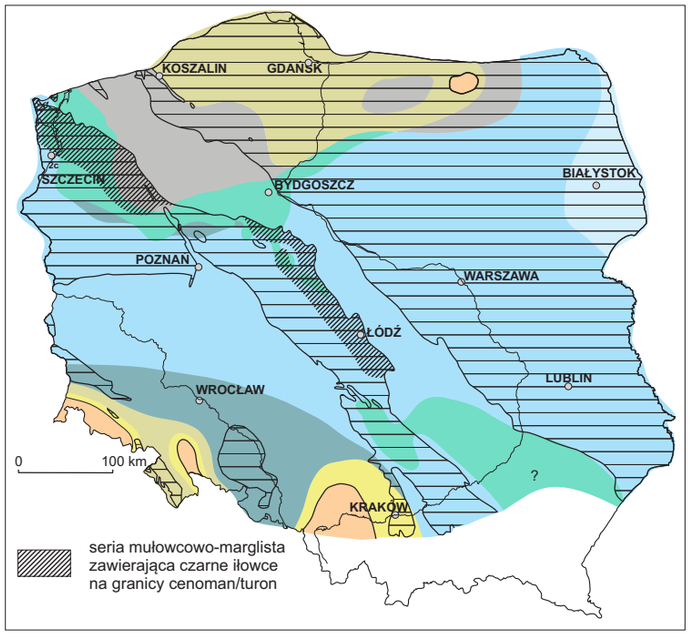


FIG. 3. Paleogeografia i główne litofacje turonu; pozostałe objaśnienia na figurze 2

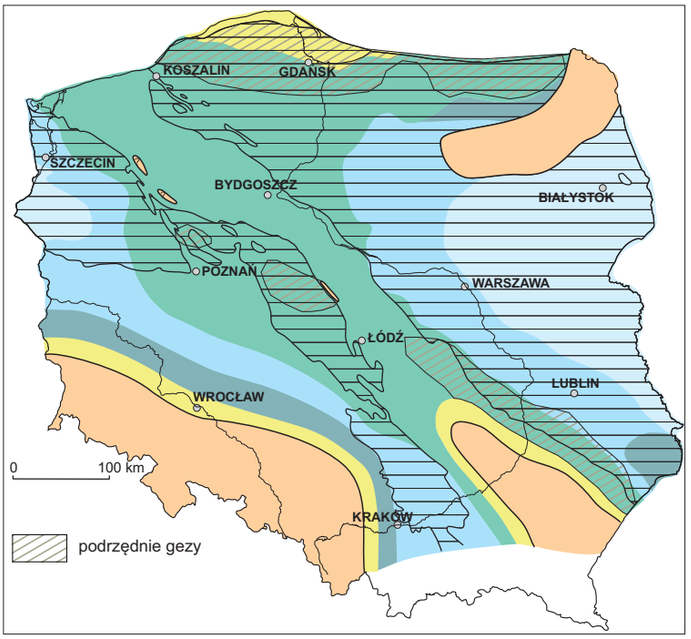


FIG. 4. Paleogeografia i główne litofacje kampanu; pozostałe objaśnienia na figurze 2

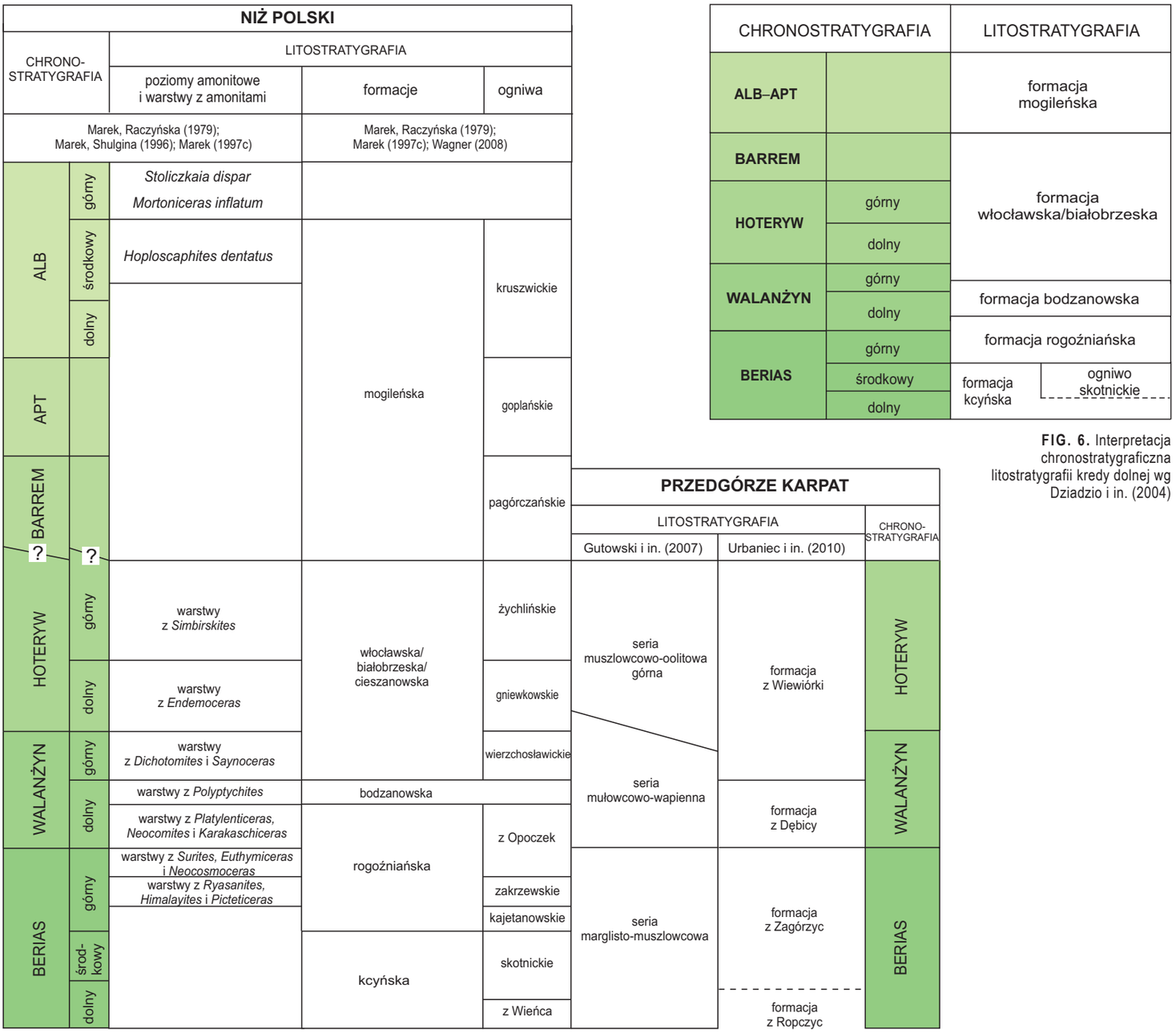


FIG. 6. Interpretacja chronostratygraficzna litostratygrafii kredy dolnej wg Dziadzio i in. (2004)

FIG. 5. Schematy litostratygraficzne i interpretacja chronostratygraficzna kredy dolnej Niżu Polskiego i przedgórza Karpat, na podstawie Marka, Raczyńskiej (1979); Marka, Shulginy (1996); Marka (1997c); Gutowskiego i in. (2007); Wagnera (2008); Urbańca i in. (2010)

nieco odmienną interpretację chronostratygraficzną jednostek litostratygraficznych, w której formacja mogileńska odpowiada wiekowo aptowi i albowi, natomiast górna część formacji włocławskiej jest wieku barremskiego (fig. 6).

Występowanie epikontynentalnej kredy dolnej stwierdzono wierceniami również w rejonie przedgórza Karpat, w okolicach Dębicy. Schematy litostratygraficzne dla tego rejonu zaproponowali Gutowski i in. (2007) oraz Urbaniec i in. (2010). Ponad formacją z Ropczyc, obejmującą najwyższą jurę i najniższy berias, występuje tu formacja z Zagórzyc (berias, utwory wapienno-margliste), wyżej formacja z Dębicy (walanżyn dolny, margle i wapienie organodetrytyczne, muszlowce), a profil kończy formacja z Wiewiórki (walanżyn górny–hoteryw, wapienie). Schematy te, wraz z interpretacją chronostratygraficzną, przedstawia figura 7, a charakterystykę wyróżnionych jednostek litostratygraficznych – tabela 1.

1.1.2.2. Kreda górna

W ujęciu historycznym, w Polsce pozakarpackiej wyróżniano liczne nieformalne jednostki litostratygraficzne w odniesieniu do wielu lokalnych odmian litofacjalnych (np. opoka kazimierska, iły idzikowskie, opoki urzędowskie, piaskowce janikowskie i wiele innych). Większość jednak z nazw tych jednostek było stosowanych lokalnie i obecnie nie mają one zasadniczego znaczenia dla rozpoznania regionalnego. Wyrwicka (1984) zaproponowała także jednostki litostratygraficzne (serie, kompleksy, subkompleksy) w kredzie górnej Lubelszczyzny z punktu widzenia badań surowców skalnych. Podejmowano też próby ustanowienia jednostek litostratygraficznych o znaczeniu regionalnym.

Na obszarze Niżu Polskiego trudność sprawiało ustanowienie, a także wyznaczenie granic i zasięgów jednostek korelowalnych na większych obszarach. Wynika to w dużej mierze z monotonii litologicznej w profilu pionowym i stopniowych przejść między poszczególnymi typami litologicznymi. W wyniku wieloletnich dyskusji Błaszkiewicz i Cieśliński (1979) zaproponowali wyróżnienie w kredzie górnej (poza Karpatami i Sudetami) czterech kompleksów litologicznych, zdefiniowanych przez dominującą litologię:

I – typ formacji piaszczystej z podrzędnymi węglanami, mułowcami i iłowcami;
II – typ formacji mułowcowo-ilastej;
III – typ formacji wapieni, margli, opok i gez;
IV – typ formacji kredy piszącej z podrzędnymi przewarstwieniami innych typów litofacjalnych.

Na tej podstawie Krassowska (1997) zaproponowała następnie uproszczony schemat i wyróżniła tylko 2 nieformalne formacje:

I – formację węglanową, obejmującą wszystkie skały węglanowe i węglanowo-krzemionkowe,

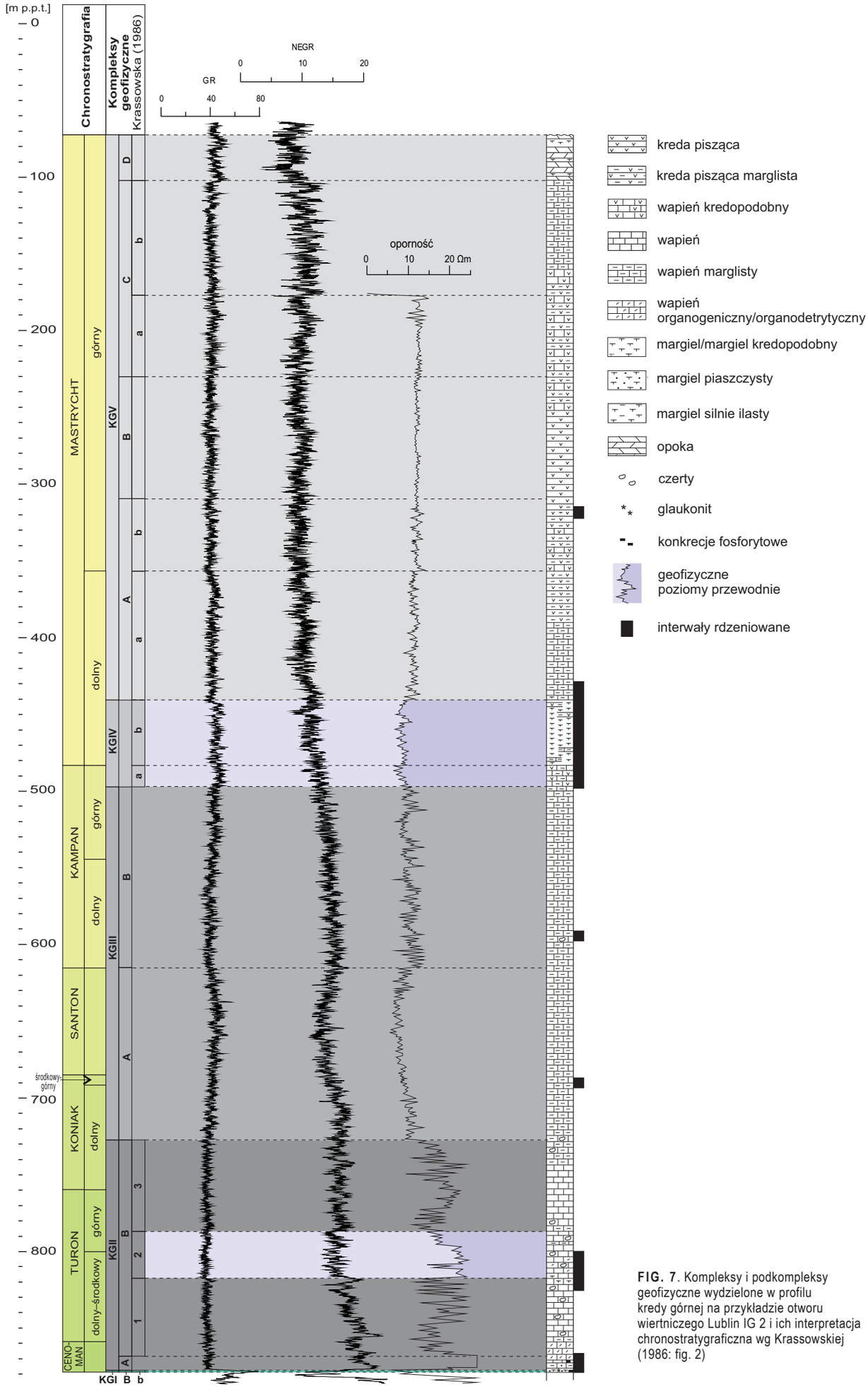


FIG. 7. Kompleksy i podkompleksy geofizyczne wydzielone w profilu kredy górnej na przykładzie otworu wiertniczego Lublin IG 2 i ich interpretacja chronostratygraficzna wg Krassowskiej (1986: fig. 2)

TAB. 1. Tabela jednostek litostratygraficznych kredy – Polska pozakarpacka

Lp.	Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chrono-stratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
KREDA GÓRNA										
1	formacja z Czernej	do ok. 500	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2010, 2018)	profil w dawnej kopalni Maria III koło Lwówka Śl.	piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami iłów i węgli. Piaskowce są drobno- i średnioziarniste, o spoiwie ilastym, cienko- i średnioławicowe; iły, szare lub brązowe, występują w formie dużych soczewek, stanowią 10–50% składu formacji; w skład iłów wchodzi kwarc, muskowit, kaolinit i dickit. Podrzędnie występują cienkie, zwykle kilkucentymetrowe przewarstwienia węgla. Granica dolna formacji to przejście do utworów piaskowcowo-marglistych formacji z Rakowic Wielkich; granica górna to spąg serii mułowcowej formacji z Węglińca. W obrębie formacji z Czernej wydzielono gniwo z Nowogrodźca	małże (*Inoceramus*), otwornice	santon	–	–
2	formacja z Węglińca	ok. 250	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2010)	otwór wiertniczy Węgliniec IG 1	mułowce kwarcowe, margliste. Granica dolna formacji to strop utworów piaszczysto-ilastych formacji z Czernej; granica górna – spąg oligoceńskich utworów piaszczysto-ilastych	małże (*Inoceramus*), otwornice	santon	–	–
3	formacja z Rakowic Wielkich	500–850	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2010, 2018)	obszar stratotypowy: okolice Rakowic Wielkich	skały węglanowe z kilkoma miąższymi pakietami piaskowców (ogniwo z Wilkowa, ogniwo z Chmielna, ogniwo z Dobrej, ogniwo z Żerkowic). W skład serii węglanowej wchodzą ciemnoszare, cienkoławicowe margle ilaste i piaszczyste, iłowce margliste, piaskowce margliste oraz wapienie; stosunek węglanu wapnia do substancji ilastej w marglach jest zmienny; częste są ziarna kwarcu, glaukonitu oraz pirytu. Wapienie występujące w niższej części profilu są mikrytowe, szare, cienkoławicowe. Dość liczna jest fauna małżów i amonitów. Granicę dolną formacji wyznacza spąg warstwy zlepieńca podstawowego (ogniwo z Wilkowa). Granica górna to przejście do utworów piaskowcowo-ilastych formacji z Czernej. W obrębie formacji z Rakowic Wielkich wydzielono piaszczyste ogniwa z Wilkowa, z Chmielna, z Dobrej i z Żerkowic, oraz wapienne ogniwo z Przewozu	małże (*Inoceramus*, *Ostrea*), ślimaki, amonity (*Acanthoceras*), szkarłupnie, otwornice	cenoman–koniak	–	–
4	formacja z Krzeszowa	do 350	brachysynklina Krzeszowa	Kowalski (2021)	obszar stratotypowy: okolice Krzeszowa	w spągu zlepieńce transgresywne przechodzące ku górze w piaskowce kwarcowo-glaukonitowe (ogniwo z Zaworów, do 10 m miąższości), piaskowce wapniste oraz mułowce, które w niższej części zawierają gezy i spongiolity. Seria mułowców jest przedzielona utworami piaskowcowymi (ogniwo z Gorzeszowa, do 80 m miąższości). W stropie formacji występują bezwapniste piaskowce (ogniwo z Krzeszówka). Dolną granicę formacji stanowi regionalna niezgodność, powyżej której występuje transgresywny zlepieniec podstawowy cenomanu. Górna granica formacji jest powierzchnią erozyjną, a powyżej występują utwory kenozoiku. W obrębie formacji wydzielono zlepieńcowe ogniwo z Zaworów oraz piaszczyste ogniwa z Gorzeszowa i z Krzeszówka.	skamieniałości śladowe (*Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp.), małże (*Inoceramus pictus Sowerby* i inne rodzaje)	cenoman–koniak	–	–
KREDA DOLNA										
1	formacja mogileńska	do ok. 200	synklinorium kościerzyńsko-puławskie (segmenty kościerzyński i warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogileńsko-łódzki)	Raczyńska (1979)	otwory wiertnicze Pagórki IG 1 i Strzelno IG 1	osady piaskowcowe drobno- lub różnoziarniste (nierzadko z domieszką gruboziarnistych i żwiru), z przewarstwieniami ciemnoszarych iłowców, mułowców oraz mułowców piaszczystych. Przewarstwienia ilasto-mułowcowe zawierają niekiedy pojedyncze otwornice zlepieńcowate. W niecce warszawskiej w osadach formacji znaleziono nieoznaczalne szczątki amonitów. W górnej części formacji (ogniwo kruszwickie) pojawia się dość obficie glaukonit. Granica dolna przebiega w stropie ciemnoszarych, prawie czarnych iłowców formacji włocławskiej (ogniwa żychlińskiego); granicę górną wyznacza spąg osadów marglistych lub piaszczysto-marglistych z konkrecjami fosforytów oraz z liczną fauną małżów i belemnitów górnoalbskich. W obrębie formacji mogileńskiej wydzielono ogniwo kruszwickie, ogniwo goplańskie i ogniwo pagórczańskie	mikrospory, otwornice	(?hoteryw górny) barrem–alb środkowy	poziomy *Stoliczkaia dispar*, *Mortoniceras inflatum*, *Hoplites dentatus*	–
2	formacja włocławska	20–153	synklinorium kościerzyńsko-puławskie (segment warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmentmogileńsko-łódzki), antyklinorium śródpolskie (segment kujawski)	Raczyńska (1979)	otwory wiertnicze Dąbrówka TK6, Żychlin IG 1 oraz Pagórki IG 1	kompleks osadów iłowcowo-mułowcowych, typowo morskich, o barwach ciemnoszarych, z przewarstwieniami piaskowców i mułowców piaszczystych. Formacja jest dwudzielna: jej część dolną stanowią osady iłowcowo-mułowcowe, miejscami słabo margliste, ciemnoszare, z przewarstwieniami popielatych iłowców, laminami jasnoszarych piaskowców i przemazami mulasto-piaszczystymi; w skład górnej części formacji wchodzą osady ilaste, ilasto-margliste, popielate lub czarne, a także mułowce piaszczyste, niekiedy lekko margliste lub dolomityczne; w iłowcach spotyka się nagromadzenia ooidów żelazistych: getytowych i szamozytowych, rzadziej hematytowych. W najwyższej części formacji występuje zespół piaskowców drobno- i średnioziarnistych szarych i jasnoszarych oraz iłowców mulastych i mułowców; w iłowcach obecne są przewarstwienia syderytu oraz konkrecje pirytu. W formacji występują liczne otwornice, małże oraz ślimaki i ramienionogi. Dolną granicę formacji wyznacza spąg pierwszych warstw ilastych lub mułowcowych (w centralnej części basenu – marglistych) leżących w ciągłości sedymentacyjnej na kompleksie piaskowcowym walanżynu dolnego (formacja bodzanowska); granica górna – z formacją mogileńską – przebiega w stropie ciemnoszarych, prawie czarnych iłowców. W obrębie formacji włocławskiej wydzielono ogniwo żychlińskie, ogniwo gniewkowskie i ogniwo wierzchosławickie	amonity, małże (*Astarte*, *Corbula*, *Leda*), ślimaki (*Natica*), ramienionogi (*Rhynchonella*), otwornice (*Ammobaculites*, *Glomospira*, *Lenticulina*)	walanżyn górny –hoteryw	warstwy z *Simbirskites*, warstwy z *Endemoceras*, warstwy z *Dichotomites* i *Saynoceras*	–
3	formacja białobrzeska	do ok. 100	synklinorium kościerzyńsko-puławskie (segmenty warszawski, część SE, i puławski, część NW)	Marek, Raczyńska (1979)	obszar stratotypowy: rejon Białobrzegów nad Pilicą i Magnuszewa	utwory ilasto-mułowcowo-margliste: margle, wapienie margliste i organodetrytyczne, margle i wapienie oolitowe, margle i wapienie piaszczyste, iłowce i mułowce na ogół margliste, zawierające sferosyderyty; w skałach występują przewarstwienia z oolitami szamozytowo-getytowymi. Osady formacji leżą na różnych utworach jury górnej lub najniższej kredy dolnej, a przykryte są przez utwory piaszczyste formacji mogileńskiej.	małże, amonity, ramienionogi, otwornice	walanżyn górny –hoteryw	warstwy z *Endemoceras*, warstwy z *Dichotomites* i *Saynoceras*	–
4	formacja cieszanowska	kilka–kilkadziesiąt	synklinorium kościerzyńsko-puławskie (segment puławski)	Marek, Raczyńska (1979)	obszar stratotypowy: rejon Lubaczowa	utwory wapienno-margliste: wapienie margliste, margle piaszczyste, wapienie mułowcowe, wapienie oolitowe i przewarstwienia organodetrytyczne, a także iłowce margliste ze skupieniami oolitów szamozytowo-getytowych i glaukonitu, z przewarstwieniami syderytu i konkrecjami syderytowo-ilastymi, oraz piaskowce. Bogata fauna reprezentowana jest przez mszywioły, ramienionogi, małże, ślimaki, amonity i szkarłupnie. Osady „formacji" leżą na różnych osadach jury górnej lub najniższej kredy dolnej, a przykryte są przez utwory piaszczyste formacji mogileńskiej.	mszywioły, ramienionogi, małże, ślimaki, amonity, szkarłupnie, amonity, otwornice	walanżyn górny –hoteryw	warstwy z *Endemoceras*, warstwy z *Dichotomites* i *Saynoceras*	–

TAB. 1. cd.

Lp.	Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chrono-stratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
KREDA DOLNA										
5	formacja wapieni z Wiewiórki	do ok. 30	zapadlisko przedkarpackie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Wiewiórka 4	masywne wapienie ooidowe i onkoidowe, które w partii stropowej wykazują wyraźne ślady wietrzenia i skrasowienia, lokalnie przewarstwienia muszlowców, przede wszystkim ostrygowych, a znacznie rzadziej ślimakowych, w rejonie Zagórzyc dominują masywne wapienie organodetrytyczne, w niektórych strefach zdolomityzowane i zrekrystalizowane, w wapieniach brak przewarstwień marglistych. Dolną granicę formacji stanowi przejście do marglisto-piaszczystych utworów formacji z Dębicy. Górną granicę stanowi regionalna powierzchnia erozyjna, która wyznacza strop utworów kredy dolnej; synonimy: formacja z Wiewiórki, kompleks III, seria muszlowcowo-oolitowa górna	ślimaki, gąbki, mszywioły, koralowce, liliowce, ramienionogi, otwornice	walanżyn górny–hoteryw	–	–
6	formacja margli i wapieni organodetry-tycznych z Dębicy	do ok. 50	zapadlisko przedkar-packie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Wiewiórka 4	muszlowce ramienionogowe i ostrygowe, ciemnoszare margle, mułowce wapniste, iłowce oraz zapiaszczone margle i wapienie, wapienie ziarniste z liczną fauną. Dolna granica formacji ma charakter regionalnej powierzchni erozyjnej, poniżej której występują margle należące do formacji z Zagórzyc. Górną granicą jest dolna granica formacji wapieni z Wiewiórki; synonimy: formacja z Dębicy, seria glonowa górna, seria z Dębicy, seria mułowcowo-wapienna	liliowce, ramienionogi, małże, mszywioły, ślimaki, wieloszczety, gąbki, otwornice, małżoraczki	walanżyn	–	–
7	formacja bodzanow-ska	30–470	synklinorium koście-rzyńsko-puławskie (segmenty kościerzyński i warszawski), synkli-norium szczecińsko--miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogileńsko-łódzki), antyklinorium śródpolskie (segment kujawski)	Marek, Raczyńska (1979); uzupełnienia: Marek (1997)	obszar stratoty-powy — centralny obszar basenu dolnokredowego na Niżu Polskim, segment kujawski	piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste oraz łupki ilasto-piaszczyste i mułowcowe. W piaskowcach występują liczne laminy, smugi i klasty ilaste oraz warstewki ze szczątkami zwęglonych roślin i pirytem. Dobrze czytelne warstwowania równoległe i skośne. W partiach ilasto-mułowcowych lokalnie występują sferosyderyty, oolity szamozytowe i getytowe, warstewki pirytu oraz struktury bioturbacyjne. Granica dolna formacji przebiega w stropie niżej leżących iłowców formacji rogoźniańskiej; granica górna poprowadzona jest na kontakcie z iłowcami i mułowcami formacji włocławskiej	nieliczne: małże, amonity, otwornice	walanżyn dolny	Warstwy z *Polyptychites*	nazwa formacji pochodzi od miejscowości Bodzanowo, powiat radziejowski (nie od miasta Bodzanów)
8	formacja rogoźniańska	45–135	synklinorium koście-rzyńsko-puławskie (segmenty kościerzyński i warszawski), synkli-norium szczecińsko--miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogileńsko-łódzki), antyklinorium śródpolskie (segment kujawski)	Marek, Ra-czyńska 1979; uzupełnienia: Marek 1997	obszar stratoty-powy — centralny obszar basenu dolnokredowego na Niżu Polskim, segment kujawski	trójdzielna litologicznie seria złożona z utworów węglanowo-piaszczystych (ogniwo kajetanowskie), piaszczysto-węglano-wych (ogniwo zakrzewskie) oraz ilasto-mułowcowo-piaszczystych z charakterystycznymi prawie czarnymi iłowcami w wyższej części (ogniwo z Opoczek). Liczna fauna małżów i amonitów. Lokalnie występują spirytyzowane szczątki roślin, przewarstwienia sferosyderytów, skupienia oolitów szamozytowo-getytowych, ławice muszlowców cyrenowych oraz struk-tury bioturbacyjne. Granicę dolną formacji stanowi strop iłowców marglistych formacji kcyńskiej, górną natomiast – spąg piaskowców formacji bodzanowskiej. W obrębie formacji rogoźniańskiej wydzielono ogniwo z Opoczek, ogniwo zakrzewskie i ogniwo kajetanowskie	małże, amonity, ślimaki, otwornice, małżoraczki	berias górny–walanżyn dolny	warstwy z *Platylen-ticeras*, *Neocomites* i *Karakaschiceras*; warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras*; warstwy z *Ryasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras*	nazwa formacji pochodzi od miej-scowości Rogóźno, powiat zgierski (nie od miasta Rogoźno)
9	formacja wapienno--marglista z Zagórzyc	kilkadzie-siąt	zapadlisko przedkarpackie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Zagórzyce 7	naprzemianległe utwory wapienne i marglisto-ilaste, przewarstwienia brekcji wapiennych, wapienie ziarniste z makroonko-idami, strukturami glonowymi oraz bogatą fauną ślimaków i ostrygowatych, wapienie onkoidowe, wapienie intraklastyczno--bioklastyczne. Dolna granica formacji ma charakter powierzchni erozyjnej, stanowiącej przejście pomiędzy wapieniami i dolomitami niżej leżącej formacji z Ropczyc a serią marglisto-wapienną. Granica górna jest jednocześnie dolną granicą formacji z Dębicy. Synonimy: formacja z Zagórzyc, ogniwo wapienno-margliste serii z Ropczyc, seria marglisto-mułowcowa	ślimaki, ostrygowate, małżoraczki, ramieni-ce, otwornice	berias	–	–
10	formacja kcyńska	do ok. 100 (w inter-wale kredy dolnej)	synklinorium koście-rzyńsko-puławskie (segmenty kościerzyński i warszawski), synkli-norium szczecińsko--miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogileńsko-łódzki), antyklinorium śródpolskie (segment kujawski)	Dembowska (1979); Marek, Raczyńska (1979)	obszar stratotypo-wy – od Kcyni po Rogóźno (Marek, Raczyńska 1979)	zespół wapieni marglistych, wapieni mułowcowych, wapieni z onkolitami, wapieni organodetrytycznych i mułowców; w dolnej części formacji spotkać można liczną faunę morską (amonity, małże, gąbki i otwornice), a wyżej – małżoraczki o niepełnomorskim charakterze. W centralnej części basenu – w wyższej części formacji – wśród wapieni występują gipsy i anhydryty; ku peryferiom, gdzie brak utworów siarczanowych, w wapieniach znajdują się domieszki oolitowe i piaszczyste. W dolnej, morskiej części formacji występuje charakterystyczna „warstwa" ramienionogowa. przepełniona ramienionogami, małżami i serpulami (*Terebratula* sp., *Entolium* sp., *Pinna* sp., *Astarte* sp., *Gervilleia* sp., *Septaliphoria* sp.). W NW Polsce w spągowej części formacji pojawiają się wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste z glaukonitem i oolitami. W rejonie mogileńsko-łódzkim występują brekcje spływowe (Niemczycka, 1997). Granica dolna formacji przebiega w stropie utworów ilasto-marglisto-mułowcowych „formacji" pałuckiej; granicę górną stanowi spąg formacji rogoźniańskiej. Ogniwo skotnickie, ogniwo z Wieńca. Określana też była jako„warstwa" ramienionogowa (Dembowska 1973) i „formacja" wapienno-ewaporato-wa (Dembowska, 1979)	małżoraczki	jura górna–berias środkowy–dolny	poziomy małżoraczkowe A-E	autor: Dembowska (1979); pochodzenie nazwy: od miej-scowości Kcynia (Wielkopolska)
11	formacja dolomitycz-no-wapienna z Ropczyc	kilka–kilkanaście (w inter-wale kredy dolnej)	zapadlisko przedkarpackie	Matyja, Barski (2007); Gutowski i in. (2007); Urbaniec i in. (2020)	obszar stratotypowy: zapadlisko przedkarpackie	wapienie i dolomity	otwornice	jura górna – najniższy berias	–	–



FIG. 8. Rdzenie wiertnicze fragmentu profilu kompleksu geofizycznego IVa (najwyższy kampan górny) – wapienie kredopodobne margliste z głęb. 489,9–497,0 m. Fot. z zasobów CAG

II – formację klastyczną, obejmującą skały silikoklastyczne (piaskowce, mułowce, iłowce).

W obrębie formacji węglanowej Krassowska (1997) zdefiniowała 2 regiony o odmiennym wykształceniu utworów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych kredy górnej Niżu Polskiego:
1. region opok oraz opok i wapieni obejmujący nieckę szczecińską, mogileńsko-łódzką, miechowską, brzeżną i obniżenie nadbałtyckie;
2. region kredy piszącej, obejmujący wyniesienie mazursko-suwalskie, obniżenie podlaskie i wyniesienie podlasko-lubelskie.

Poszczególne litofacjalne odmiany mieszane i przejściowe miałyby być wydzielane jako ogniwa. Schemat ten nie znalazł jednak powszechnego zastosowania.

W otworach wiertniczych metodą powszechnie stosowaną jest korelacja litostratygraficzna na podstawie analizy pomiarów geofizyki wiertniczej. W ten sposób udało się wyróżnić wiele kompleksów i podkompleksów geofizycznych, które próbuje się powiązać ze schematami biostratygraficznymi i chronostratygraficznymi. W kredzie górnej niecki szczecińskiej Jaskowiak-Schoeneichowa (1977b, 1981) wyróżniła 7 kompleksów geofizycznych, a wśród nich podrzędne jednostki geofizyczne. W SE Polsce Krassowska (1981a, 1986) zaproponowała 5 kompleksów geofizycznych z podziałem na podkompleksy. Ich granice nie pokrywają się całkowicie z granicami jednostek chronostratygraficznych. Figura 7 przedstawia wyróżnione kompleksy geofizyczne na przykładzie otworu wiertniczego Lublin IG 2, a figura 8 – wapień kredopodobny, często spotykaną skałę z kredy górnej na obszarze lubelskim.

1.1.3. Stratygrafia sekwencji

Krzysztof Leszczyński

Metodyka stratygrafii sekwencji została zastosowana w szerszym zakresie dla profili kredy dolnej wybranych otworów wiertniczych w centralnej i SE Polsce (Dziadzio i in., 2004, 2021). Podjęto próbę opracowania stratygrafii sekwencji w nawiązaniu do wydzieleń biostratygraficznych. Wyróżniono cykle transgresywno-regresywne spowodowane względnymi zmianami poziomu morza. Zdefiniowano środowiska depozycyjne, powierzchnie transgresji oraz maksimum zalewu, jak również granice poszczególnych sekwencji. Umożliwiło to wyznaczenie traktów depozycyjnych, a w następstwie zdefiniowanie parasekwencji i trzech sekwencji drugiego rzędu, interpretowane chronostratygraficznie jako obejmujące berias–niższy górny walanżyn, wyższy górny walanżyn–barrem (najniższy apt?) oraz apt–alb/najniższy cenoman (Dziadzio i in., 2004: fig. 47). Stosując analogiczną metodykę Dziadzio i in. (2021) przeprowadzili analizę cykliczności sedymentacji w centralnej i NW Polsce, wyróżniając sekwencje drugiego i trzeciego rzędu i korelując zinterpretowane zdarzenia w basenie z globalnymi zmianami poziomu morza.

Cyklicznością sedymentacji w górnej kredzie niecki miechowskiej zajmował się Rutkowski (1965). W santonie–mastrychcie wyróżnił on 3 cykle depozycyjne rozdzielone przerwami sedymentacyjnymi związanymi z procesami erozyjnymi: pierwszy obejmujący santon–dolny kampan, drugi reprezentowany przez utwory górnego kampanu–najniższego mastrychtu, i trzeci obejmujący dolny mastrycht.

Elementy metodyki stratygrafii sekwencji stosowano jedynie dla fragmentów profili górnokredowych (Jurkowska, 2016; Machalski i in., 2022). W kampanie i mastrychcie niecki miechowskiej Jurkowska (2016) wydzieliła sześć alloformacji na podstawie zaobserwowanych charakterystycznych nieciągłości w profilu, korelowanych z eustatycznymi wahaniami poziomu morza trzeciego rzędu. Alloformacje te zostały dowiązane do poziomów inoceramowych: Machalski i in. (2022) natomiast wykorzystali metodę stratygrafii sekwencyjnej w profilu albu i cenomanu Annopola i zidentyfikowali powierzchnie transgresji, regresji i maksymalnego zalewu oraz sekwencje depozycyjne trzeciego rzędu, wyróżniając ciągi LST, TST i HST.

Bazując na analizie wielu profili otworów wiertniczych zarówno dolnokredowych (berias górny–alb), jak i górnokredowych, Leszczyński (1997a, b, 2012, 2017a) wydzielił na Niżu Polskim cykle depozycyjne na podstawie tektonodepozycyjnego rozwoju basenu kredowego (z uwzględnieniem przerw erozyjnych i luk depozycyjnych, a w kredzie górnej również występowania twardych den i powierzchni omisyjnych), w nawiązaniu do względnych zmian poziomu oceanu światowego. Zaproponował on wyróżnienie czterech głównych cykli w podziale na podcykle niższego rzędu (fig. 9).

1.1.4. Biostratygrafia

1.1.4.1. Kreda dolna

Izabela Ploch

Formalne poziomy biostratygraficzne kredy dolnej oparte na amonitach, nawiązujące do schematów stratygraficznych stosowanych w Europie (fig. 10), wyróżniono jedynie dla walanżynu niecki tomaszowskiej (Kutek i in., 1989) oraz środkowego i górnego albu z rejonu Annopola (Kutek, Marcinowski, 1996). Nieformalne jednostki stratygraficzne – „warstwy" – zostały wyróżnione dla najwyższego środkowego i górnego beriasu (riazań), walanżynu i hoterywu (Marek, 1964, 1968, 1969, 1977, 1984, 1997c; Marek, Raczyńska, 1973, 1979; Raczyńska, 1979b; Marek, Shulgina, 1996; Marek, Rajska, 1997). Pozycja stratygraficzna poszczególnych serii osadowych kredy dolnej została dokładnie określona i skorelowana na obszarze Niżu Polskiego (m.in. Dziadzio i in., 2004, 2021; Gaździcka i in., 2006).

Paleogeograficzne położenie basenu polskiego, pomiędzy Tetydą a morzami borealnymi, powodowało ścieranie się w nim wpływów tych dwóch prowincji, co znajdowało swoje odzwierciedlenie w występujących tam zespołach faunistycznych. Ze względu na ich mieszany, tetydzko-borealny charakter mają one istotne znaczenie w korelacji schematów stratygraficznych tych dwóch prowincji paleogeograficznych.

Na Niżu Polskim granica jura/kreda była tradycyjnie stawiana między piętrem wołżańskim, wykształconym w facji purbeckiej, a morskimi seriami osadowymi riazania (m.in. Marek, Raczyńska, 1973; Dembowska, Marek, 1976; Marek i in., 1989; Grabowski i in., 2021). W ten sposób była ona określana także w całej prowincji borealnej. W prowincji Tetydy stawiano ją między tytonem a beriasem. Dolna granica beriasu jest umieszczona w górnym wołgu (Grabowski i in., 2021 i literatura tam cytowana). Charakter facjalny osadów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim, wykształconych jako płytkowodne utwory klastyczne i ewaporatowe, powoduje, że znaczenie dla biostratygrafii mają tylko metody mikropaleontologiczne. Starszy berias, wykształcony w facji purbeckiej i nie zawierający amonitów, został podzielony na poziomy małżoraczkowe (Bielecka, Sztejn, 1966; Marek i in., 1989; Dziadzio i in., 2004). W beriasie górnym, walanżynie, hoterywie i albie podstawę wydzieleń stratygraficznych stanowiły amonity (fig. 11) (m.in. Marcinowski, Wiedmann, 1985; Kutek i in., 1989; Marek i in., 1989; Marek, Rajska, 1997; Dziadzio i in., 2004, 2021); równolegle są stosowane poziomy i zespoły wydzielone na podstawie mikroskamieniałości (m.in. Dembowska, 1973a; Bielecka, Styk, 1973; Sztejn, 1984; Raczyńska, 1987; Marek, Rajska, 1997; Dziadzio i in., 2004, 2021; fig. 12).

W utworach z pogranicza jury i kredy wyróżniono sześć lokalnych poziomów małżoraczkowych: F, E, D, C, B i A (Bielecka, Sztejn, 1966). Granicę między systemami jurajskim i kredowym przyjmowano dotychczas w obrębie wydzielanych poziomów małżoraczkowych, między poziomami B i A, natomiast serie osadowe, zawierające zespoły poziomów od F do B, były dotychczas zaliczane do jury górnej – najwyższego tytonu środkowego i górnego (Marek i in., 1989; Marek, 1997c) lub do górnego wołgu (Sztejn, 1991). Zgodnie jednak z najnowszą klasyfikacją biostratygraficzną stanowią one w znacznym stopniu utwory kredy dolnej, a granica między systemami jurajskim i kredowym jest przyjmowana między poziomami

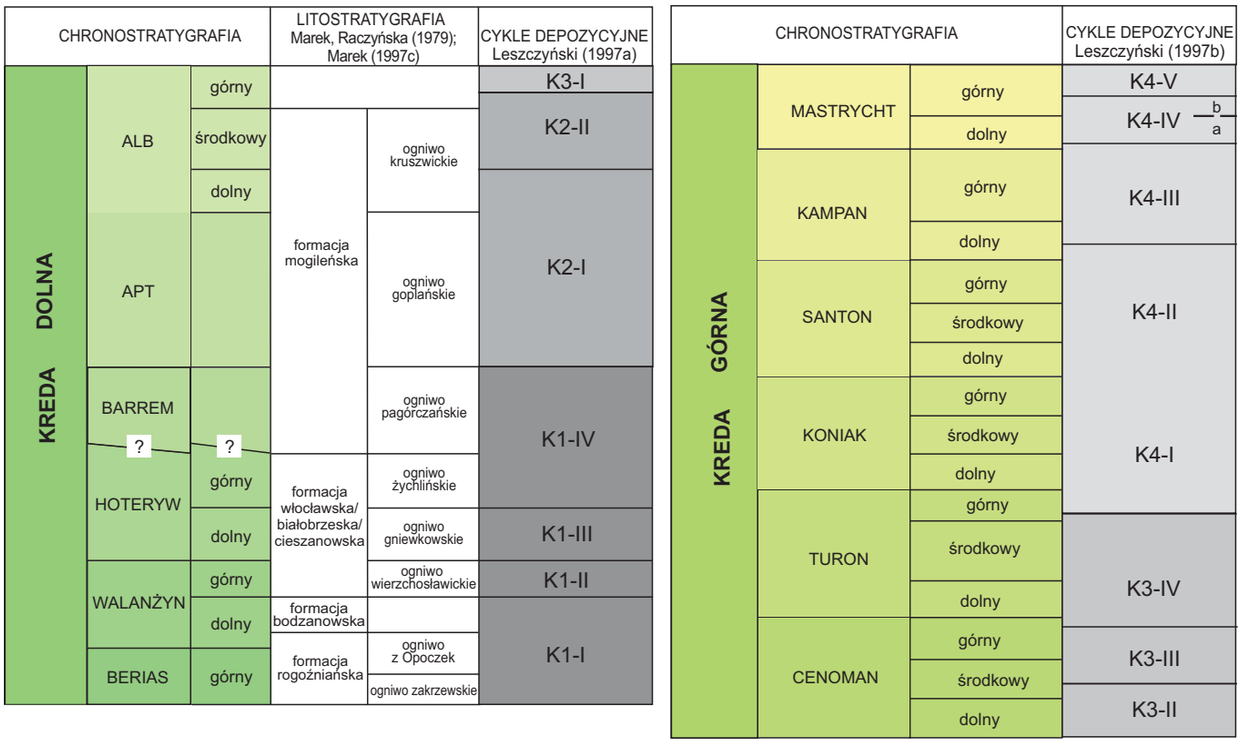


FIG. 9. Cykle depozycyjne w kredzie Niżu Polskiego (wg Leszczyńskiego, 1997a, b, 2012, 2017b)

F i E. Sekwencje zawierające zespoły małżoraczkowe E-C to osady beriasu dolnego, natomiast zawierające zespoły małżoraczkowe B i A to osady beriasu środkowego i niższej części beriasu górnego (Dziadzio i in., 2004).

W górnym beriasie, w części centralnej basenu polskiego, na podstawie fauny amonitowej wyróżniono dwie nieformalne jednostki stratygraficzne. Niższy poziom – warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* – ma odpowiadać tetydzkim poziomom *occitanica* i dolnej części *boissieri*, angielskiemu poziomowi *kochi* i *icenii* oraz *rjasanensis* z centralnej Rosji. Występowanie gatunków *Riasanites stowianus* i *R. rjasanensis* w basenie polskim może wskazywać, że odpowiadają one podpoziomowi *Riasanites swistowianus* i *Riasanites rjasanensis* z centralnej Rosji (Mitta, Ploch 2009, 2012). Wyższy poziom – warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras* – odpowiada górnej części poziomu *boissieri* i angielskim poziomom *stenomphalus* i *albidum* (Dziadzio i in., 2004). Występujące licznie w tych osadach otwornice zlepieńcowate należą do gatunków długowiecznych i mają mniejsze znaczenia stratygraficzne (Sztejn, 1969, 1990), dlatego wyróżniono jedynie zespół z *Verneuilinoides faraonica*, *Verneuilina subminuta* i *Verneuilinoides angularis* oraz – dla górnego beriasu i najniższego walażynu – zespół z *Trochammina inflata*, *Haplophragmoides concavus* i *Ammobaculites agglutinans* (Dziadzio i in., 2004). W górnym beriasie wyróżniono zespół małżoraczkowy z *Protocythere propria emslandensis* (Kubiatowicz, 1983). Stwierdzono poziomy nanoplanktonowe PN 1 *Retacapsa angustiforata* i CC 2 *Stradneria crenulata* dla środkowego beriasu (najwyższa część) do najniższego walanżynu (Dziadzio i in., 2004), a w NW części basenu – dla najwyższej części górnego beriasu również poziom BC 2 *Sollasites arcuatus* (Dziadzio i in., 2021).

Dla walanżynu na podstawie amonitów wyróżniono nieformalne jednostki: „warstwy" z *Platylenticeras*, *Neocomites* i *Karakaschiceras* i „warstwy" z *Polyptychites* dla dolnego walanżynu oraz „warstwy" z *Dichotomites* i *Saynoceras* dla górnego walanżynu (Marek, Rajska, 1997). Jedynie w odsłonięciu w Wąwale (niecka tomaszowska) wyróżniono poziomy amonitowe. Najstarszym poziomem amonitowym walanżynu jest poziom *petransiens* (Kutek i in., 1989). Korelowany z nim jest borealny poziom *robustum*, w schemacie stratygraficznym opracowanym dla basenu polskiego umieszczony powyżej dolnej granicy poziomu *petransiens*, oraz borealny poziom *heteropleurum* (Dziadzio i in., 2004). Dla górnego walanżynu wyróżniono medyterański poziom *verrucosum* (Kutek i in., 1989) oraz borealne poziomy *polytomus-crassus* i *triptychoides* (Dziadzio i in., 2004). Dla niższej części walanżynu jest charakterystyczny małżoraczkowy poziom *Pseudoprotocythere aubersonensis*, natomiast dla wyższej – poziom *Mandocythere franki* (Kubiatowicz, 1983).

W obrębie walanżynu w centralnej części basenu polskiego wyróżniono biostratygraficzne poziomy nanoplanktonowe: PN2 *Zeugrhabdotus diplogrammus*, PN 3 *Watznaueria barnesae*, PN 4 *Eiffellithus striatus* i PN 5 *Conusphaera rothii* (Dziadzio i in., 2004).

W walanżynie wyróżniono również zespoły otwornicowe: zespół z *Epistomina caracolla*, *Lenticulina subalata*, *Verneuilinoides neocomiensis*; zespół z *Glomospirella gaultina*, *Ammodiscus tenuissimus* i zespół z *Epistomina caracolla*, *Lenticulina subalata* oraz poziom *Lenticulina eichenbergi* i w najwyższym walanżynie zespół z *Hechtina praeatiqua*, *Protomarssonella hechti* i *Protomarssonella kummi* (Dziadzio i in., 2004). W części NW basenu w najwyższej części walanżynu i najniższej hoterywu stwierdzono zespół z *Epistomina caracolla*.

W hoterywie dolnym zaliczanym do tzw. warstw z *Endemoceras* (Raczyńska, 1979b; Marek, 1997c) wyróżniono jeden tetydzki poziom amonitowy – *radiatus* i dwa borealne poziomy amonitowe: *noricum*, *amblygonium* oraz dwa poziomy nanoplanktonowe: PN 6 *Eprolithus antiquus*, PN 7 *Perissocyclus plethotretus* (Dziadzio i in., 2004).

W hoterywie górnym, tzw. warstwy z *Symbirskites* (Raczyńska, 1979b; Marek, 1997c), występuje borealny poziom amonitowy *gottschei*, dwa poziomy nanoplanktonowe: PN 8 *Tegulalithus septentrionalis* i PN 9 *Tegumentum octiformis* oraz zespół otwornicowy z *Lagena hauteriviana cylindrica*, *Citharina sparsicostata*, *Citharina orthonota* (Dziadzio i in., 2004).

W osadach barremu wyróżniono poziomy nanoplanktonowe: PN 10 *Nannoconus abundans* i PN 11 *Broinsonia matalosa*.

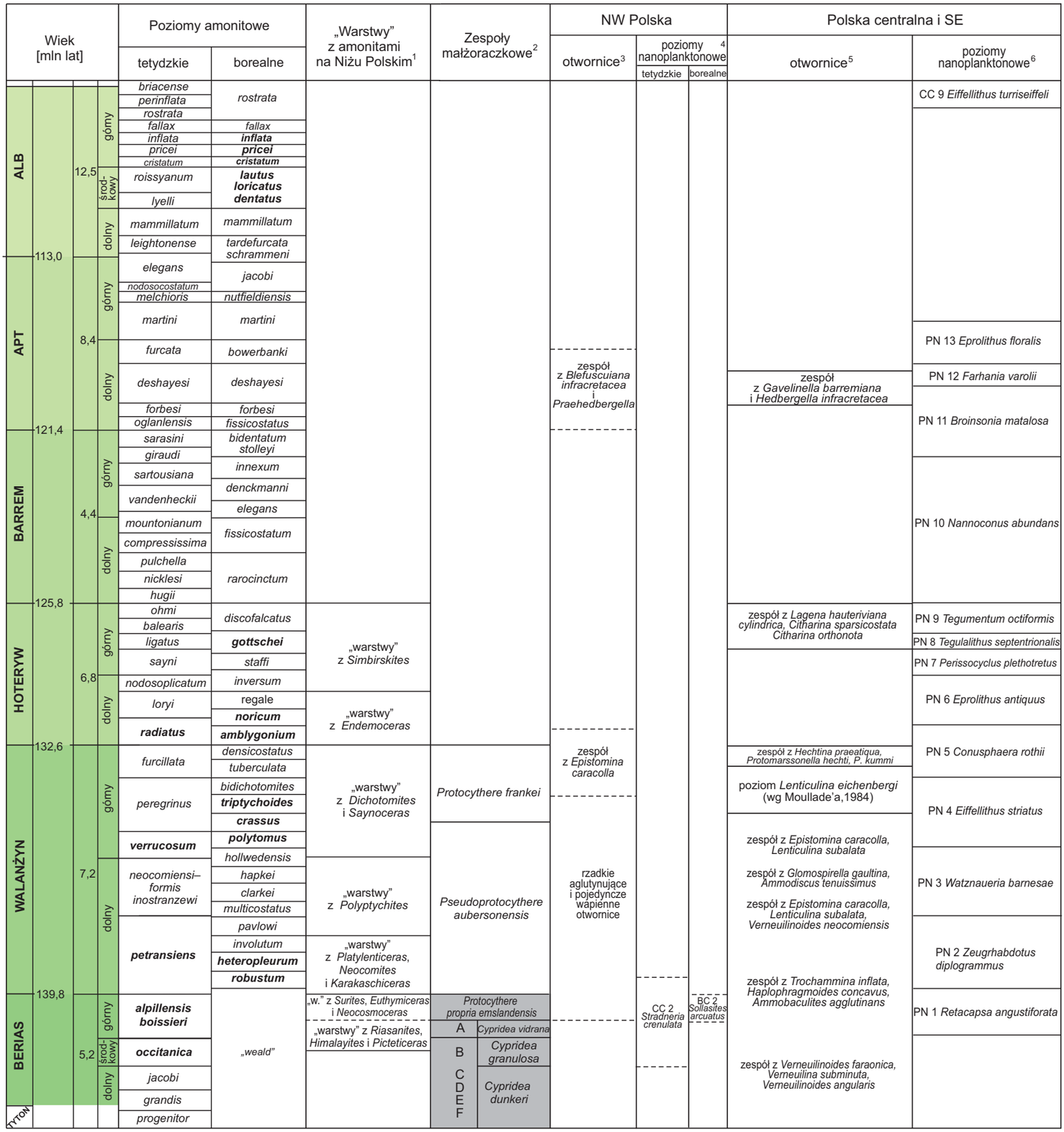
W bardzo ubogich w makrofaunę osadach barremu i aptu na podstawie amonitów stwierdzono jedynie dolny apt. W osadach aptu wyróżniono poziomy nanoplanktonowe: PN 12 *Farhania varolii* i PN 13 *Eprolithus floralis* oraz zespół otwornicowy z *Gavelinella barremiana* i *Hedbergella infracretacea* (Dziadzio i in., 2004). W NW Polsce udokumentowano zespół otwornicowy z *Blefuscuiana infracretacea* i *Praehedbergella* (Dziadzio i in., 2021).

W osadach albu w rejonie Annopola wyróżniono następujące poziomy amonitowe: *dentatus*, *loricatus*, *lautus* dla środkowego albu i *cristatum*, *pricei*, *inflatum* dla górnego albu (m.in. Marcinowski, Wiedmann, 1990; Kennedy, Machalski, 2015), a w rejonie Annopola i w wierceniach z centralnej Polski stwierdzono poziom nanoplanktonowy CC 9 *Eiffellithus turriseiffeli* najwyższego albu korelowany z poziomem amonitowym *perinflata* i *briacense* (Dziadzio i in., 2004).

1.1.4.2. Kreda górna

Krzysztof Leszczyński

Najważniejszymi grupami w podziale biostratygraficznym kredy górnej całej prowincji północnoeuropejskiej są amonity i belemnity. Obok nich szczególne znaczenie biostratygraficzne mają inoceramy i otwornice, ale również kokolity i w mniejszym stopniu szkarłupnie



[1] Marek (1997); Marek, Shulgina (1996); [2] Dziadzio i in. (2004, 2021); [3] Bielecka, Sztejn (1966); Kubiatowicz (1983); Anderson (1985); Dziadzio i in. (2021); [4] Thierstein (1971); Perch-Nielsen (1985); Jakubowski (1987); Dziadzio i in. (2021); [5] Dziadzio i in. (2004); [6] Thierstein (1971); Perch-Nielsen (1985); Jakubowski, 1987; Dziadzio i in. (2004)
skróty: w. – warstwy; z. – zespół

FIG. 10. Zestawienie dolnokredowych amonitów, otwornic, małżoraczków i nanoplanktonu. Kolorem szarym zaznaczono zespoły małżoraczków wyróżnionych również dla NW Polski; pogrubieniem zaznaczono poziomy amonitowe w Polsce centralnej (poziomy amonitowe na podstawie Kempera i in., 1981; Kutka i in., 1989; Rebouleta i in., 2011, 2014; Ogga, Hinnovej, 2012; Kennedy'ego, Machalskiego, 2015; Szivesa i in., 2023). Borealne poziomy amonitowe walanżynu i hoterywu dotyczą prowincji NW Europy

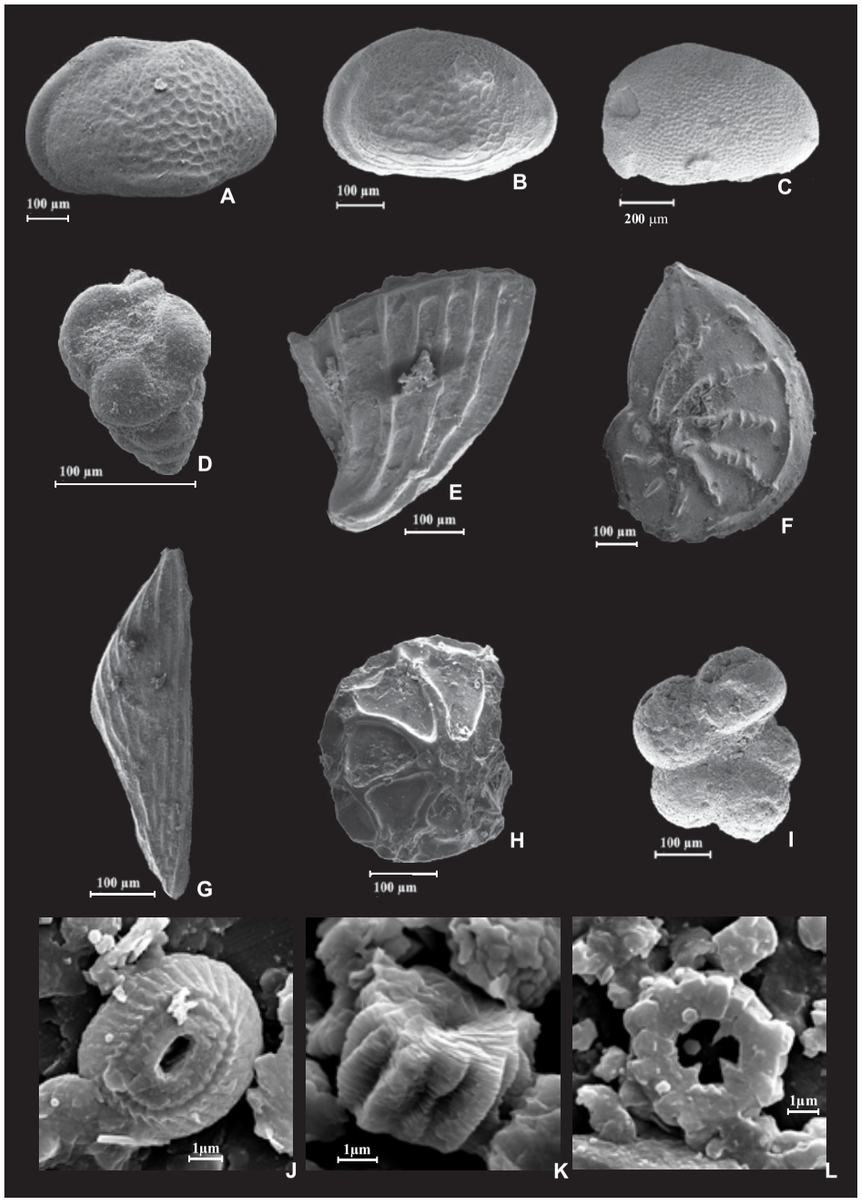


FIG. 12. Mikroskamieniałości kredy dolnej: **A** – *Klieana alata* Martin, otwór Gostynin IG 1, głęb. 1030,0 m, dolny berias (poziomy małżoraczkowe E, D i C; Dziadzio i in., 2004: fig. 14i); **B** – *Klieana kujaviava* Bielecka & Sztejn, otwór Oświno IG 1, głęb. 1532,0 m, środkowy berias (poziom małżoraczkowy B) (Dziadzio i in., 2021: fig. 3i); **C** – *Cypridea praealta invencula* Sztejn, otwór Oświno IG 1, głęb. 1532,0 m, środkowy berias (poziom małżoraczkowy B) (Dziadzio i in., 2021: fig. 3h); **D** – *Verneuilinoides faraonica* (Said & Bakarat), otwór Gostynin IG 1, głęb. 1030,0 m, dolny berias (poziomy małżoraczkowe E, D i C) (Dziadzio i in., 2004: fig. 14e); **E** – *Citharina paucicostata* (Reuss), otwór Zagorzyce 7, głęb. 2747, 8 m, dolny walanżyn (Dziadzio i in., 2004: fig. 16g); **F** – *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein & Brand, Wąwał, górny walanżyn (Dziadzio i in., 2004: fig. 16l); **G** – *Citharina orthonota* (Reuss), otwór Gostynin IG 1, głęb. 928,3 m, górny hoteryw (Dziadzio i in., 2004: fig. 18f); **H** – *Epistomina cretosa* Ten Dam, otwór Białobrzegi IG 1, głęb. 953,0 m, dolny apt (Dziadzio i in., 2004: fig. 18 m); **I** – *Blefuscuiana infracretacea* (Glaessner), otwór Oświno IG 1, głęb. 1350,0 m, apt (Dziadzio i in., 2021: fig. 3n); **J** – *Watznaueria barnesae* (Black), Wąwał, walanżyn górny, poziom *verrucosum* (Dziadzio i in., 2004: fig. 26i); **K** – *Nannoconus pseudoseptentrionalis* Rutlege & Bown, otwór Białobrzegi IG 1, głęb. 949,5 m, górny alb, dolny apt, poziom PN 13 *Eprolithus floralis* (Dziadzio i in., 2004: fig. 30j); **L** – *Prediscosphaera columnata* (Strover), Annopol, górny alb, poziom CC9 *Eiffellithus turriseiffeli* (Dziadzio i in., 2004: fig. 31h)

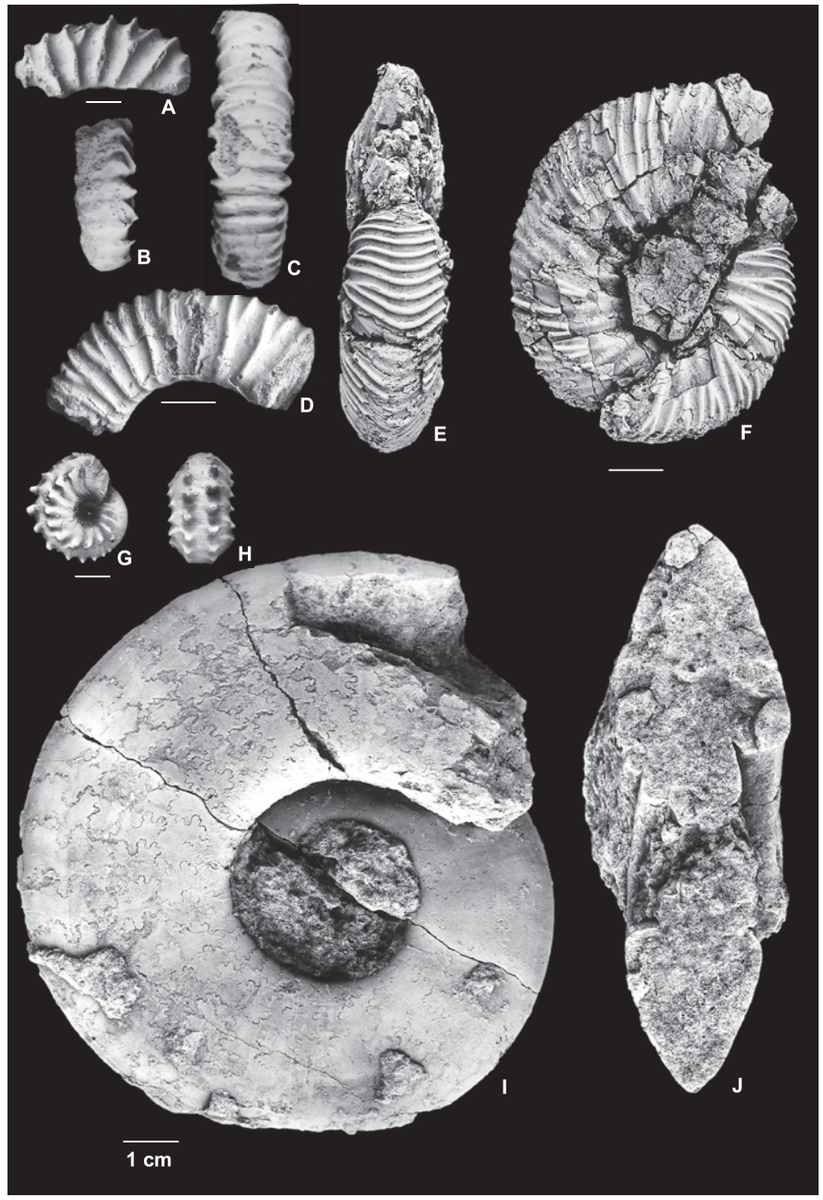


FIG. 11. Amonity dolnej kredy: **A**, **B** – *Riasanites swistowianus* (Nikitin) PIG nr 1652.II.32, otwór Chrośna, głęb. 167,2–167,5 m, górny berias, warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (Mitta, Ploch, 2012, tab. 1, fig. 2a, b); **C**, **D** – *Riasanites* sp. nov. PIG nr 1652.II.33, otwór Chrośna, głęb. 167,2–167,5 m, górny berias, warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (Marek, 1967, tab. I, fig. 8a, b; Mitta, Ploch, 2012, tab. 1, fig. 5a, b); **E**, **F** – *Dichotomites triptychoides* Kemper, nr IGP 3, Wąwał, górny walanżyn, poziom *triptychoides* (Dziadzio i in., 2004: fig. 6c, d); **G**, **H** – *Saynoceras verrucosum* (d'Orbigny), nr. IGP 5, Wąwał, górny walanżyn, poziom *verrucosum* (Dziadzio i in., 2004: fig. 5a, b); **I**, **J** – *Platylenticeras* (*Platylenticeras*) *parcum parcum* Koenen, nr. X9, Wąwał, dolny walanżyn, poziom *robustum* (Dziadzio i in., 2004: fig. 4e, f). Skala 1 cm

1
Polska pozakarpacka

(fig. 13). Podstawy biostratygrafii kredy górnej zostały wypracowane głównie w pasie wyżyn środkowopolskich, w strefie odsłonięć i wychodni kredy górnej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Niecki Nidziańskiej, rejonu Annopola oraz Wyżyny Lubelskiej.

Podstawowym obszarem do rozważań biostratygraficznych w Polsce, w szczególności dla wyższej kredy górnej, pozostaje przełom środkowej Wisły (m.in. Pożaryski, 1938; Peryt, 1980; Abdel-Gawad, 1986; Walaszczyk, 1987, 2004, 2012; Machalski, 2012b; Keutgen i in., 2012; Remin, 2015; Plasota i in., 2015). Wyniki badań w tym rejonie są odnoszone do danych z innych ważnych odsłonięć zlokalizowanych głównie w SE i południowej Polsce (niecka lubelska, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska) oraz informacji z ważnego biostratygraficznie stanowiska Dubivtsi w zachodniej Ukrainie (Dubicka, Peryt, 2012b; Dubicka i in., 2014; Remin i in., 2016).

Interpretację chronostratygraficzną kredy górnej w otworach wiertniczych Polski pozakarpackiej przedstawili Błaszkiewicz i Cieśliński (1979) oraz Błaszkiewicz (1980, 1997). Schemat ten nie pokrywał się w wielu aspektach z podziałem standardowym. Obecny podział biostratygraficzny kredy górnej i jego interpretacja chronostratygraficzna nawiązuje do schematu standardowego ustanowionego w rezultacie prac prowadzonych w ramach sympozjów kredowych w Kopenhadze i Brukseli (Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995; Bengtson, 1996) oraz prac późniejszych realizowanych na obszarze Polski (np. Walaszczyk, Remin, 2015; Walaszczyk i in., 2016; Peryt i in., 2022, i literatura tamże).

W stosunku do podziału zaproponowanego przez Błaszkiewicza i Cieślińskiego (1979), najistotniejsza zmiana dotyczy granicy turon/koniak i podziału obu tych pięter na podstawie inoceramów, ponieważ w ostatnich dziesięcioleciach skamieniałości te uzyskały znaczącą rolę w szczegółowym rozpoziomowaniu turonu i koniaku. Aktualnie, na obszarze Polski pozakarpackiej, granica turon/koniak jest zdefiniowana inoceramami i identyfikowana z granicą między poziomami *Cremnoceramus walterdorfensis* i *Cremnoceramus deformis erectus* (Walaszczyk, 2000). Warto wspomnieć o wyznaczonym profilu pomocniczym GSSP dla spągu koniaku, jakim jest Słupia Nadbrzeżna, z bardzo dobrze udokumentowanymi skamieniałościami *Inoceramus* (Walaszczyk i in., 2010, 2022). Jeśli chodzi o biostratygrafię cenomanu, to utrzymany jest jego trójdzielny podział na poziomy amonitowe *Mantelliceras mantelli*, *Acanthoceras rhotomagense* i *Calycoceras naviculare*.

Pozycje granic biostratygraficznych interwału santon–mastrycht i ich dyskusja zostały obszernie przedstawione przez Walaszczyka i in. (2016). Granica koniak/santon jest formalnie zdefiniowana na podstawie FO gatunku inoceramidów *Cladoceramus* (lub *Platyceramus*) *undulatoplicatus*. Według stratygrafii otwornicowej spąg santonu znajduje się w obrębie poziomu *Protostensioeina bohemica*. Amonity oraz inoceramy na granicy koniak–santon zostały dobrze udokumentowane w profilu Lipnik–Kije w NE części niecki miechowskiej (Walaszczyk, 1992; Remin, 2004, 2010). Spąg santonu odpowiada granicy między poziomami *Texanites pseudotexanus* górnego koniaku oraz *Kitchinites emscheris-Nowakites savini* dolnego santonu. Granica santonu/kampanu jest powszechnie definiowana przez zdarzenie wymierania liliowca *Marsupites testudinarius oraz* zasięgiem otwornic *Stensioeina pommerana*, natomiast spąg ma-

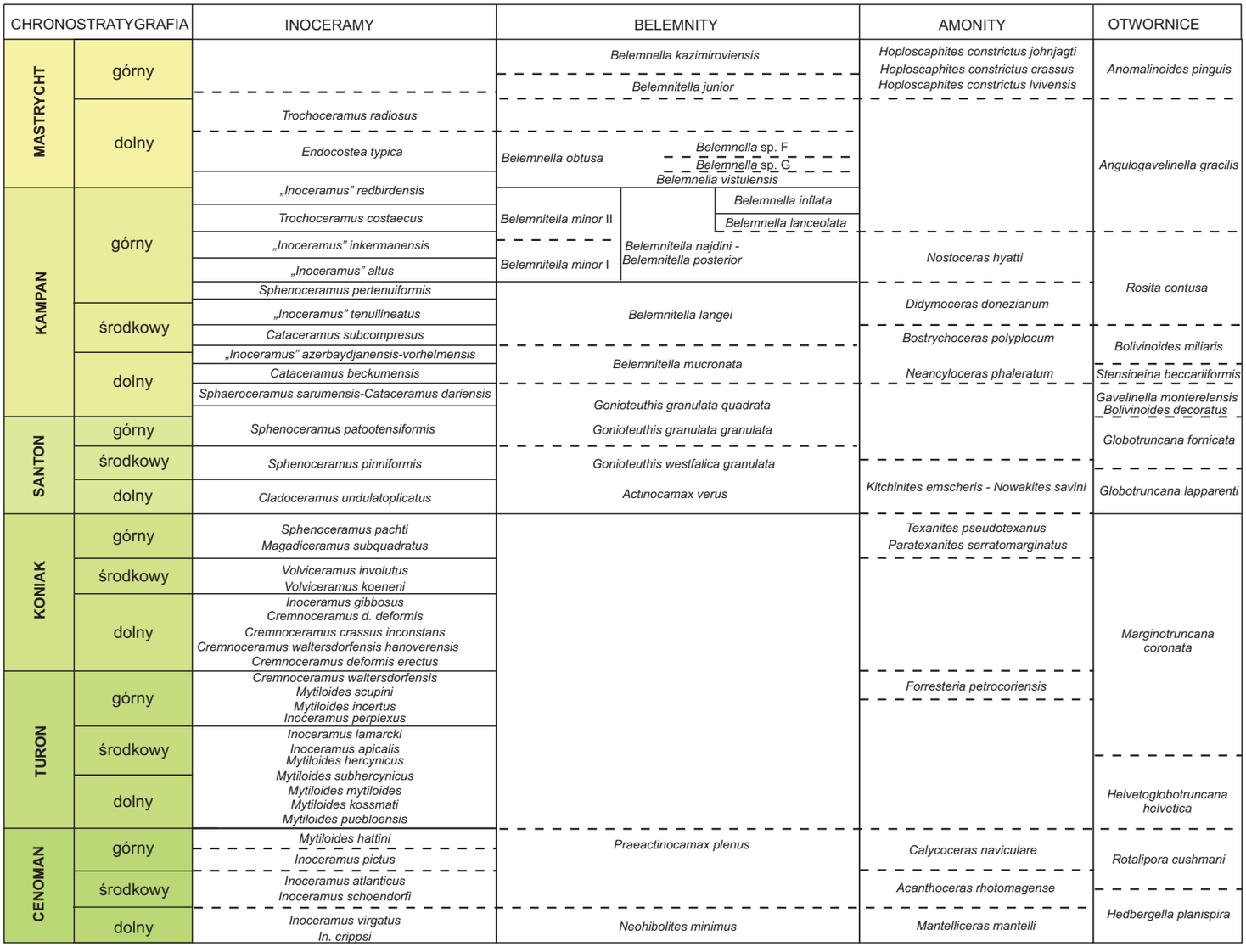


FIG. 13. Biostratygrafia i chronostratygrafia kredy górnej Polski pozakarpackiej na podstawie inoceramów, amonitów, belemnitów i otwornic, wraz z jej interpretacją chronostratygraficzną (wg Walaszczyka, Remina, 2015)

strychtu określa FO inoceramów *Endocostea typica* i FO belemnitów *Belemnella vistulensis*.

Korelację biostratygraficzną kredy górnej Polski pozakarpackiej oraz interpretację chronostratygraficzną według Walaszczyka i Remina (2015) przedstawia figura 14. Szczegółowa korelacja biostratygraficzna interwału santon–mastrycht Polski pozakarpackiej na podstawie badań w południowej i wschodniej Polsce w korelacji z danymi z profilu Dubivtsi (zachodnia Ukraina) została zaprezentowana przez Walaszczyka i in. (2016; fig. 14).

Peryt i in. (2022) zaproponowały schemat biostratygraficzny dla kredy górnej basenu środkowoeuropejskiego, wydzielając 15 poziomów otwornic planktonicznych w profilu alb górny–mastrycht na podstawie badań w rejonie Doliny Środkowej Wisły, południowej i SE Polski oraz zachodniej Ukrainy (fig. 15).

W nielicznych profilach kredy górnej wykorzystano także badania nanoplanktonu wapiennego w celu ustalenia stratygrafii (np. Gaździcka, 1978, 2012, 2017; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007). Stosowano schemat stratygraficzny opracowany przez Burnett (1999), jak również schemat standardowy (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985) wyznaczając odpowiednie poziomy nanoplanktonowe (fig. 16).

1.1.5. Chemostratygrafia

Jacek Grabowski

W kredzie udokumentowano szereg zdarzeń izotopowych $\delta^{13}C$, które ułatwiają globalną korelację (np. Jarvis i in., 2006; Föllmi, 2012; Cramer, Jarvis, 2020; Gale i in., 2020; fig. 17). Badania izotopowe węgla na Niżu Polskim (jak również w Karpatach) były dotychczas prowadzone w niewielkim zakresie. Badania zawartości pierwiastków głównych i śladowych były przeprowadzone niezależnie lub też towarzyszyły niektórym studiom izotopowym.

Wysokorozdzielcze studium chemostratygraficzne (przy pomocy ręcznego skanera XRF) zostało wykonane dla otworu wiertniczego Kcynia IG 2 w interwale granicy jura/kreda (Grabowski i in., 2021; fig. 17). Na podstawie stosunków pierwiastków frakcji detrytycznej, wspartymi analizami minerałów ilastych, wykazano bardziej wilgotny klimat w późnym beriasie (pogranicze wołgu i riazania), w obrębie tzw. warstw z *Riasanites* (ogniwo zakrzewskie formacji rogoźniańskiej). Nastąpiło to po spektakularnym okresie arydyzacji i regresji morskiej w najpóźniejszej jurze (Grabowski i in., 2021). Dane te są zgodne z sugestiami wynikającymi z badań palinologicznych (Mamczar, 1968, 1986), i ich wyniki uwiarygodniły korelację z sąsiednim basenem Dolnej Saksonii oraz basenem Dorset w południowej Anglii.

Morales i in. (2015) wyznaczyli pozycję zdarzenia Weisserta w profilu Wąwał k. Tomaszowa Mazowieckiego (fig. 17), na podstawie badań izotopowych całej skały oraz skorupek otwornic bentosowych rodzaju *Lenticulina*. Wzrost zawartości ciężkiego izotopu węgla ^{13}C zaobserwowano w obrębie nanozony BC4a, obejmującej pogranicze dolnego i górnego walanżynu, czyli tetydzkich zon amonitowych *Campylotoxus* (obecnie poziom *Campylotoxus* dzieli się na poziomy *Inostranzewi* i *Neocomiensiformis*) i *Verrucosum* oraz borealnych *Polyptychites* i *Hollwedensis*. Odpowiada to prawdopodobnie interwałowi granicznemu formacji bodzanowskiej (warstwy z *Polyptychites*) oraz włocławskiej (ogniwo wierzchosławickie, warstwy z *Dichotomites*). Badania chemostratygraficzne, minerałów ilastych oraz materii organicznej w profilu Wąwał (Morales i in., 2015) pozwoliły na rekonstrukcję zmian klimatycznych w walanżynie. Klimat wilgotny i bardzo wilgotny trwał od późnego beriasu (Grabowski i in., 2021) przez cały wczesny walanżyn, natomiast późny walanżyn charakteryzował się bardziej skontrastowanym, suchszym klimatem. Zmiany te są porównywalne z ewolucją paleoklimatu w basenie wokontyjskim (Morales i in., 2015). Badania izotopowe fauny amonitowej z profilu Wąwał (Ploch, 2022) dostarczyły danych do rekonstrukcji paleotemperatur wód dennych (12–13°C) i przypowierzchniowych (21–24°C) oraz paleoekologii poszczególnych taksonów amonitów.

Peryt i Wyrwicka (1989, 1991, 1993) udokumentowały zdarzenie OAE 2 (pogranicze cenomanu i turonu) w profilach wierceń Sawin (k. Chełma) oraz Puławy (fig. 17). Zdarzenie jest dobrze datowane biostratygraficznie (pogranicze poziomów otwornic planktonicznych *Rotalipora cushmani* i *Whiteinella archaeocretacea*), i koreluje się z podwyższoną zawartością węgla organicznego oraz znacznym spadkiem udziału otwornic planktonicznych.

Zdarzenie izotopowe z Navigation (pogranicze turonu i koniaku) zostało opisane w profilu Słupia Nadbrzeżna, w profilu środkowej Wisły (Walaszczyk i in., 2010; fig. 17). Jest to charakterystyczne minimum na krzywej $\delta^{13}C$, występujące na granicy poziomów inoceramowych *Cremnoceramus waltersdorfensis walterdorsfensis* i *Cr. deformis erectus*, dobrze skorelowane ze stratotypowym profilem GSSP w Salzgitter–Sadler (dolna Saksonia).

Remin i in. (2016) zidentyfikowali w profilu Lipnik–Kije (SW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) dwa zdarzenia izotopowe $\delta^{13}C$: z Kingsdown (pogranicze środkowego i górnego koniaku) oraz Michel Dean (granica koniak/santon; fig. 17). Oba zdarzenia są dobrze korelowalne z sekwencją profili w Hiszpanii, Wielkiej Brytanii i w Ukrainie (Remin i in., 2016).

Dubicka i in. (2017) udokumentowali zdarzenie izotopowe SCBE (zdarzenie graniczne santonu–kampanu) w profilu Bocieniec, na Wyżynie Krakowskiej na podstawie analiz całej skały (*bulk rock*) (fig. 17). Pozycja stratygraficzna zdarzenia SCBE w profilu Bocieniec jest dobrze określona biostratygraficznie (na podstawie otwornic planktonicznych – na pogranicze poziomów *Bolivinoides culverensis* i *Gavelinella clementiana*) i magnetostratygraficznie – na pogranicze magnetozon C34n i C33r. Profil został zakwalifikowany jako stratotyp pomocniczy granicy santon/kampan, obok profili Bottacione (Włochy) i Seaford Head (Anglia) (Jarvis i in., 2023). Dubicka i in. (2023) podjęli próbę rekonstrukcji zmian paleośrodowiskowych podczas zdarzenia środkowo-mastrychckiego (MME), na podstawie paleoekologii otwornic oraz danych geochemicznych (w tym stosunków izotopowych N, C, S, oraz Nd) z profilu środkowej Wisły (otwór Polanówka UW-1) i klasycznego profilu Stevns Klint (otwór Stevns-1). Wykazano związek zdarzenia MME ze znacznym wzrostem poziomu morza oraz zwiększoną aktywnością wulkaniczną na obszarze Oceanu Indyjskiego (Ninety East Ridge, Kerguelen Plateau).

1.1.6. Magnetostratygrafia

Jacek Grabowski

Badania stratygrafii magnetycznej utworów kredy na Niżu Polskim (fig. 18) były prowadzone w ograniczonym zakresie, obejmując granice pięter santonu i kampanu (Dubicka i in., 2017), kampanu i mastrychtu (Plasota i in., 2015) oraz mastrychtu i danu (kredy i paleogenu: Hansen i in., 1989; Remin i in., 2021). Skały osadowe kredy górnej są trudnym materiałem do badań paleomagnetycznych, wykazując bardzo niskie natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej oraz lokalnie obecność wtórnych kierunków namagnesowania pochodzenia diagenetycznego. Interpretacje stratygraficzne bazujące na badaniach paleomagnetycznych należy więc traktować jako wstępne.

Badania magnetostratygraficzne granicy santon/kampan prowadzono w profilu Bocieniec w okolicach Krakowa (Dubicka i in., 2017). Na stosunkowo krótkim odcinku (5,25 m), obejmującym poziomy nanoskamieniałości UC13 i UC14 (granica w stropowej części profilu), stwierdzono obecność normalnego namagnesowania do ok. 3,1 m (nanosubzony UC13i – 13iii, dolna część) oraz odwrotnego, obejmującego ostatni metr profilu (pogranicze subzon UC13iii/14). Interwały te zostały skorelowane z magnetozonami C34n oraz C33r. Granica santon/kampan wypada na pograniczu obu magnetozon, co jest zgodne z niedawno ustalonym światowym stratotypem (Gale i in., 2020). Prawidłowość interpretacji stratygraficznej wzmacnia krzywa $\delta^{13}C$, na której w interwale granicznym można zidentyfikować pozytywną anomalię występującą także w innych profilach na świecie (zdarzenie SCBE, zob. fig. 17).

Badania magnetostratygraficzne w interwale granicy kampan/mastrycht przeprowadzono w 5 lokalizacjach w profilu środkowej Wisły, w rejonie Solca n. Wisłą (Plasota i in., 2015). Ogółem opracowano ok. 35 m profilu, obejmującego interwał stratygraficzny od poziomu *Inoceramus inkermaensis* do poziomu *Endocostea typica*. Udokumentowano stosunkowo długi (co najmniej 30 m) interwał normalnego namagnesowania oraz interwał powyżej, krótszy, o odwrotnej polarności. Interwały te zinterpretowano odpowiednio jako górną część magnetosubzony C32n2n i dolną część magnetosubzony C32n1r. Granica kampan/mastrycht jest usytuowana w najwyższej części magnetosubzony C32n2n, w pobliżu granicy poziomów inoceramowych *Inoceramus redbirdensis* i *Endocostea typica*, co jest z zgodne z międzynarodowym wzorcem tej granicy (Gale i in., 2020). W pojedynczych horyzontach w obrębie magnetosubzony C32n2n stwierdzono obecność odwrotnego namagnesowania, które zostało utrwalone najprawdopodobniej w wyniku procesów diagenetycznych.

Pierwsze badania magnetostratygraficzne granicy kreda/paleogen zostały wykonane w latach 80. XX w. w kamieniołomie Nasiłów w profilu Wisły (Hansen i in., 1989). Autorzy stwierdzili obecność namagnesowania o zmiennej polarności, zinterpretowanego jako pierwotne,

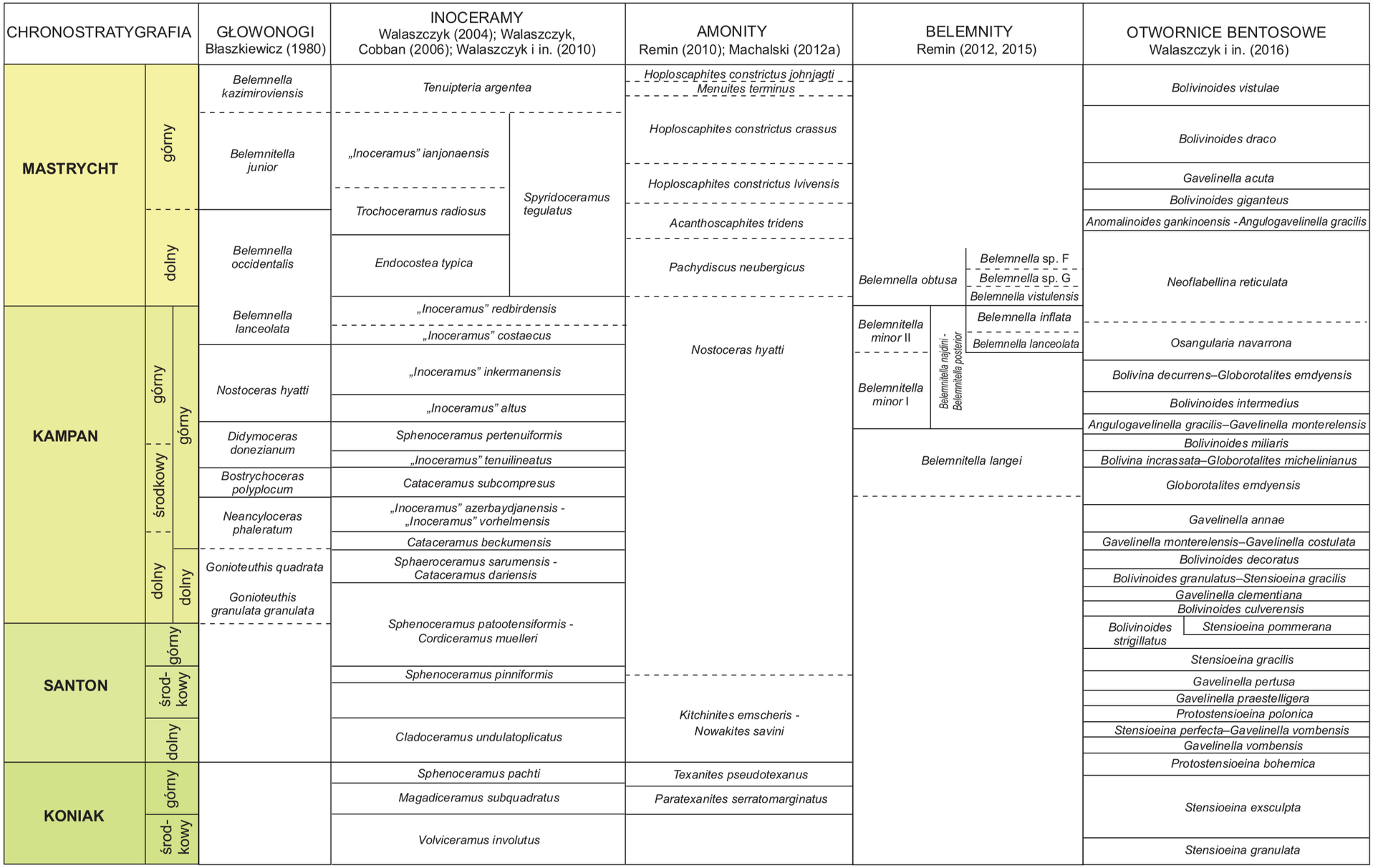


FIG. 14. Biostratygrafia i chronostratygrafia interwału santon–mastrycht w Polsce pozakarpackiej na podstawie amonitów, belemnitów, inoceramów i otwornic bentosowych (wg Walaszczyka i in., 2016, uproszczono)

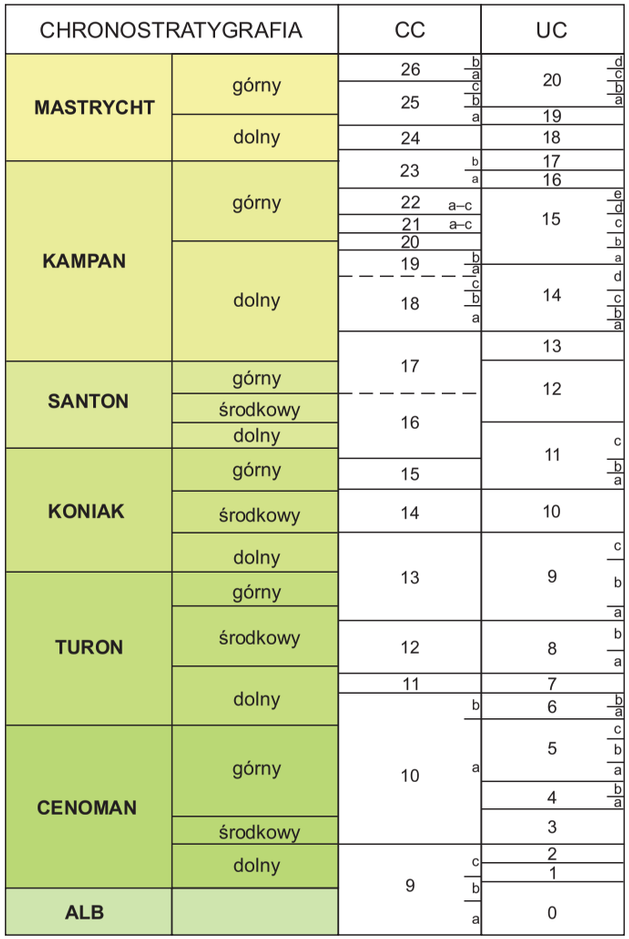


FIG. 16. Poziomy nanoplanktonowe w kredzie górnej, CC na podstawie Sissingh (1977) i Perch-Nielsen (1985), UC na podstawie Burnett (1999)

CHRONOSTRATYGRAFIA	POZIOMY OTWORNICOWE		
	Peryt i in. (2022)	Robaszynski, Caron (1995)	Coccioni, Silva (2015)
MASTRYCHT	*Guembelitria cretacea*	*Abathomphalus mayaroensis*	*Plummerita hantkeninoides*
			Pseudotextularia elegans
			Pseudoguembelina hariaensis
			Abathomphalus mayaroensis
	Globotruncanella petaloidea	*Gansserina gansseri*	*Contusotruncana contusa*
	Rugoglobigerina pennyi		*Gansserina gansseri*
KAMPAN	*Contusotruncana plummerae*		*Globotruncana aegyptiaca*
			Globotruncanella petaloidea
			Globotruncanita calcarata
		Globotruncana ventricosa	*Contusotruncana plummerae*
	Globotruncana arca	*Globotruncanita elevata*	*Globotruncanita elevata*
SANTON	*Globotruncana linneiana*	*Dicarinella asymetrica*	*Dicarinella asymetrica*
KONIAK	*Pseudotextularia nuttalli*	*Dicarinella concavata*	*Dicarinella concavata*
	Marginotruncana sinuosa		
TURON	*Marginotruncana coronata*	*Marginotruncana shneegansi*	*Dicarinella primitica-Marginotruncana sigali*
	Helvetoglobotruncana helvetica	*Helvetoglobotruncana helvetica*	*Helvetoglobotruncana helvetica*
CENOMAN	*Whiteinella archaeocretacea*	*Whiteinella archaeocretacea*	*Whiteinella archaeocretacea*
	Rotalipora cushmani	*Rotalipora cushmani*	*Rotalipora cushmani*
	Thalmanninella reicheli	*Thalmanninella reicheli*	*Thalmanninella reicheli*
	Thalmanninella globotruncanoides	*Thalmanninella globotruncanoides*	*Thalmanninella globotruncanoides*

FIG. 15. Korelacja poziomów otwornic planktonicznych ze standardowymi poziomami na podstawie gatunków tetydzkich wg Peryt i in. (2022)

1
Polska
pozakarpacka

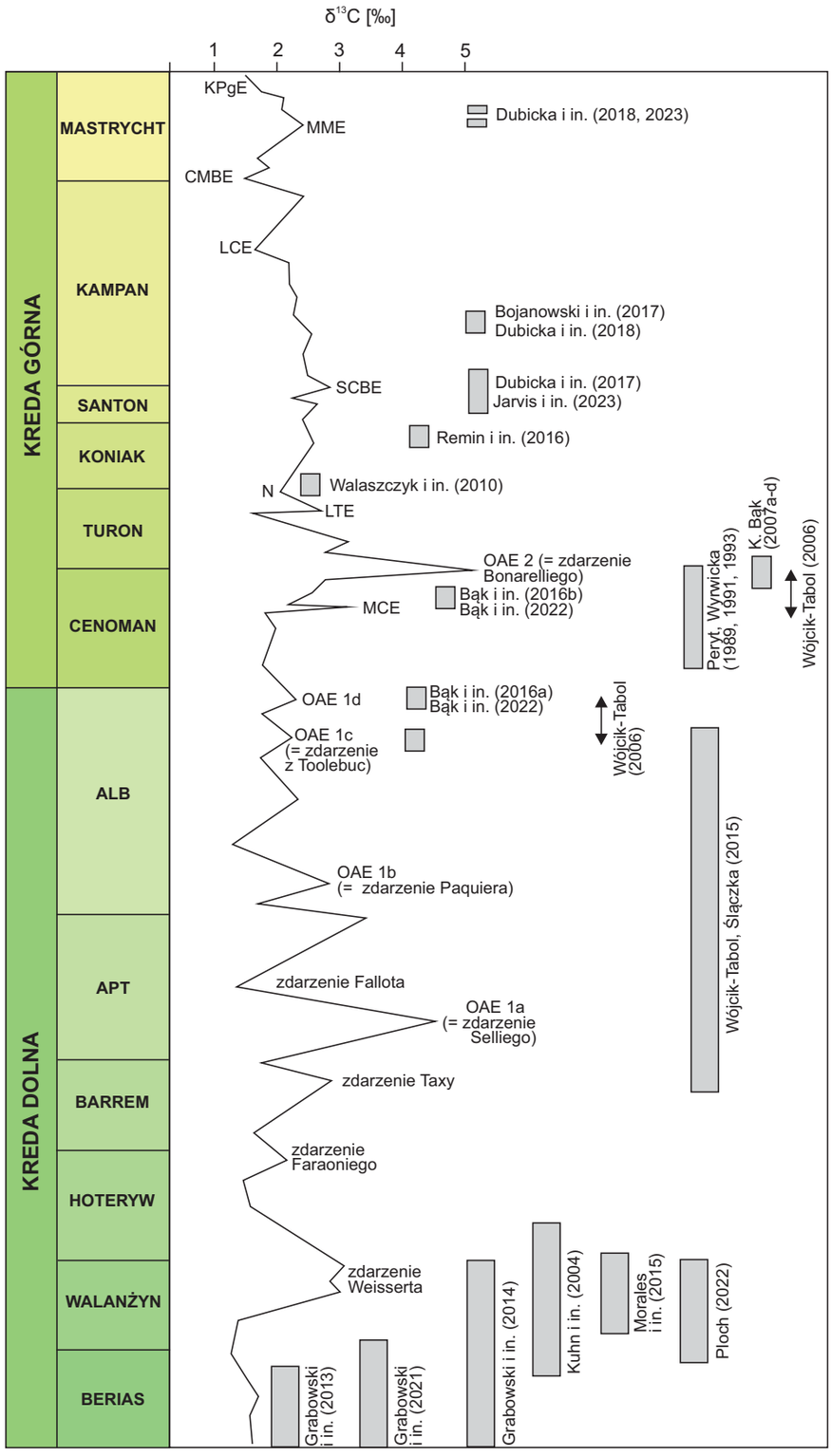


FIG. 17. Interwały wiekowe z kredy Polski poddane analizie chemostratygraficznej na tle syntetycznej krzywej zmian stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}C$) (Föllmi, 2012; Cramer, Jarvis, 2020):
KPgE – zdarzenie graniczne kreda/paleogen (ang. *Cretaceous-Palaeogene Event*);
MME – zdarzenie środkowego mastrychtu (ang. *Mid-Mastrichtian Event*);
CMBE – zdarzenie graniczne kampan/mastrycht (ang. *Campanian/Maastrichtian Boundary Event*);
LCE – zdarzenie późnego kampanu (ang. *Late Campanian Event*);
SCBE – zdarzenie graniczne santon/kampan (ang. *Santonian/Campanian boundary event*);
N – zdarzenie z Navigation (ang. *Navigation Event*);
LTE – zdarzenie późnego turonu (ang. *Late Turonian Event*);
OAE (1a-d, 2) – oceaniczne zdarzenie anoksyczne (ang. *Oceanic Anoxic Event*)

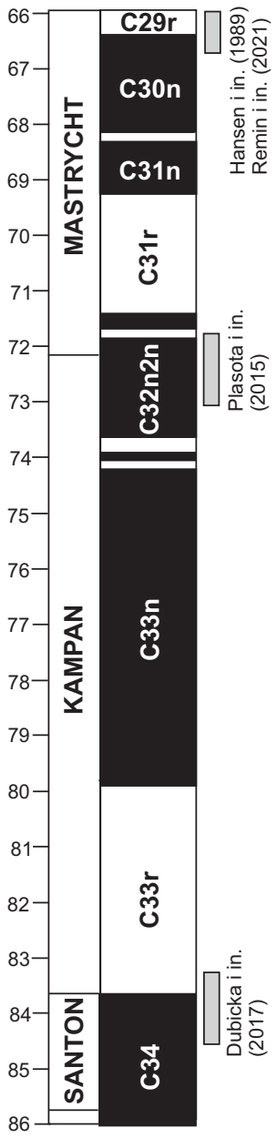


FIG. 18. Schemat magnetostratygraficzny santonu, kampanu i mastrychtu, wg Gale'a i in. (2021) i badania magnetostratygraficzne w kredzie Niżu Polskiego

które skorelowano z magnetozonami M30n do M28n. Granica kreda/paleogen, w poziomie charakterystycznego twardego dna, wypada dokładnie na pograniczu magnetozon M29r i M29n. Zasugerowano, że luka stratygraficzna obejmuje górną część magnetozony M29r. Wysokorozdzielcze badania podatności magnetycznej wykazały istnienie cykli sedymentacyjnych, najprawdopodobniej pochodzenia orbitalnego (Hansen i in., 1993). Najnowsze badania wskazują jednak, że interpretacja wyników paleomagnetycznych z Nasiłowa nie jest jednoznaczna, a luka stratygraficzna jest najprawdopodobniej bardzo krótka, związana ze zdarzeniem erozyjnym w najpóźniejszym mastrychcie (Remin i in., 2021).

1.2. BASENY: OPOLSKI, PÓŁNOCNOSUDECKI I ŚRÓDSUDECKI

1.2.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna

Aleksander Kowalski, Krzysztof Leszczyński

Basen opolski powstał jako synklinalne obniżenie (z osobnym depocentrum w rejonie Opola (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988) w wyniku lokalnej subsydencji pomiędzy Masywem Czeskim a regionem śląsko-krakowskim, na którą nałożyła się eustatyczna transgresja późnokredowa.

Pod względem paleogeograficznym, kredowy basen opolski był ograniczony od zachodu – przez wyspę wschodniosudecką, od NW – tzw. garb Zielonej Góry (i jego przedłużenie ku SE), a od NE i wschodu – przez wyniesienie Ostrzeszów–Częstochowa i ląd górnośląski (Dadlez i in., 1998a).

Izolowany charakter wychodni kredowych, znacznie oddalonych od najbliższych wystąpień kredy górnej basenu Niżu Polskiego, wiąże się z posedymentacyjną erozją towarzyszącą zjawiskom inwersji tektonicznej w późnej kredzie i wczesnym paleogenie.

Basen jest wypełniony osadami deponowanymi w jednym ciągłym cyklu sedymentacyjnym (formacje gosławicka i prószkowska) w cenomanie–koniaku. Osady kredowe leżą w części południowej niezgodnie na sfałdowanym paleozoiku strefy śląsko-morawskiej oraz na triasie (basen Niżu Polskiego), a w części północnej także na permie (wschodni basen przedsudecki). Cenomańskie transgresywne piaskowce glaukonitowe przechodzą w turonie w wapienie i margle, a w najwyższej części (koniak) w margle ilaste i iły margliste (Alexandrowicz, Radwan, 1973; Walaszczyk, 1992). Materiał klastyczny był dostarczany do basenu najprawdopodobniej z pobliskich wysp sudeckich (Walaszczyk, 1992; Kędzierski, Uchman, 2018). Powierzchnia stropowa kredy jest erozyjna na całym obszarze opolskim. Miąższość kredy dochodzi do ok. 300 m w centralnej części basenu.

Kredowy **basen śródsudecki** jest obniżeniem ograniczonym uskokami, powstałym w późnym cenomanie wskutek synorogenicznej subsydencji. Istnieje kilka poglądów na temat tektonicznej ewolucji basenu, zakładających synorogeniczną subsydencję, a następnie fazę kompresyjną i inwersję basenu (Don, Don, 1960; Don, 1996; Don, Gotowała, 2008) lub wielofazową ekstensję (Wojewoda, 1997; Don, Wojewoda, 2005). Rozwój basenu zakończyły ruchy wypiętrzające, związane z fazą kompresji północnego przedpola orogenu alpejskiego na przełomie kredy i paleogenu (por. Badura, Rauch, 2014 i literatura tamże). Granice basenu nawiązują w większości do uskoków ramowych synklinorium śródsudeckiego i rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

W planie paleogeograficznym omawiany basen był ograniczony od zachodu przez wyspę zachodniosudecką, a od wschodu i NE przez wyspę wschodniosudecką (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988). Basen śródsudecki wraz z basenem północnosudeckim znajdował się w późnej kredzie pomiędzy prowincjami borealną i tetydzką (np. Čech, 2011).

Osady kredy (cenoman górny–koniak dolny) leżą niezgodnie na zmetamorfizowanych skałach paleozoicznych orogenu waryscyjskiego oraz przekraczająco na starszych permskich i triasowych osadach basenu śródsudeckiego. W segmencie NW (brachysynklina Krzeszowa) i centralnym (Góry Stołowe) występuje od 350 do 500 m płytkomorskich osadów klastycznych. Na transgresywnych piaskowcach glaukonitowych cenomanu górnego występuje kilka cykli transgresywno-regresywnych turonu i koniaku złożonych z iłowców i mułowców wapnistych, przechodzących ku górze w masywne piaskowce (ciosowe) (Radwański, 1975; Wojewoda, 1997). W segmencie SE, określanym jako rów górnej Nysy Kłodzkiej, tworzył się od cenomanu późnego do santonu kompleks osadów klastyczno-węglanowych o miąższości ok. 1200 m, reprezentowanych przez utwory margliste, piaskowce, a także gruboziarniste osady delt stożkowych deponowane wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (Jerzykiewicz, 1971; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014; Chrząstek, 2020; Chrząstek, Nowicka, 2021).

Kredowy **basen północnosudecki**, o charakterze tektonicznego obniżenia, został uformowany w późnym cenomanie w wyniku tektoniki młodoalpejskiej (Chrząstek, Wojewoda, 2011) i jest ograniczony uskokami o kierunku NW–SE. W ujęciu paleogeograficznym basen ten był ograniczony od południa – przez wyspę zachodniosudecką, od wschodu – przez wyspę wschodniosudecką.

Osady basenowe (cenoman–santon) leżą niezgodnie na podłożu górnopaleozoicznym i triasowym (Milewicz, 1979). Kredę górną (formacje: z Rakowic Wielkich, z Węglińca i z Czernej – Milewicz, 1997) reprezentuje w większości sukcesja morskich utworów piaszczystych, marglistych i wapiennych o miąższości sięgającej 1400 m. Wyższa część koniaku, zwłaszcza w SE zakończeniu basenu, jest wykształcona w facjach terygenicznych/paralicznych (przybrzeżne, jeziorne, bagienne i lagunowe – Leszczyński, 2010, 2018). W santonie utworzyły się osady iłowcowo-mułowcowo-piaszczyste (utwory brakiczne/paraliczne/deltowe z warstwami węgla brunatnego – Milewicz, 2006).

Górna granica osadów i ich zasięg regionalny są erozyjne. Koniec sedymentacji późnokredowej wiązał się z kompresją przenoszoną od orogenu alpejskiego ku NE, na co nałożyło się znaczne obniżenie poziomu morza pod koniec kredy.

Mapę współczesnego zasięgu utworów kredy oraz ich stratygrafię pod powierzchnią kenozoiku ilustruje figura 19. Na figurach 20 i 21 przedstawiono aktualne zasięgi utworów jednostek chronostratygraficznych kredy dolnej i górnej.

1.2.2. Litostratygrafia

Aleksander Kowalski, Krzysztof Leszczyński

W kredzie górnej w niecce opolskiej Alexandrowicz (1974a, b, 1975) wyróżnił warstwy z Gosławic (formacja gosławicka) – cenoman, warstwy prószkowskie (formacja prószkowska) – turon–?najniższy koniak, i warstwy niemodlińskie (formacja niemodlińska) – koniak (por. Wagner, 2008), a w ich obrębie 7 ogniw (serii) litostratygraficznych: w cenomanie seria 1 (piaski i piaskowce, lokalnie zlepieńce), w turonie (i najniższym koniaku?) serie 2–6 (margle ilaste dolne, margle dolne, wapienie margliste, margle górne, margle ilaste górne), oraz nadległe margle ilaste i iły margliste zaliczone do koniaku (fig. 22). Również Tarkowski (1991) zaproponował wydzielenie na tym obszarze 7 ogniw. Stratygrafię utworów turonu i koniaku na podstawie inoceramów ustalił Walaszczyk (1988, 1992).

W synklinorium północnosudeckim Milewicz (1985, 1997) ustanowił formacje z Rakowic Wielkich, z Czernej i z Węglińca (tab. 1). W obrębie tych formacji wyróżniono również podrzędne jednostki w randze ogniw. Formację z Rakowic budują głównie skały węglanowe (wapienie, margle, podrzędnie iłowce) z kilkoma miąższymi litosomami piaskowcowymi wyróżnianymi jako ogniwo z Wilkowa, ogniwo z Chmielna, ogniwo z Dobrej oraz ogniwo z Żerkowic. Wapienie zostały wydzielone jako ogniwo z Przewozu.

W brachysynklinie Krzeszowa Kowalski (2021) zaproponował wyróżnienie formacji Krzeszowa, a w jej obrębie podrzędne jednostki w randze ogniw i serii litologicznych (tab. 1). W spągu tej formacji zlepieńce transgresywne przechodzą ku górze w piaskowce kwarcowo-glaukonitowe (ogniwo z Zaworów). Wyżej występują piaskowce wapniste oraz mułowce, które w niższej części zawierają gezy i spongiolity. Seria mułowców przedzielona jest utworami piaskowcowymi (ogniwo z Gorzeszowa; fig. 23). W stropie formacji występują bezwapniste piaskowce (ogniwo z Krzeszówka).

W Górach Stołowych kreda górna (górny cenoman–górny turon) to seria zdominowana przez mułowce wapniste (z przewarstwieniami spongiolitów) oraz piaskowce (piaskowce ciosowe). W profilu kredy górnej historycznie wyróżnia się charakterystyczną dla tego obszaru litofację, tzw. piaskowce ciosowe, które dzieli się na dolne, środkowe i górne (fig. 24). W rowie górnej Nysy Kłodzkiej profil litologiczny jest podobny, ale sięga aż po koniak i santon. Ponad piaskowcami, będącymi ekwiwalentem piaskowca Skalniaka-Szczelińca z Gór Stołowych, występują jeszcze dolne i górne warstwy z Idzikowa wieku koniak–santon.

Figura 25 przedstawia litostratygrafię kredy górnej w niecce północnosudeckiej zaprezentowaną przez Leszczyńskiego (2018), w brachysynklinie Krzeszowa według Kowalskiego (2021) i w niecce opolskiej na podstawie Alexandrowicza (1974a, b, 1975) i Wagnera (2008). Uproszczone schematy litostratygraficzne dla rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz Gór Stołowych przedstawiono na figurze 26.

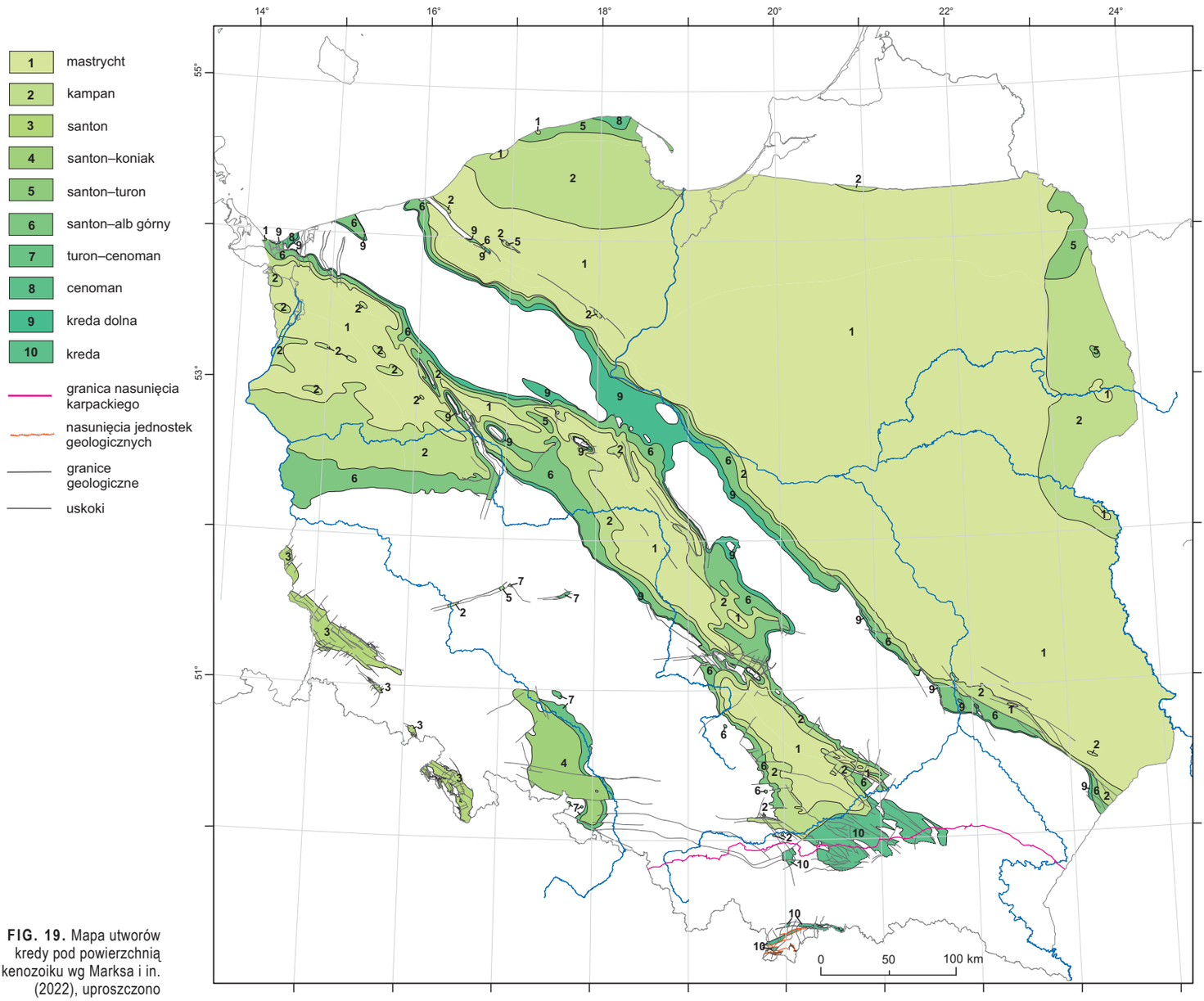


FIG. 19. Mapa utworów kredy pod powierzchnią kenozoiku wg Marksa i in. (2022), uproszczono

1.2.3. Stratygrafia sekwencji

Aleksander Kowalski

Leszczyński i Nemec (2020) zastosowali metodykę stratygrafii sekwencji dla górnej części profilu osadów kredy górnej basenu północnosudeckiego (koniak–santon dolny), wydzielając w nich szereg cykli transgresywno-regresywnych i odpowiadających im sekwencji depozycyjnych. Interpretację przedstawiono w odniesieniu do trendów zmian poziomu oceanu światowego i w kontekście lokalnej tektoniki.

W dolnej części analizowanego profilu (koniak dolny–koniak środkowy), Leszczyński i Nemec (2020) wyróżnili ciąg HST, obejmujący wyższą część formacji z Rakowic Wielkich. W górnej części tej formacji występuje progradacyjny litosom piaskowcowy zaliczany do ogniwa z Żerkowic, a powyżej tego litosomu, w SE części basenu – luka stratygraficzna, która została zintepretowana jako efekt wymuszonej regresji związanej z regionalną tektoniką i spadkiem względnego poziomu morza. Wskutek tego procesu basen północnosudecki przekształcił się z wąskiej, otwartej cieśniny morskiej, w zamkniętą zatokę, ograniczoną od SE przez zespół barier piaszczystych, lagun i delt (Leszczyński, Nemec, 2020). W NW części basenu luka stratygraficzna nie występuje, a osady wyżejległej formacji z Węglińca i formacji z Czernej są ograniczone w spągu powierzchnią transgresji. Wzrost poziomu morza w koniaku skutkował zatopieniem przybrzeżnego fragmentu zatoki i rozwojem środowisk przejściowych, w tym paralicznych, lagunowych i deltowych, w SE części basenu (osady ogniwa z Nowogrodźca). Utwory formacji z Węglińca interpretowane są natomiast jako osady otwartego zbiornika morskiego (zatoki), która rozwinęła się w NW części basenu północnosudeckiego w późnym koniaku i z początkiem santonu (ciąg TST i ciąg HST; Leszczyński, Nemec, 2020).

1.2.4. Biostratygrafia

Aleksander Kowalski

Biostratygrafia kredy górnej w niecce opolskiej, a także w synklinoriach północnosudeckim i śródsudeckim bazuje głównie na inoceramach, w mniejszym stopniu na otwornicach i nanoplanktonie.

Podział biostratygraficzny kredy górnej niecki opolskiej został opracowany przez Walaszczyka (1988, 1992), który wydzielił 10 inoceramowych poziomów biostratygraficznych obejmujących przedział turon–koniak dolny – poziomy od *Inoceramus apicalis* do *Inoceramus kleini (?)*. Podział ten został doprecyzowany przez Kędzierskiego (2008), który na podstawie nanoplanktonu występującego w marglach (turon środkowy–koniak środkowy) wyróżnił poziomy nanoskamieniałości UC6–UC10. Danych paleośrodowiskowych dostarczyły również badania ichnoskamieniałości (Kędzierski, Uchman, 2001). W marglistych osadach kredy opolskiej stwierdzono zęby rekinów, które najliczniej występują w utworach

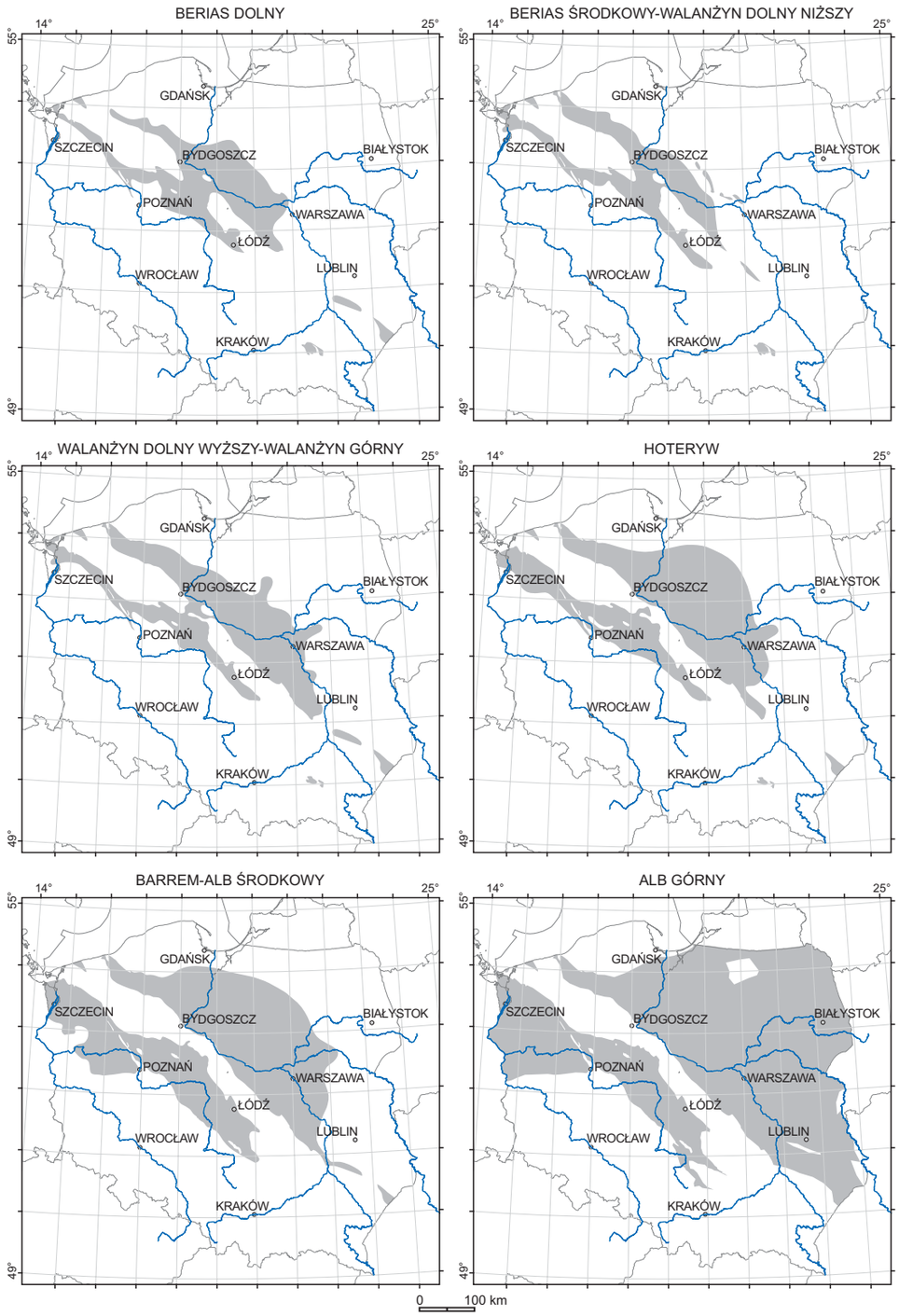


FIG. 20. Obecne zasięgi jednostek chronostratygraficznych kredy dolnej (interpretacja na podstawie: Raczyńskiej, 1979b; Marka, 1988, 1997c; Niemczyckiej, Brochwicz-Lewińskiego, 1988; Urbańca i in., 2010)

turonu środkowego poziomu *Inoceramus lamarcki* (Niedźwiedzki, Kalina, 2003). W osadach turonu–koniaku występują również amonity, szkarłupnie, gąbki, bruzdnice i szczątki roślin (Walaszczyk, 1988; Olszewska-Nejbert, 2007; Świerczewska-Gładysz, 2012; Świerczewska-Gładysz, Jurkowska, 2013; Płachno i in., 2018). Płachno i in. (2018) w stanowisku Folwark opisali makroflorę z margli turonu górnego: drewno roślin nagozalążkowych, szyszkę iglaka *Geinitzia reichenbachii* oraz paproć ?*Didymosorus*, interpretując je jako pochodzące z wyspy wschodniosudeckiej. Autorzy ci zidentyfikowali również zespoły sporomorf (zarodniki mszaków, widłaków i paproci oraz ziarna pyłku roślin nagonasiennych i okrytonasiennych), a także cysty bruzdnic (Płachno i in., 2018).

Stratygrafię utworów kredy synklinorium północnosudeckiego i synklinorium śródsudeckiego oparto także na inoceramach (Milewicz, 1997). Wyjątkiem był poziom *Actinocamax plenus* (turon dolny), który wyróżniano w synklinorium śródsudeckim i północnosudeckim (Wojewoda i in., 2011), aczkolwiek skamieniałość ta występuje na obszarze Sudetów niezwykle rzadko (Radwański, 1969). W morskich osadach marglistych turonu–koniaku obu tych obszarów (Teisseyre, 1972, 1975; Chrząstek, 2008) oraz w utworach brakicznych santonu synklinorium północnosudeckiego (Alexandrowicz, 1976) stwierdzono również liczne gatunki otwornic o znaczeniu stratygraficznym. Poza fauną inoceramową z obszaru obu synklinoriów są znane inne małże, gąbki, korale, jeżowce, ramienionogi, ślimaki, łódkonogi, amonity, skorupiaki i skamieniałości ryb, w tym m.in. zęby rekinów (Chrząstek, 2008). Bogaty zespół makroflory (paproci, a także roślin nago- i okrytonasiennych) oraz miospor został opisany z obszaru północnosudeckiego przez Halamskiego i in. (2020), a z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej – przez Halamskiego i Kvačka (2015). Badania te pozwoliły zrekonstruować zbiorowiska roślinne obszarów źródłowych w późnej kredzie – wysp zachodnio- i wschodniosudeckiej (Halamski, Kvaček, 2015; Halamski i in., 2020). W synklinorium północnosudeckim i w rowie górnej Nysy Kłodzkiej prowadzono badania skamieniałości śladowych, które dostarczyły istotnych danych paleośrodowiskowych i paleogeograficznych (Chrząstek, 2013, 2020; Chrząstek i in., 2018; Chrząstek, Wypych, 2018; Chrząstek, Nowicka, 2021).

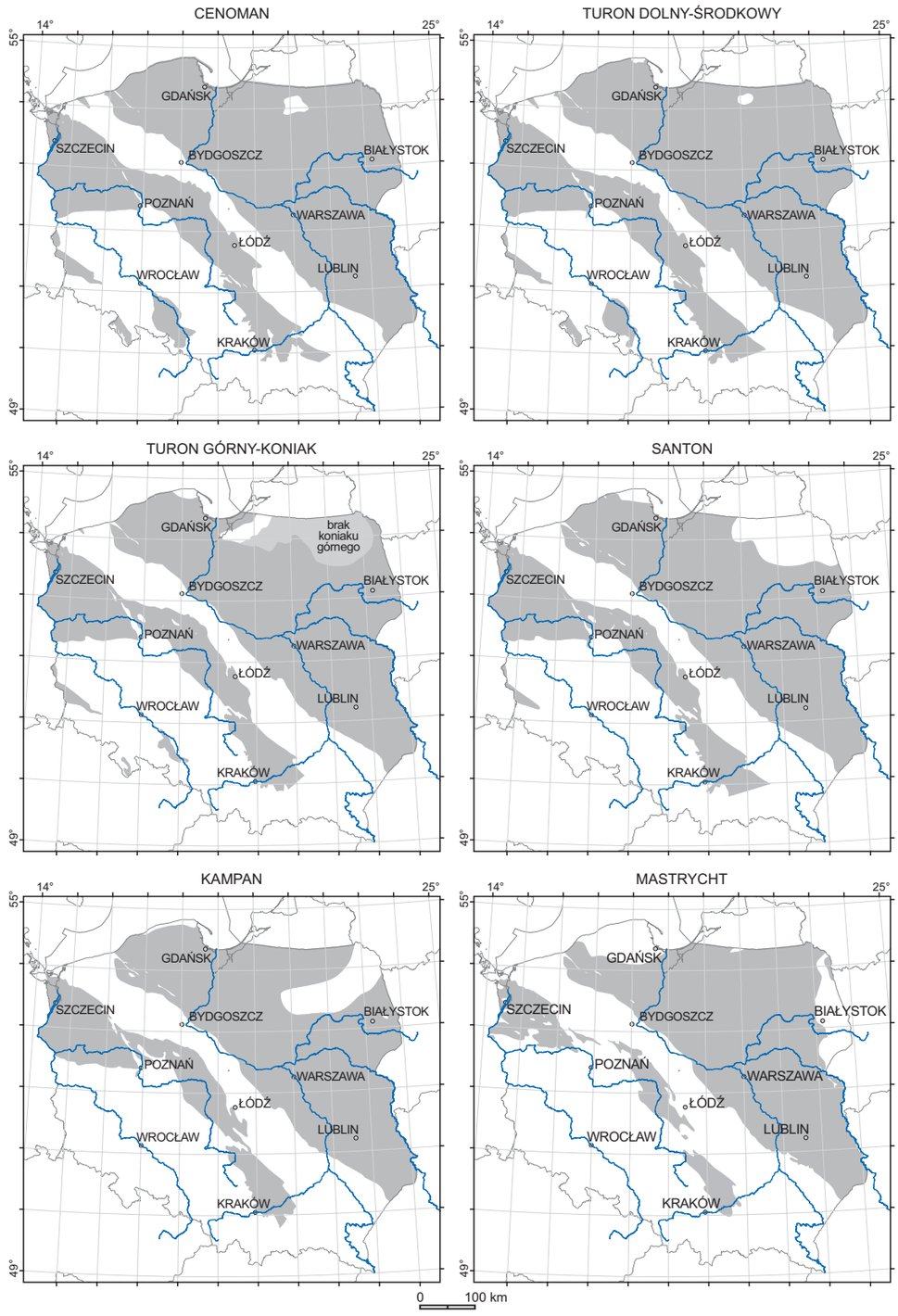


FIG. 21. Obecne zasięgi jednostek chronostratygraficznych kredy górnej (interpretacja na podstawie: Jaskowiak-Schoeneichowej, Krassowskiej, 1988; Krassowskiej, 1997; Leszczyńskiego, 2010, 2012)



FIG. 22. Kamieniołom margli turonu i koniaku Folwark k. Opola – niecka opolska. Fot. A. Kowalski



FIG. 23. Piaskowce turonu środkowego (ogniwo z Gorzeszowa, środkowe piaskowce ciosowe), brachysynklina Krzeszowa, synklinorium śródsudeckie. Fot. A. Kowalski

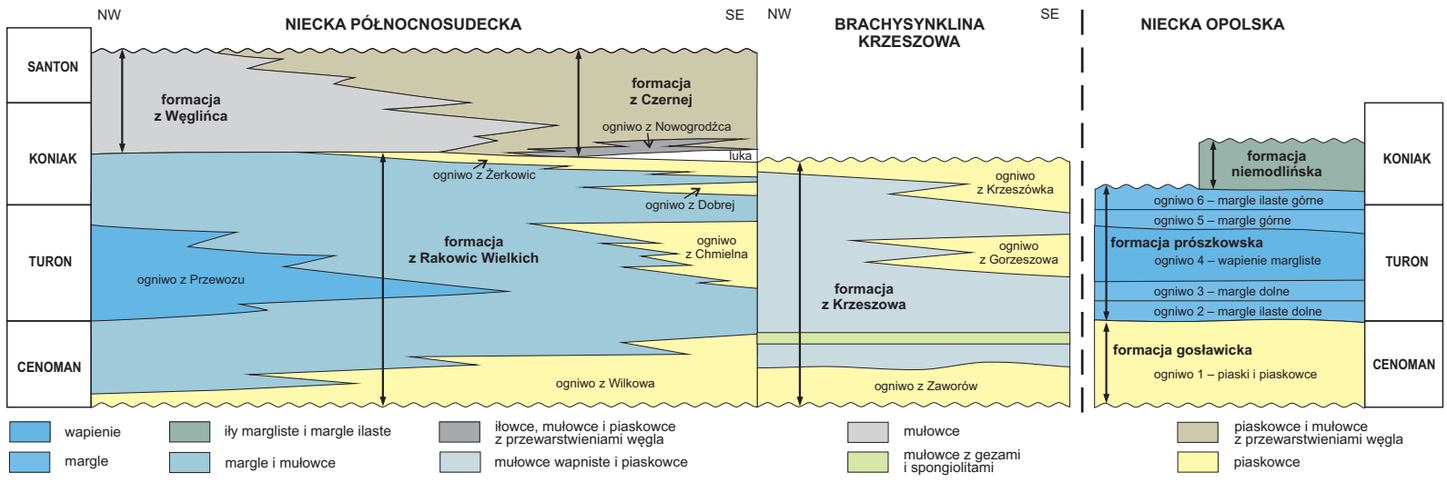


FIG. 24. Litostratygrafia kredy górnej w przekroju przez basen północnosudecki wg Leszczyńskiego (2018, uproszczono, litostratygrafia na podstawie Milewicza, 1997) i w przekroju przez brachysynklinę Krzeszowa wg Kowalskiego (2021, uproszczono) oraz uogólniony profil kredy górnej basenu opolskiego na podstawie Alexandrowicza (1974a, b, 1975) i Wagnera (2008)



FIG. 25. Przekątnie warstwowane piaskowce turonu górnego–koniaku (górne piaskowce ciosowe) na Szczelińcu Wielkim, skałka Wielbłąd, Góry Stołowe, synklinorium śródsudeckie. Fot. A. Kowalski

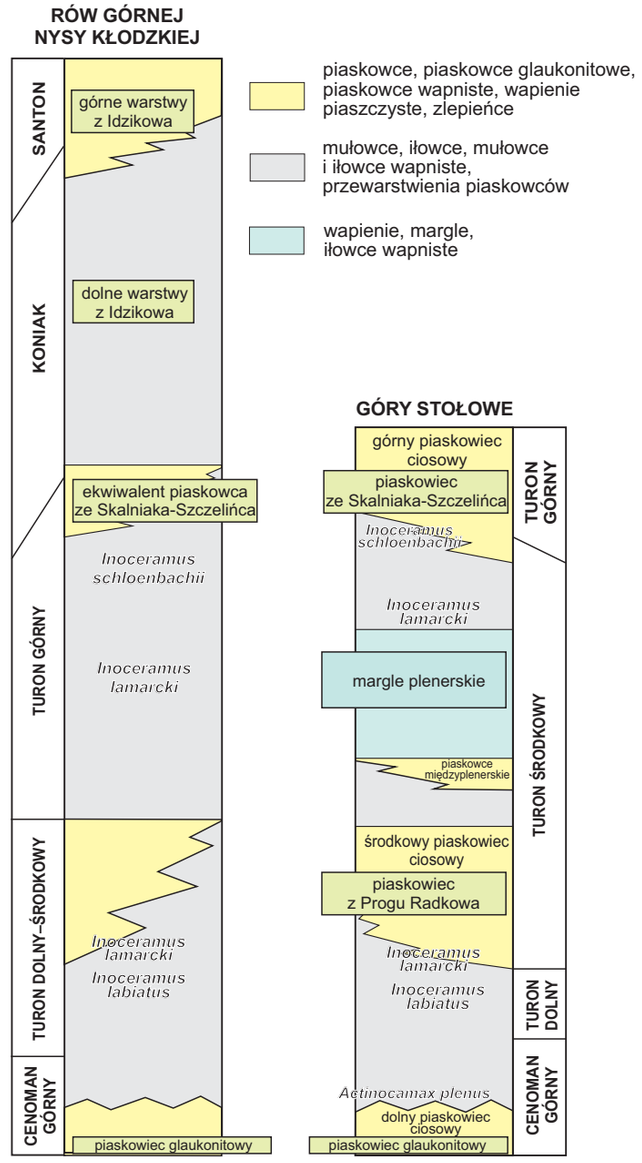


FIG. 26. Uproszczone profile litostratygraficzne rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Gór Stołowych na podstawie Jerzykiewicza, Wojewody (1986); Wojewody (1997); Dona, Wojewody (2005); Rotnickiej (2005)

2 Karpaty

2.1. PALEOGEOGRAFIA I HISTORIA TEKTONICZNA ORAZ SEDYMENTACYJNA

Krzysztof Leszczyński, Jacek Grabowski, Tomasz Malata

Utwory kredy w Karpatach były deponowane w basenach Karpat zewnętrznych, basenach pienińskich i tatrzańskich.

Baseny Karpat zewnętrznych obejmują kilka stref paleogeograficznych, których osady są obecnie ujęte w duże jednostki tektoniczne o charakterze fałdowo-nasuwczym, zwane płaszczowinami. Baseny Karpat zewnętrznych mają charakter poligenetyczny, a ich rozwój był wieloetapowy (np. Grabowski, Krobicki, 2023b i literatura tam cytowana). W pierwszym etapie ich ewolucji (jura środkowa–przełom jury i kredy) były to baseny ekstensyjne, powstałe w wyniku ryftowania na południowym skraju platformy północnoeuropejskiej, częściowo na ścienionej skorupie kontynentalnej lub oceanicznej (Poprawa, Malata, 2006). Następnie miała miejsce faza poryftowej subsydencji termicznej (wczesna kreda – turon) ze znacznym spadkiem tempa sedymentacji, zmniejszeniem kontrastów topograficznych i ujednoliceniem facjalnym. Etap ten został na krótko przerwany fazą kompresji z kulminacją w albie. Główną fazę kompresji, związaną z aktywnością tektoniczną grzbietu śląskiego datuje się na późną kredę–paleocen.

W basenach pienińskich, według Birkenmajera (1986), utwory kredowe w granicach Polski występują w obrębie sukcesji skałkowych, pokrywy kredowej (mastrycht) i sukcesji zewnętrznokarpackiej. Na przełomie kampanu i mastrychtu miały miejsce ruchy płaszczowinowe „fazy laramijskiej", które spowodowały odkłucie od podłoża, sfałdowanie i nasunięcia poszczególnych sukcesji skałkowych (Grabowski, Krobicki, 2023a i literatura tam cytowana).

Baseny tatrzańskie obejmują kilka jednostek paleogeograficzno-facjalnych. Utwory kredy powstawały w basenach sukcesji wierchowej i sukcesji reglowej dolnej. Koniec rozwoju basenów wiązał się z początkiem ruchów płaszczowinowych w Tatrach w późnej kredzie (Grabowski, 2023 i literatura tam cytowana).

2.2. KARPATY ZEWNĘTRZNE

2.2.1 Litostratygrafia

Tomasz Malata

Utwory kredowe występują we wszystkich seriach osadowych Karpat zewnętrznych (fig. 27; tab. 2). Zajmują one znaczną powierzchnię w strefach występowania serii bardziej zewnętrznych (północnych) – skolskiej, podśląskiej i śląskiej. Mniej ich jest w seriach: dukielskiej, przedmagurskiej i magurskiej. Najczęściej odsłaniają się w zewnętrznych częściach jednostek tektonicznych, w strefach nasunięć. Wyjątkiem jest jednostka śląska, w której utwory kredowe dominują w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, podczas gdy w części wschodniej występują na powierzchni na bardzo ograniczonym obszarze.

Serie osadowe Karpat zewnętrznych nie obejmują zwykle całego profilu kredy, z wyjątkiem serii śląskiej. Profil serii podśląskiej zaczyna się w obrębie niższej części kredy dolnej (walanżyn), profil serii skolskiej – w hoterywie, profile serii dukielskiej i przedmagurskiej – w obrębie kredy górnej. Problematyczny jest wiek początku profilu serii magurskiej – w Polsce najstarsze jej osady pochodzą ze stropowej części kredy dolnej (alb). Na Morawach obejmują lokalnie utwory już od hoterywu, choć nie są one w ciągłości sedymentacyjnej z utworami kredy górnej. Do osadów basenu magurskiego zalicza się (np. Birkenmajer, Oszczypko, 1989) również sukcesję Grajcarka w pienińskim pasie skałkowym (a więc poza Karpatami zewnętrznymi). Nawet przyjmując takie przyporządkowanie, do serii magurskiej można zaliczyć wyłącznie górnokredowo-paleogeńską pokrywę spoczywającą niezgodnie na starszych (od jury środkowej) osadach, a więc przynależność sukcesji Grajcarka nie rzutuje na wiek początku sedymentacji serii magurskiej.

Najbardziej północna seria Karpat zewnętrznych – seria skolska – rozpoczyna się mułowcami z Bełwina należącymi do hoterywu (Gucik, 1963). Są to szare mułowce margliste z przewarstwieniami czarnych łupków. Nadścielają je łupki spaskie (barrem–alb), wykształcone jako czarne łupki ilaste lub lekko margliste, sporadycznie z przewarstwieniami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych oraz konkrecjami syderytowymi i manganowymi. Miejscami ich wyższa część jest zastąpiona przez piaskowce z Kuźminy (alb–cenoman; Malata, Żytko, 2006). Profil kredy górnej rozpoczyna cenomańska formacja z Dołhego (Kotlarczyk, 1978), o niewielkiej miąższości, rozwinięta w formie zielonych, pstrych i czarnych łupków z konkrecjami manganowymi. Pozostałą część kredy górnej reprezentują warstwy inoceramowe, przechodzące zresztą do paleocenu. Jest to bardzo miąższa seria piaskowcowo-łupkowa z pakietami piaskowców gruboławicowych (piaskowce z Leszczyn), margli turbidytowych (margle krzemionkowe z Hołowni, margle fukoidowe z Kropiwnika), pstrych łupków (w kilku nieciągłych poziomach) oraz osadami spływów podmorskich (okruchowce z Makówki, margle z Węgierki). Dominują jednak muskowitowe piaskowce laminowane, drobnoziarniste, cienko- i średnioławicowe, wapniste, oraz przeławicające je margliste łupki szare i zielonkawe. Profil warstw inoceramowych (formacja ropianiecka – Kotlarczyk, 1978; choć jest to nazwa krytykowana – Ślączka, Miziołek, 1995) rozpoczynają zwykle margle krzemionkowe z Hołowni (turon–santon), nadścielone serią piaskowcowo-łupkową (flisz z Rybnika – Kotlarczyk, 1978) lub częściowo przez nią zastąpione (warstwy z Cisowej – Wdowiarz i in., 1974). Nad nią występują margle fukoidowe z Kropiwnika (kampan–mastrycht; Leszczyński i in., 1995), również miejscami zastąpione przez serię piaskowcowo-łupkową z przewarstwieniami margli (ogniwo z Posady Rybotyckiej). Powyżej znowu występuje seria piaskowcowo-łupkowa, przedzielona w części północnej piaskowcami gruboławicowymi (piaskowce z Leszczyn) oraz towarzyszącymi im osadami spływów podmorskich (żwirowce ilaste z egzotykami – okruchowce z Makówki z blokami m.in. margli z Węgierki; Geroch i in., 1979). Odpowiednikiem piaskowców z Leszczyn w środkowej części polskich Karpat zewnętrznych są piaskowce z Rybia (strefa lanckorońsko-żegocińska, rejon Limanowej – Leśniak, 1994), a na zachodzie piaskowce z Szydłowca (Goryczkowca) w rejonie Wadowic. Natomiast odpowiednikiem okruchowców z Makówki są margle frydeckie z egzotykami.

Następną – ku południowi – jest seria podśląska. Dolna część jej profilu (walanżyn–apt) jest wykształcona podobnie do serii śląskiej (i tam też będzie omówiona). Od albu natomiast zaczynają pojawiać się różnice. Powyżej warstw wierzowskich lub piaskowców grodziskich występują miejscami gruboławicowe piaskowce nieco glaukonitowe (warstwy Igockie dolne; fig. 28–30). Nadścielają je warstwy gezowe, złożone ze średnio- i cienkoławicowych gez, gez piaszczystych i piaskowców spikulowych z przewarstwieniami czarnych łupków ilastych, wieku alb–najniższy cenoman. Niekiedy ich stropowa część jest skrzemionkowana. Ku górze przechodzą one w pstre łupki godulskie o niewielkiej miąższości (cenoman–santon; fig. 31), a te z kolei w miękkie margle pstre – margle węglowieckie, których sedymentacja trwała od kampanu aż po paleocen–wczesny eocen (Malata, Rączkowski, 1996).

Najpełniejszy profil kredy ma seria śląska. Od kimerydu/tytonu aż lokalnie po hoteryw (Olszewska i in., 2008) trwała sedymentacja turbidytowych wapieni cieszyńskich, często gruboławicowych, z przewarstwieniami czarnych łupków. Ku górze profilu i ku wschodowi od walanżynu są one zastępowane przez cienkoławicową serię piaskowcowo-łupkową łupków cieszyńskich górnych (walanżyn–hoteryw), niekiedy z konkrecjami syderytowymi (Słomka, 1986). Nad nimi od hoterywu do najniższego albu zaczynają dominować czarne łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców cienkoławicowych (warstwy wierzowskie), niekiedy zastąpione (całkowicie lub częściowo, w różnych miejscach profilu warstw wierzowskich) przez piaskowce grodziskie (gruboziarniste lub zlepieńcowate, z podrzędnymi przewarstwieniami łupków) lub łupki margliste (łupki grodziskie). Powyżej warstw wierzowskich lub piaskowców grodziskich występują warstwy Igockie (alb–najniższy cenoman; fig. 28–30). Zwykle jest to cienkoławicowa, skrzemionkowana seria piaskowcowo-łupkowa, złożona z popielatych piaskowców drobnoziarnistych i czarnych łupków ilastych. W dolnej części profilu lokalnie jest zastąpiona przez piaskowce gruboławicowe (warstwy Igockie dolne), w górnej – przez utwory silnie skrzemionkowane (rogowce mikuszowickie). Część środkowa z kolei jest wykształcona niekiedy jako pakiet o przewadze łupków ilastych (warstwy Igockie środkowe). Powyżej warstw Igockich występuje mało miąższy pakiet łupków radiolariowych, radiolarytów, jaspisów lub łupków manganowych (warstwy jaspisowe, cenoman). Dla tego odcinka profilu (razem z rogowcami mikuszowickimi) została zaproponowana nazwa formacji łupków radiolariowych z Barnasiówki (Bąk i in., 2001). Nad warstwami jaspisowymi znajdują się mało miąższe pstre łupki godulskie (turon–santon), rozwinięte głównie w części wschodniej polskich Karpat. W części zachodniej zastępują je warstwy godulskie o miąższości do 2500 m. Jest to głównie seria piaskowcowo-łupkowa z miąższymi pakietami piaskowców gruboławicowych w części dolnej i środkowej oraz przewarstwieniami zlepieńców. W Beskidzie Śląskim i Małym podzielono je na 3 ogniwa. Profil warstw godulskich rozpoczynają warstwy godulskie dolne – twarde piaskowce gruboławicowe z podrzędnymi przeławiceniami szarych łupków ilastych, przechodzące ku górze profilu w cienkoławicową serię łupkowo-piaskowcową. Lokalnie w dolnej części ich profilu są rozwinięte zlepieńce ostra-

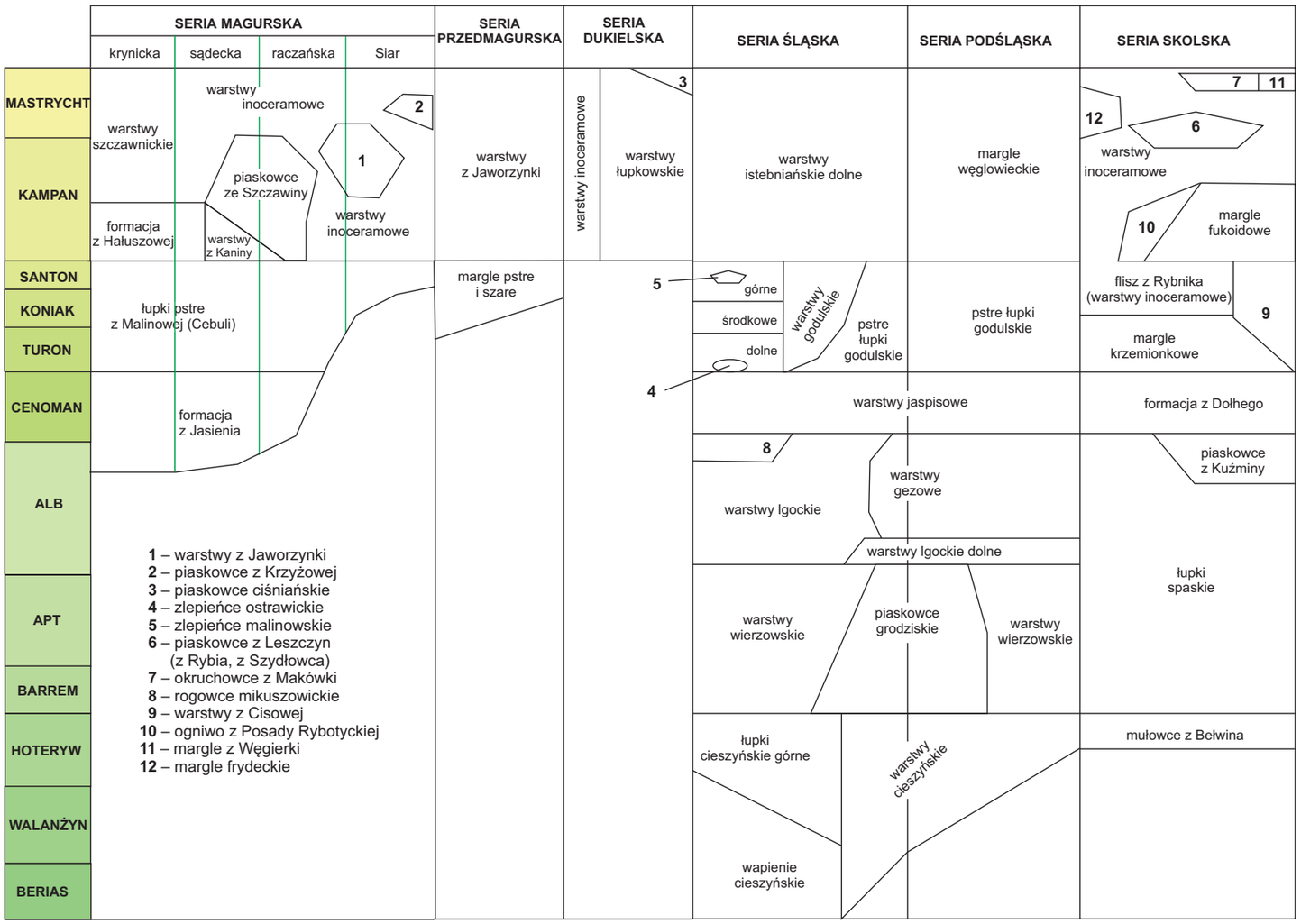


FIG. 27. Jednostki litostratygraficzne w kredzie Karpat zewnętrznych

wickie, złożone głównie z klastów wapieni. Powyżej rozwinięte są warstwy godulskie środkowe – gruboławicowe, drobnoziarniste, muskowitowe piaskowce glaukonitowe. Nad nimi występują warstwy godulskie górne (fig. 31), wykształcone jako piaskowce cienko- i średnioławicowe przeławicane szarymi lub zielonkawymi łupkami. W stropowej części warstw godulskich górnych występuje pakiet zlepieńców malinowskich o materiale złożonym głównie z kwarcu i otoczaków skał metamorficznych. W kampanie rozpoczęła się sedymentacja warstw istebniańskich (fig. 32). W obrębie kredy znajdują się wyłącznie warstwy istebniańskie dolne, wykształcone jako gruboławicowe piaskowce kwarcowe.

W kolejnej, ku południowi, serii dukielskiej najstarsze osady są znane z kampanu. Są to warstwy łupkowskie, wykształcone jako seria piaskowcowo-łupkowa, złożona z cienko- i średnioławicowych piaskowców wapnistych oraz szarych i czarnych łupków ilastych, wiekowo sięgająca nawet do paleocenu (Olszewska, 1980). Ku górze profilu są one zastępowane diachronicznie przez gruboławicowe piaskowce ciśniańskie, których sedymentacja rozpoczęła się miejscami w najpóźniejszej kredzie (Haczewski i in., 2016), ale w większości miała miejsce w paleocenie. W zachodniej części jednostki dukielskiej (na zachód od Wisłoka Wielkiego) powyższy podział nie zaznacza się wyraźnie i wyróżniane są tam warstwy inoceramowe (nierozdzielone), będące średniorytmiczną serią piaskowcowo-łupkową z podrzędnymi przeławiceniami piaskowców gruboławicowych.

W zachodniej części polskich Karpat odpowiednikiem serii dukielskiej jest seria przedmagurska. W jej obrębie można wydzielić górnokredowe margle pstre i szare z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców oraz warstwy biotytowe (biotytowo-skaleniowe) z Jaworzynki, zbudowane z piaskowców średnio- i cienkoławicowych z przewarstwieniami łupków popielatych i zielonkawych, ilastych lub słabo wapnistych.

W najbardziej południowej serii magurskiej najstarsze osady są znane z obrzeżenia i okna tektonicznego Mszany Dolnej (strefa bystrzycka/sądecka) oraz z profilu otworu Obidowa IG 1 (strefa krynicka – Cieszkowski, Sikora, 1976). Są to zielone, czarne i plamiste łupki formacji z Jasienia (alb–cenoman; Oszczypko i in., 2005). Powyżej nich występują pstre łupki z Malinowej (pstre łupki z Cebuli, formacja z Cebuli – Pivko, 2002), należące do turonu–santonu (Malata, Oszczypko, 1990). Wyższą część profilu, od kampanu po paleocen, reprezentują warstwy inoceramowe, występujące pod różnymi nazwami. Są to głównie utwory piaskowcowo-łupkowe, złożone z cienko- i średnioławicowych piaskowców muskowitowych, twardych, przeławicanych ciemnoszarymi, popielatymi i zielonkawymi iłowcami marglistymi. W wielu miejscach kompleks ten zawiera pakiety piaskowców gruboławicowych.

W strefie krynickiej serii magurskiej odpowiednikiem warstw inoceramowych są warstwy szczawnickie, których sedymentacja rozpoczęła się w kampanie (Chrząstowski i in., 1993).

W strefie bystrzyckiej (=sądeckiej) warstwy inoceramowe zawierają miąższy pakiet gruboławicowych piaskowców ze Szczawiny. W ich obrębie Oszczypko i in. (2005) wydzielili: formację z Białego (=warstwy z Kaniny, drobnorytmiczna seria piaskowcowo-łupkowa poniżej piaskowców ze Szczawiny), formację z Hałuszowej (przejściowa pomiędzy łupkami z Malinowej a formacją z Białego), formację piaskowców ze Szczawiny i przechodzącą do paleocenu formację z Ropianki (seria piaskowcowo-łupkowa).

W strefie raczańskiej profil warstw inoceramowych jest podobny jak w strefie bystrzyckiej: nad łupkami z Malinowej (łupkami z Cebuli) miejscami występują warstwy z Kaniny, ale zwykle nadścielają je bezpośrednio gruboławicowe piaskowce muskowitowe ze Szczawiny i (lub) Jaworzynki, a nad nimi występuje typowa, cienko- i średnioławicowa seria warstw inoceramowych (Sikora, Żytko, 1959; Oszczypko i in., 2005). Natomiast w najbardziej zewnętrznej strefie Siar w obrębie warstw inoceramowych występują lokalnie pakiety piaskowców biotytowo-skaleniowych z Jaworzynki (formacja z Jaworzynki) i piaskowców z Krzyżowej.

Sedymentacja utworów kredy dolnej rozpoczęła się turbidytami węglanowymi. Następnie powstała seria o dużym udziale czarnych

TAB. 2. Tabela jednostek litostratygraficznych kredy – Karpaty zewnętrzne

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
				SERIA
Mułowce z Bełwina	Gucik (1963)	ciemnoszare mułowce margliste występujące pod serią czarnych łupków spaskich	–	tektoniczna
Łupki spaskie	Vacek (1881)	łupki czarne poniżej łupków zielonych i pstrych cenomanu lub piaskowców z Kuźminy	formacja łupków spaskich – Kotlarczyk (1978)	tektoniczna lub na mułowcach z Bełwina
Piaskowce z Kuźminy	Żytko (1989)	gruboławicowe piaskowce zastępujące górną część łupków spaskich	–	na łupkach spaskich
Formacja z Dołhego	Kotlarczyk (1978) na podstawie Styrnałówny i de Cizancourta (1925)	pakiet łupkowy pomiędzy łupkami spaskimi a warstwami inoceramowymi	łupki zielone radiolariowe	łupki spaskie lub piaskowce z Kuźminy
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-łupkowa z licznymi przeławiceniami innych skał, generalnie pomiędzy formacją z Dołhego a łupkami pstrymi paleocenu-eocenu	warstwy ropianieckie – Paul (1869), formacja z Ropianki – Kotlarczyk (1978) formacja rybotycka (z Rybotycz) – Wójcik i in. (1996)* częściowo suita stryjska – Wiałow (1951)	na formacji z Dołhego
Margle krzemionkowe z Hołowni	Rogala i in. (1924)	twarde margle turbidytowe w spągowej części warstw inoceramowych	margle krzemionkowe	na formacji z Dołhego
Warstwy z Cisowej	Wdowiarz i in. (1974)	dolna część warstw inoceramowych poniżej margli fukoidowych, będąca odpowiednikiem margli krzemionkowych i nadległej serii piaskowcowo-łupkowej	częściowo flisz z Rybnika – Kotlarczyk (1978)	na formacji z Dołhego
Flisz z Rybnika	Kotlarczyk (1978)	kompleks piaskowcowo-łupkowy pomiędzy marglami krzemionkowymi a marglami fukoidowymi	odpowiada górnej części warstw z Cisowej – Wdowiarz i in. (1974) oraz górnej części ogniwa z Cisowej – Kotlarczyk (1978)	na marglach krzemionkowych
Margle fukoidowe z Kropiwnika	Wiśniowski (1908), Styrnałówna i de Cizancourt (1925)	kompleks głównie margli w środkowej części warstw inoceramowych	margle fukoidowe	początek pakietu margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Ogniwo z Posady Rybotyckiej	Malata (1996)	piaskowcowo-marglista odmiana margli fukoidowych z Kropiwnika	–	początek przewarstwień margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Piaskowce z Leszczyn	Malata (1996)	pakiet gruboławicowych piaskowców w górnej części warstw inoceramowych	–	początek pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Okruchowce z Makówki	Kotlarczyk (1978)	osady spływów podmorskich z egzotykami w górnej części warstw inoceramowych	częściowy odpowiednik: iły babickie	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Margle z Węgierki	Szajnocha (1899)	egzotykowe bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki	margle bakulitowe – Zuber (1909)	egzotykowe bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki
Piaskowce z Rybia	Skoczylas-Ciszewska (1960)	gruboławicowe piaskowce w górnej części warstw inoceramowych	piaskowce z Leszczyn, piaskowce z Szydłowca ogniwo piaskowców z Rybia – Golonka i in. (2013)*	początek pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Piaskowce z Szydłowca	Książkiewicz (1951)	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce w górnej części warstw inoceramowych	piaskowce bryozoowo-litotamniowe ogniwo piaskowców z Goryczkowca – Golonka i in. (2013)*	początek pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej
Margle frydeckie	Hohenegger (1861)	szare margle (osady spływów podmorskich) z egzotykami	formacja margli frydeckich – Wójcik i in. (1996)* formacja frydecka – Golonka i in. (2013)*	–
				SERIA
Wapienie cieszyńskie	Pusch (1836)	seria wapieni turbidytowych	formacja wapieni z Goleszowa – Nowak (1986) formacja cieszyńska, ogniwo wapieni cieszyńskich – Wójcik i in. (1996) formacja wapieni cieszyńskich – Golonka i in. (2013)*	łupki cieszyńskie dolne
Łupki cieszyńskie górne	Hohenegger (1861)	łupkowo-piaskowcowa, marglista seria o czarnych barwach, powyżej wapieni cieszyńskich	formacja cieszyńska, ogniwo łupków z Kamienicy – Wójcik i in., 1996*, formacja grodziska, ogniwo łupków z Cisownicy – Golonka i in. (2013)*	strop wapieni cieszyńskich
Warstwy cieszyńskie	Hohenegger (1861)	piaskowcowo-łupkowa, marglista seria o czarnych barwach łupków; wydzielane w rejonach, w których brak wapieni cieszyńskich, odpowiada w większości łupkom cieszyńskim górnym	formacja cieszyńska – Wójcik i in. (1996)*	tektoniczna
Warstwy wierzowskie	Hohenegger (1861)	głównie czarne łupki ilaste, sporadycznie przewarstwienia piaskowców	formacja łupków wierzowskich – Wójcik i in. (1996)* formacja wierzowska – Golonka i in. (2013)*	strop pakietu łupkowo-piaskowcowego (łupki cieszyńskie górne)
Piaskowce grodziskie	Hohenegger (1861)	zwykle gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, zastępujące łupki wierzowskie lub występujące w ich obrębie	formacja piaskowców grodziskich – Wójcik i in. (1996)* formacja grodziska, ogniwo piaskowców z Piechówki – Golonka i in. (2013)* częściowo formacja grodziska – Eliáš i in. (2003)	początek pakietu piaskowców gruboławicowych
Warstwy Igockie	Paul, Tietze (1877)	seria piaskowcowo-łupkowa w stropowej części utworów kredy dolnej	formacja Igocka – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	strop serii łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub piaskowców grodziskich
Warstwy Igockie dolne	Książkiewicz (1933)	gruboławicowe piaskowce w spągowej części warstw Igockich	formacja Igocka, ogniwo piaskowców z Żarku – Wójcik i in. (1996)*	strop serii łupków ilastych (łupki wierzowskie)

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
SKOLSKA					
przejście do czarnych łupków spaskich	13	okolice Bełwina i Wapowiec k. Przemyśla	ciemnoszare mułowce i iłowce margliste z fauną	otwornice, małże, ramienionogi, ślimaki	hoteryw
przejście do łupków zielonych z radiolariami (formacja z Dołhego) lub piaskowców z Kuźminy	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	ilaste łupki czarne, miejscami nieco krzemionkowe, z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i syderytów	otwornice, dinocysty (Gedl, 1999)	barrem–cenoman
łupki zielonych z radiolariami (formacja z Dołhego)	210	lokalnie w centralnej części jednostki skolskiej	gruboławicowe piaskowce, jasnoszare, gruboziarniste, mikowe, wapniste lub bezwapniste, kwarcowe, miejscami z klastami łupkowymi; sporadyczne przeławicenia bezwapnistych iłowców zielonkawych, ciemnoszarych i czarnych – Malata, Żytko (2006)	otwornice	alb–cenoman
stopniowe przejście w warstwy inoceramowe (margle krzemionkowe z Hołowni)	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	zielone, plamiste lub rzadziej czerwone łupki ilaste, sporadycznie czarne łupki manganowe	otwornice, radiolarie	cenoman
poniżej paleoceńsko-eoceńskich łupków pstrych	2200	jednostka skolska	cienko- i średnioławicowe piaskowce przeławicane łupkami marglistymi, z przewarstwieniami margli turbidytowych, łupków pstrych, gruboławicowych piaskowców i zlepieńców oraz osadów osuwisk podmorskich – Bromowicz (1974)	otwornice, nanoplankton, małże, amonity	turon–paleocen
przejście do piaskowcowo-łupkowej serii warstw z Cisowej (fliszu z Rybnika)	110	jednostka skolska	twarde margle turbidytowe sporadycznie z przeławiceniami łupków marglistych i piaskowców, ku górze przechodzące w miękkie margle – Leszczyński i in. (1995)	otwornice, nanoplankton	turon
poniżej margli fukoidowych	100	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	kompleks piaskowcowo-łupkowo-marglisty w spągowej części warstw inoceramowych: laminowane piaskowce wapniste, mikowe, popielate łupki margliste, cienkie ławiczki margli	otwornice, nanoplankton	turon
poniżej margli fukoidowych	100	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	cienko- i średnioławicowa seria piaskowcowo-łupkowa złożona z szarych piaskowców twardych, laminowanych przekątnie, wapnistych oraz popielatoszarych łupków marglistych	otwornice, nanoplankton	turon–kampan
koniec pakietu margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	seria margli turbidytowych, często ze śladami penetracji organizmów mułożernych, przeławicanych piaskowcami cienko- lub średnioławicowymi i łupkami marglistymi – Leszczyński i in. (1995)	otwornice, nanoplankton (Waśkowska i in., 2019)	kampan–mastrycht
koniec przewarstwień margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	90	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	cienko- i średnioławicowa seria piaskowcowo-łupkowa z przeławiceniami jasnopopielatych margli	otwornice, nanoplankton	kampan–mastrycht
koniec pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, zwykle słabo zwięzłe, wapniste, często z glaukonitem	otwornice, nanoplankton	kampan–mastrycht
powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	ciemnoszare mułowce piaszczyste z nielicznymi egzotykami wapieni, margli, kwarcytów i łupków łyszczykowych	otwornice, nanoplankton	mastrycht–paleocen
egzotykowe bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	uławicone margle – Geroch i in. (1979)	otwornice, nanoplankton, radiolarie, okrzemki, małżoraczki, gąbki, amonity, belemnity	mastrycht
koniec pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	100	strefa lanckorońsko-żegocińska	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce (miejscami z charakterystycznymi klastami czerwonych skał krystalicznych) przeławicane szarymi łupkami marglistymi – Leśniak (1994)	otwornice, nanoplankton	kampan–mastrycht
koniec pakietu piaskowców gruboławicowych w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej	250	okolice Wadowic, strefa lanckorońsko-żegocińska	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe przeławicane szarymi łupkami marglistymi – Balcer, Koszarski (1992); Waśkowska i in. (2014)	otwornice, nanoplankton	kampan–mastrycht
–	100	zachodnia część polskich Karpat	szare, miękkie margle ze skałami egzotykowymi (osad spływów podmorskich)	otwornice, nanoplankton	kampan–mastrycht
ŚLĄSKA I PODŚLĄSKA					
łupki cieszyńskie górne	200	seria śląska, okolice Cieszyna, Bielska-Białej i Żywca	wapienie turbidytowe pelityczne lub detrytyczne z przewarstwieniami margli i iłowców marglistych szarych – Słomka (1986), Matyszkiewicz, Słomka (1994), Słomka, Słomka (2001)	otwornice, tintinidy, cysty bruzdnic, nanoplankton wapienny, aptychy	tyton–hoteryw
przejście w pakiet łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub spąg pakietu piaskowców gruboławicowych (piaskowce grodziskie)	150	jednostka śląska i podśląska	czarne lub ciemnoszare łupki margliste z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych, szarych, wapnistych	otwornice, nanoplankton	walanżyn–hoteryw
przejście w pakiet łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub spąg pakietu piaskowców gruboławicowych (piaskowce grodziskie)	300	jednostka śląska i podśląska	piaskowce cienko- i średnioławicowe, ciemnoszare, wapniste, laminowane oraz czarne lub ciemnoszare łupki margliste lub ilaste	otwornice, nanoplankton	walanżyn–hoteryw
przejście w piaskowcowo-łupkowy lub piaskowcowy kompleks warstw Igockich	200	jednostka śląska i podśląska	czarne łupki ilaste, miejscami skrzemionkowane, ze sferosyderytami, z nielicznymi przewarstwieniami drobnoziarnistych, ciemnoszarych piaskowców	otwornice	barrem–dolny alb
strop pakietu piaskowców gruboławicowych	130	jednostka śląska i podśląska	piaskowce średnio- i gruboziarniste oraz zlepieńce przeławicane podrzędnie szarymi lub czarnymi łupkami marglistymi; piaskowce często są gruboławicowe, ale do piaskowców grodziskich zalicza się też odmiany średnio- i cienkoławicowe	otwornice, nanoplankton, amonity	barrem–dolny alb
przejście w serię łupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe)	450	jednostka śląska i podśląska	seria piaskowcowo-łupkowa złożona z laminowanych, twardych, szarych, cienko- lub średnioławicowych piaskowców z przewarstwieniami czarnych łupków ilastych, zwykle skrzemionkowanych	otwornice	alb–cenoman
przejście w piaskowcowo-łupkowy kompleks warstw Igockich lub gezowych	150	wschodnia część jednostki śląskiej i podśląskiej, okolice Kalwarii Zebrzydowskiej	gruboławicowe piaskowce drobnoziarniste, glaukonitowe, słabo zwięzłe	otwornice	alb

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Warstwy gezowe	Książkiewicz (1938)	średnio- i gruboławicowa seria piaskowcowo-łupkowa z udziałem spikul gąbek w materiale detrytycznym	formacja lgocka, ogniwo gez z Grabownicy – Wójcik i in. (1996)* formacja z Lanckorony – Golonka i in. (2013)*	strop serii łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub piaskowcowej (warstwy lgockie dolne)
Rogowce mikuszowickie	Szajnocha (1884)	skrzemionkowana seria w stropowej części warstw lgockich	częściowo: formacja łupków radiolariowych z Barnasiówki – Bąk i in. (2001) formacja lgocka, ogniwo rogowców mikuszowickich – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	przejście piaskowcowej łupkowej serii warstw lgockich w pakiet skrzemionkowany z rogowcami
Warstwy jaspisowe	Książkiewicz (1951)	mało miąższa seria łupkowa na pograniczu osadów kredy dolnej i górnej	zielone łupki radiolariowe; częściowo: formacja łupków radiolariowych z Barnasiówki – Bąk i in. (2001)	strop serii piaskowcowo-łupkowej warstw lgockich lub gezowych
Pstre łupki godulskie		ilaste łupki pstre zastępujące we wschodniej części jednostki śląskiej warstwy godulskie	formacja łupków z Lanckorony – Wójcik i in. (2006)* formacja z Mazaka – Picha i in. (2006)	przejście od zielonych łupków ilastych i radiolariowych
Warstwy godulskie	Hohenegger (1861)	miąższa seria piaskowcowo-łupkowa z pakietami piaskowców gruboławicowych w zachodniej części jednostki śląskiej	formacja godulska – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	przejście od warstw jaspisowych lub ostra granica erozyjna z warstwami lgockimi
Warstwy godulskie dolne	Hohenegger (1861)	seria piaskowców gruboławicowych, przechodząca ku górze w serię piaskowcowo-łupkową, w spągowej części warstw godulskich w zachodniej części jednostki śląskiej, zawiera lokalnie przewarstwienia zlepieńców ostrawickich	formacja godulska, ogniwo piaskowców z Wielkiej Puszczy, ogniwo łupków z Kozubnika i ogniwo z Czernichowa – Wójcik i in. (1996)* formacja godulska, ogniwo zlepieńców ostrawickich i ogniwo z Czernichowa – Golonka i in. (2013)*	przejście od warstw jaspisowych lub ostra granica erozyjna z warstwami lgockimi
Warstwy godulskie środkowe	Hohenegger (1861)	seria piaskowców gruboławicowych w środkowej części warstw godulskich, w zachodniej części jednostki śląskiej	formacja godulska, ogniwo ze Skrzycznego – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce
Warstwy godulskie górne	Hohenegger (1861)	miąższa, cienko- lub średnioławicowa seria piaskowcowo-łupkowa w górnej części warstw godulskich w zachodniej części jednostki śląskiej, miejscami z pakietami zlepieńców malinowskich	formacja godulska, ogniwo z Wisły – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	przejście od gruboławicowych piaskowców w cienko- lub średniorytmiczne osady turbidytowe
Zlepieńce ostrawickie	Andrusov (1933)	zlepieńce w spągowej części warstw godulskich	formacja z Mazaka, ogniwo piaskowców ostrawickich – Eliáš i in. (2003)	spąg pakietu zlepieńców
Zlepieńce malinowskie	Burtan i in. (1937) (opis bez nadania nazwy)	zlepieńce w stropowej części warstw godulskich	formacja godulska, warstwa zlepieńca malinowskiego – Wójcik i in. (1996)* formacja godulska, ogniwo zlepieńców z Malinowskiej Skały – Golonka i in. (2013)*	spąg pakietu zlepieńców
Warstwy istebniańskie dolne	Hohenegger (1861), Liebus, Uhlig (1902)	miąższa seria gruboławicowych piaskowców kwarcowych	piaskowce z Suchej Góry – Goblot (1928) formacja istebniańska, ogniwo piaskowców z Suchej Góry (Rożnowa) – Wójcik i in. (1996)* formacja istebniańska, ogniwo z Czarnej Wisełki – Golonka i in. (2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce
Margle węglowieckie	autor nieznany, zob. Świdziński (1947)	miękkie pstre margle kredowo-paleogeńskie	formacja margli węglowieckich – Wójcik i in. (1996)* formacja typu węglowieckiego – Golonka i in. (2013)*	przejście od pstrych łupków godulskich (rzadko piaskowców istebniańskich) w pstre margle
				SERIA
Warstwy łupkowskie	Leško i in. (1960)	seria łupkowo-piaskowcowa w najniższej części profilu wschodniej części jednostki dukielskiej	–	tektoniczna
Piaskowce ciśniańskie	Opolski (1926)	gruboławicowe piaskowce w górnej części warstw inoceramowych jednostki dukielskiej	kreda ciśniańska – Opolski (1928)	stopniowe przejście od warstw łupkowskich
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-łupkowa w najniższej części profilu zachodniej części jednostki dukielskiej	warstwy ropianieckie – Paul (1869)	tektoniczna
				SERIA
Formacja z Jasienia	Oszczypko i in. (2005)	łupki ilaste barwy zielonej i plamistej w spągowej części profilu jednostki magurskiej	warstwy lgockie	tektoniczna
Pstre łupki z Malinowej	Birkenmajer (1977)	czerwone łupki ilaste poniżej warstw inoceramowych	pstre łupki z Cebuli – Sikora, Żytko (1959) formacja łupków pstrych z Cebuli – Wójcik i in. (1996)* formacja łupków pstrych z Cebuli – Pivko (2002)	tektoniczna lub formacja z Jasienia
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	miąższy, cienko- lub średnioławicowy kompleks piaskowcowo-łupkowy w dolnej części profilu jednostki magurskiej	formacja z Mogielicy/ Ropy – Wójcik i in. (1996)*	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej
Warstwy szczawnickie	Birkenmajer (1956)	miąższy, cienko- lub średnioławicowy kompleks piaskowcowo-łupkowy	formacja z (Mogielicy, Ropy), ogniwo ze Szczawnicy – Wójcik i in. (1996)*, warstwy inoceramowe	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej
Warstwy z Kaniny	Kozikowski (1953)	kompleks piaskowcowo-łupkowy z przewarstwieniami margli w dolnej części warstw inoceramowych	formacja z Białego – Oszczypko i in. (2005)	stopniowe przejście od pstrych łupków z Malinowej
Formacja z Hałuszowej	Birkenmajer (1977)	kompleks łupkowo-piaskowcowy nad łupkami z Malinowej, z przeławiceniami czerwonych łupków i margli	–	stopniowe przejście od pstrych łupków z Malinowej
Piaskowce ze Szczawiny	Sikora, Żytko (1959)	gruboławicowe piaskowce muskowitowe w środkowej części warstw inoceramowych	formacja piaskowców szczawińskich – Oszczypko i in. (2005)	przejście od cienko- lub średnioławicowej serii piaskowcowo-łupkowej warstw z Kaniny
Warstwy z Jaworzynki	Burtan, Sokołowski (1956)	w obszarze typowym wydzielane jako piaskowce gruboławicowe przeławicane łupkami ilastymi, niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inoceramowe stref facjalnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotytowo-skaleniowe; formacja z Jaworzynki – Oszczypko i in. (2005) niekiedy wydzielane jako odpowiednik warstw inoceramowych	przejście od cienko- lub średnioławicowej serii piaskowcowo-łupkowej warstw inoceramowych
Piaskowce z Krzyżowej	Sikora, Żytko (1959)	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce w stopowej części warstw inoceramowych podjednostki Siar	–	przejście od cienko- lub średnioławicowej serii piaskowcowo-łupkowej warstw inoceramowych

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne. W kolumnie synonimy użyto nazw wg publikacji Wójcika i in. (1996), które nieco się różnią od terminologii wcześniej ujętej w opracowaniu archiwalnym, która została użyta w słowniku jednostek litostratygraficznych Polski

TAB. 2. cd

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	
przejście w serię łupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe) lub w rogowce mikuszowickie	250	jednostka podśląska i północna część jednostki śląskiej	piaskowce i gezy średnio- i gruboławicowe z przeławiceniami łupków czarnych	otwornice, nanoplankton	alb–cenoman
przejście w serię łupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe)	60	jednostka śląska	drobnoziarniste piaskowce cienko- i średnioławicowe z ciemnymi rogowcami w środkowych częściach ławic	otwornice	alb–cenoman
początek wartw godulskich lub przejście w pstre łupki godulskie	15	jednostka śląska i podśląska	łupki radiolariowe, manganowe, zielone i czerwone łupki ilaste z podrzędnymi przewarstwieniami jaspisów, radiolarytów i margli	otwornice, radiolarie (Bąk, 1994)	cenoman
spąg gruboławicowych piaskowców istebniańskich	250	wschodnia część jednostki śląskiej	czerwone łupki ilaste, podrzędnie z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych	otwornice	turon–santon
przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce	2400	zachodnia część jednostki śląskiej	seria piaskowcowo-łupkowa z miąższymi pakietami piaskowców gruboławicowych w dolnej i środkowej części profilu; piaskowce zwykle średnio- lub cienkoławicowe, szarozielone, drobnoziarniste, miejscami nieco wapniste, łupki – ilaste, szarozielone – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce	600	zachodnia część jednostki śląskiej	w dolnej części gruboławicowe piaskowce gruboziarniste, nieco glaukonitowe, z kwarcem, okruchami wapieni i łupków, z podrzędnymi przewarstwieniami szarych łupków ilastych i zlepieńców; wyższa część składa się głównie z szarozielonych łupków ilastych oraz piaskowców średnio- lub cienkoławicowych, drobnoziarnistych – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
przejście od gruboławicowych piaskowców w cienko- lub średniorytmiczne osady turbidytowe	600	zachodnia część jednostki śląskiej	piaskowce gruboławicowe, drobnoziarniste, kwarcowe, z glaukonitem i miką, szarozielone; podrzędnie zielonkawe łupki ilaste z miką i detrytusem roślinnym – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce istebniańskie	400	zachodnia część jednostki śląskiej	piaskowce cienko- lub średnioławicowe, szarozielone, drobnoziarniste, miejscami nieco wapniste, z glaukonitem, łupki – ilaste, szare, ciemnoszare, szarozielone; podrzędnie przewarstwienia zlepieńców – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
strop pakietu zlepieńców	200 (w Polsce 20)	Ustroń	gruboławicowe zlepieńce, głównie ze słabo obtoczonymi klastami wapieni	otwornice	turon
strop pakietu zlepieńców	50	Beskid Śląski i Mały	gruboławicowe zlepieńce i piaskowce, uziarnione frakcjonalnie, głównie kwarcowe, częste okruchy skał metamorficznych	otwornice	santon
przejście w ciemnoszare łupki istebniańskie	400	jednostka śląska	bardzo gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, kwarcowe, ze zwietrzałymi skaleniami i muskowitem, słabo zwięzłe, podrzędnie przeławicane czarnymi łupkami ilastymi – Strzeboński (2005)	otwornice	kampan–mastrycht
przejście pstrych margli w pstre łupki paleogeńskie	150	jednostka podśląska, brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej	miękkie margle barwy czerwonej, zielonej, popielatej lub plamistej	otwornice, nanoplankton	kampan–eocen
DUKIELSKA					
stopniowe przejście w piaskowce ciśniańskie	900	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	łupki margliste ciemnoszare, czarne i szarozielone z przewarstwieniami piaskowców cienko- i średnioławicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
przejście do serii łupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	gruboławicowe piaskowce uziarnione frakcjonalnie z podrzędnymi przewarstwieniami ciemnych łupków ilastych	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht–paleocen
przejście do serii łupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	zachodnia część jednostki dukielskiej	piaskowce cienko- i średnioławicowe, drobnoziarniste, wapniste, laminowane oraz łupki margliste szare	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
MAGURSKA					
pierwsze przewarstwienia ilatych łupków czerwonych łupków z Malinowej	15	otoczenie okna tektonicznego Mszany Dolnej, otwór Obidowa IG 1	łupki ilaste barwy zielonej i plamistej, niekiedy z konkrecjami manganowymi	otwornice	alb–cenoman
strop najwyższego grubego pakietu łupków czerwonych poniżej warstw inoceramowych	180	jednostka magurska	łupki ilaste, głównie barwy czerwonej, podrzędne przewarstwienia piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych	otwornice, (Malata, Oszczypko, 1990)	cenoman–kampan
przejście w paleogeńskie łupki pstre	850	strefy facjalne: bystrzycka, raczańska i Siar jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane, wapniste oraz szare łupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen
przejście w paleogeńskie łupki pstre, warstwy z Zarzecza lub piaskowce magurskie	500	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane oraz szare łupki margliste – Uchman (1991)	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna –paleocen– –eocen (?)
przejście w gruboławicowe piaskowce ze Szczawiny	100	raczańska i bystrzycka strefa facjalna jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce przeławicane szarymi łupkami marglistymi i marglami turbidytowymi – Cieszkowski i in. (1992)	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–mastrycht
przejście w gruboławicowe piaskowce ze Szczawiny	100	krynicka i bystrzycka strefa facjalna jednostki magurskiej	szarozielone łupki ilaste przeławicane cienkoławicowymi piaskowcami oraz czerwonymi łupkami i marglami	otwornice, nanoplankton wapienny	
przejście w cienko- lub średnioławicową serię piaskowcowo-łupkową warstw inoceramowych	350	strefy facjalne: bystrzycka i raczańska jednostki magurskiej	gruboławicowe piaskowce muskowitowe – Cieszkowski i in. (1992)	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
przejście w cienko- lub średnioławicową serię piaskowcowo-łupkową warstw inoceramowych	400	strefy facjalne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	gruboławicowe piaskowce, niekiedy zlepieńcowate, z biotytem, glaukonitem i skaleniami, przeławicane łupkami ilastymi – Waśkowska i in. (2021)	otwornice	kampan–paleocen
przejście do łupków pstrych	220	rejon Jeleśni, strefa Siar płaszczowiny magurskiej	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht–paleocen



FIG. 28. Warstwy Igockie, Kaczyna. Fot. L. Balicki



FIG. 29. Warstwy Igockie, Zagórnik. Fot. L. Balicki



FIG. 30. Warstwy Igockie dolne, Bugaj. Fot. L. Balicki

iłowców, zdeponowana w zbiorniku o warunkach anoksycznych na dnie, niekiedy zawierająca niewielkie pakiety materiału gruboklastycznego. Jej stropowa część jest silnie skrzemionkowana. W cenomanie dominowała sedymentacja ilasta o barwach pstrych, w turonie zaś rozpoczęła się intensywna sedymentacja turbidytowa, w niektórych strefach z dużą dostawą materiału gruboklastycznego. W miejscach, gdzie nie docierały prądy zawiesinowe (seria podśląska, okresowo wschodnia część serii śląskiej), tworzyły się osady ilasto-margliste o barwach pstrych.

2.2.2. Biostratygrafia

Tomasz Malata

Stratygrafia kredy w Karpatach zewnętrznych początkowo bazowała na nielicznych makroskamieniałościach (amonity, małże), znajdowanych rzadko i lokalnie (np. Rogala, 1909, 1921; Wiśniowski, 1918; Rogala, Kokoszyńska, 1936, 1948; Kokoszyńska, 1949). Wnioski z tych znalezisk odnoszono do znacznie większych obszarów, niekiedy nie biorąc pod uwagę redepozycji okazów przez spływy podmorskie. Równocześnie zaczęły rozwijać się badania mikrofauny, przede wszystkim otwornic (Grzybowski, 1895a, b, 1898, 1901). Od II poł. XX w. badania otwornic stały się podstawową metodą biostratygraficzną w Karpatach ze względu na ich powszechne występowanie (Bieda i in., 1963; Morgiel, Olszewska, 1981; Olszewska, 1997). Z czasem coraz większe znaczenie zaczęły uzyskiwać badania nanoplanktonu wapiennego, zapoczątkowane w latach 60. XX w. (Radomski, 1967). Obecnie są one drugą z podstawowych grup mikroorganizmów w biostratygrafii kredy Karpat (Leszczyński i in., 1995), aczkolwiek ich występowanie jest ograniczone do osadów węglanowych. Oprócz tego rozwijają się badania dinocyst (Skupien, Vašiček, 2002; Slimani i in., 2021) i radiolarii (Bąk, 2004; Bąk i in., 2005).

Badania biostratygraficzne skupiają się w ostatnich dziesięcioleciach na doprecyzowaniu wieku wydzieleń litostratygraficznych, korelacjach wiekowych zespołów różnych grup mikroskamienałości (otwornice, nanoplankton wapienny, bruzdnice), zagadnieniach paleoekologicznych, paleośrodowiskowych i paleogeograficznych.

Oszczypko i in. (2005) zaproponowali udokumentowany biostratygraficznie formalny podział litostratygraficzny starszych (od albu do środkowego eocenu) utworów podjednostek bystrzyckiej i raczańskiej jednostki magurskiej. Szydło (2005) wydzielił 8 zespołów otwornic bentosowych w warstwach cieszyńskich i powiązał zubożenie tych zespołów w czasie ze zmianami batymetrycznymi w basenie (przejście od zbiornika szelfowego do otwartego basenu morskiego). Olszewska i Malata (2006) przeprowadziły analizę paleośrodowiskową i paleobatymetryczną zespołów mikroskamieniałości polskich Karpat zewnętrznych. Olszewska i in. (2008) opracowali zintegrowaną biostratygrafię węglanowych osadów warstw cieszyńskich, a Skupien i in. (2009) – zintegrowaną biostratygrafię kredowych oceanicznych łupków pstrych, obejmującą dane o otwornicach, bruzdnicach i nanoplanktonie wapiennym. Kędzierski i in. (2012) określili na podstawie otwornic i nanoplanktonu położenie granicy cenoman/turon w profilu hemipelagicznych osadów wyniesienia podmorskiego oraz odnieśli jej położenie do standardowej zonacji nanoplanktonowej i lokalnych zonacji otwornicowych. Kędzierski i Ochabska (2012) opracowali zespoły nanoplanktonu wapiennego z górnych łupków cieszyńskich, stwierdzając zespoły o wpływach tetydzkich i borealnych, a Gasiński i in. (2013) – otwornice i okrzemki z utworów późnego mastrychtu jednostki skolskiej. Kędzierski i Leszczyński (2013) zbadali paleoekologiczne zależności między zespołami nanoplanktonu wapiennego a wapnistością w wapiennych turbidytach margli fukoidowych z Kropiwnika (górny kampan–dolny mastrycht) i zaproponowali warunki powstania obserwowanych zróżnicowanych zespołów. Uchman i in. (2013) opisali zmienność ichnofauny oraz otwornic związaną głównie z oligotrofizacją dna basenu Karpat w pobliżu granicy cenoman/turon. Kędzierski i in. (2015) porównali zespoły otwornicowe i nanoplanktonu wapiennego w profilu z jednostki skolskiej i zwrócili uwagę na wcześniejszy zanik w Karpatach indeksowego gatunku *Abathomphalus mayaroensis*. Szydło i in. (2015) odnieśli zmiany w zespołach mikroskamieniałości w okresie alb–turon do zmian poziomu morza i produktywności fitoplanktonu, co można wiązać z geotektoniczną aktywnością w basenie Karpat. Kowalczewska i Gasiński (2018) zbadali zespoły otwornicowe pogranicza kredy

i paleocenu w profilu z jednostki skolskiej i stwierdzili zespoły przejściowe między prowincją tetydzką a borealną. Waśkowska i in. (2019) opracowali biostratygrafię otwornicową margli fukoidowych w stanowisku z jednostki skolskiej, Machaniec i in. (2020) opisali zmiany zespołów otwornic i nanoplanktonu na granicy kredy i paleogenu w profilu z jednostki skolskiej, a Wierzbicki i Kędzierski (2020) przedstawili zapis zmian klimatycznych w mastrychcie w zespołach nanoplanktonu wapiennego z Karpat. Górny i in. (2022) stwierdzili zależność redeponowanych do basenu Karpat zewnętrznych albsko-cenomańskich zespołów radiolarii i otwornic planktonicznych od zmian eustatycznych, Waśkowska i Szczęch (2023) określili wiek i pozycję górnokredowych pstrych łupków płaszczowiny magurskiej, natomiast Woyda i in. (2023) dostarczyli danych na temat czasu redepozycji materiału egzotykowego znajdującego się w formacji z Ropianki.

2.2.3. Chemostratygrafia

Jacek Grabowski

Badania izotopowe $\delta^{13}C_{org}$ w utworach albu i cenomanu (aż po granicę z turonem) były prowadzone w jednostkach śląskiej, podśląskiej i skolskiej w Karpatach zewnętrznych. Utwory te są precyzyjnie datowane za pomocą otwornic aglutynujących i radiolarii (Bąk i in., 2001; Bąk, 2004). Serię wydarzeń od OAE 1d, poprzez MCE do OAE 2, udokumentowano w profilu Barnasiówka w sukcesji śląskiej, niedaleko Myślenic (Bąk, 2007a; Bąk i in., 2022). Zdarzenia te są ulokowane kolejno w stropie warstw lgockich, w górnym albie (OAE 1d), w ogniwie rogowców mikuszowickich środkowego cenomanu (MCE) i na pograniczu radiolarytów z Barnasiówki i pstrych łupków, w interwale granicznym cenomanu i turonu (OAE 2). Zdarzenie OAE 2 opisano także w profilu Spława (sukcesja skolska, okolice Przemyśla), również na pograniczu formacji radiolarytów z Barnasiówki oraz pstrych łupków (Bąk, 2007b, c). Szczególnie wszechstronna synteza różnorodnych danych stratygraficznych i paleośrodowiskowych (zmiany paleoproduktywności i natlenienia wód dennych oraz tempo sedymentacji materii organicznej) została przeprowadzona dla zdarzenia OAE 2; szereg zmian było prawdopodobnie równoczasowych w różnych basenach zachodniej Tetydy (Bąk, 2007c; fig. 17).

Badania izotopowe węgla organicznego oraz zawartości pierwiastków głównych i śladowych utworów dolnej i częściowo górnej kredy (najwyższy barrem – dolny cenoman) w Karpatach zewnętrznych zostały wykonane w profilach Lipnik i Rzyki w jednostce śląskiej (Wójcik-Tabol, Ślączka, 2015; fig. 17). Długi odcinek stratygraficzny obejmował strop formacji grodziskiej, formację wierzowską i dolną część formacji lgockiej. Zidentyfikowano szereg interwałów wzbogacenia w materię organiczną oraz fluktuacji $\delta^{13}C_{org}$, które skorelowano z globalnymi zdarzeniami paleośrodowiskowymi: Taxy, Selli (OAE 1a), Fallota, Paquiera (OAE 1b) i z Toolebuc (OAE 1c) (Föllmi, 2012). Podwyższone wskaźniki dysoksji i anoksji obserwowano na ogół w utworach formacji wierzowskiej (apt), jednak stosunkowo mała liczba zbadanych próbek nie pozwoliła na rekonstrukcję szczegółowego scenariusza zmian paleośrodowiskowych.

2.3. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

Jacek Grabowski, Andrzej Wierzbowski

Schemat litostratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego (fig. 33; tab. 3) wykonano na podstawie opracowań Birkenmajera (1977, 1986, 2017), z niewielkimi modyfikacjami (np. zmienionego zakresu formacji wapienia dursztyńskiego – por. Wierzbowski, 1994).

Przy interpretacji budowy geologicznej duże znaczenie odgrywają tzw. sukcesje – wydzielane jako zespoły osadów odpowiadające pierwotnym strefom sedymentacyjnym. Ten „odziedziczony" po okresie jurajskim układ sukcesji (od północy sukcesja Grajcarka – sukcesje czorsztyńska i niedzicka – sukcesja braniska typu północnego – sukcesja czertezicka – sukcesja pienińska wraz z południową odmiana sukcesji braniskiej) został znacząco przekształcony we wczesnej kredzie (od hoterywu do albu). Następujące wówczas tektoniczne podniesienie (i wynurzenie) grzbietu czorsztyńskiego oraz jego rotacja doprowadziły do osuwiskowych przemieszczeń części pokrywających go osadów w kierunku głębszych południowych stref basenu. Zjawiska te, a także następująca zapewne w albie utrata przynajmniej części podłoża grzbietu czorsztyńskiego wskutek subdukcji pod płytę Karpat centralnych i dalsza tektoniczna jego deformacja, zmieniły znacząco pierwotną jurajsko-wczesnokredową paleogeografię basenu (Aubrecht i in., 2022). Nowo ukształtowany układ facjalny w późnej kredzie był uwarunkowany inną paleogeografią (m.in. rozwój bardziej głębokowodnych facji zaznaczał się w miejscu dawnego grzbietu czorsztyńskiego – sukcesji czorsztyńskiej). Swoją indywidualność zachowały tylko na



FIG. 31. Warstwy godulskie górne, Targoszów. Fot. L. Balicki



FIG. 32. Warstwy istebniańskie, Winiary. Fot. L. Balicki

północy sukcesja Grajcarka czy sukcesja hulińska (wg Sikory, 1971, zobacz też Golonka i in., 2015, 2018) albo Šariša (szariska) na Słowacji, oraz wyodrębniająca się u schyłku kredy na południu nowa sukcesja maruszyńska (np. Birkenmajer, Gedl, 2012).

Trwające we wczesnej kredzie ruchy neokimeryjskie powodują dalsze zróżnicowanie sedymentacji na wznoszącym się grzbiecie czorsztyńskim. Utwory ogniwa z Sobótki (formacja wapienia dursztyńskiego), odpowiadające dolnemu i środkowemu beriasowi, powszechnie występują powyżej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej, często wypełniając żyły neptuniczne w podłożu (np. w skałce Korowa i w Lorencowych Skałkach, por. Wierzbowski, 1994), często też zaznaczają u swojej podstawy istnienie luki stratygraficznej przypadającej na najniższy berias (np. zamek Czorsztyn, skałki Rogoży – Wierzbowski, Remane, 1992; Reháková, Wierzbowski, 2006). Zróżnicowanie batymetrii wyraża się większą lub mniejszą kompletnością zapisu tych osadów, zmianami w litologii i w składzie fauny (wapienie mikrytowe *vs.* mikrytowe wapienie z amonitami i ramienionogami, wapienie krynoidowe; np. Birkenmajer, 1977; Krobicki, 1996). Podobny charakter wykazują młodsze utwory formacji wapieni łysańskich, należące do górnego beriasu, zdominowane w dolnej i górnej części przez muszlowce ramienionogowo-krynoidowe. Charakterystyczne ogniwo brekcji wapiennych w środku formacji (ogniwo brekcji z Walentowej) zawiera

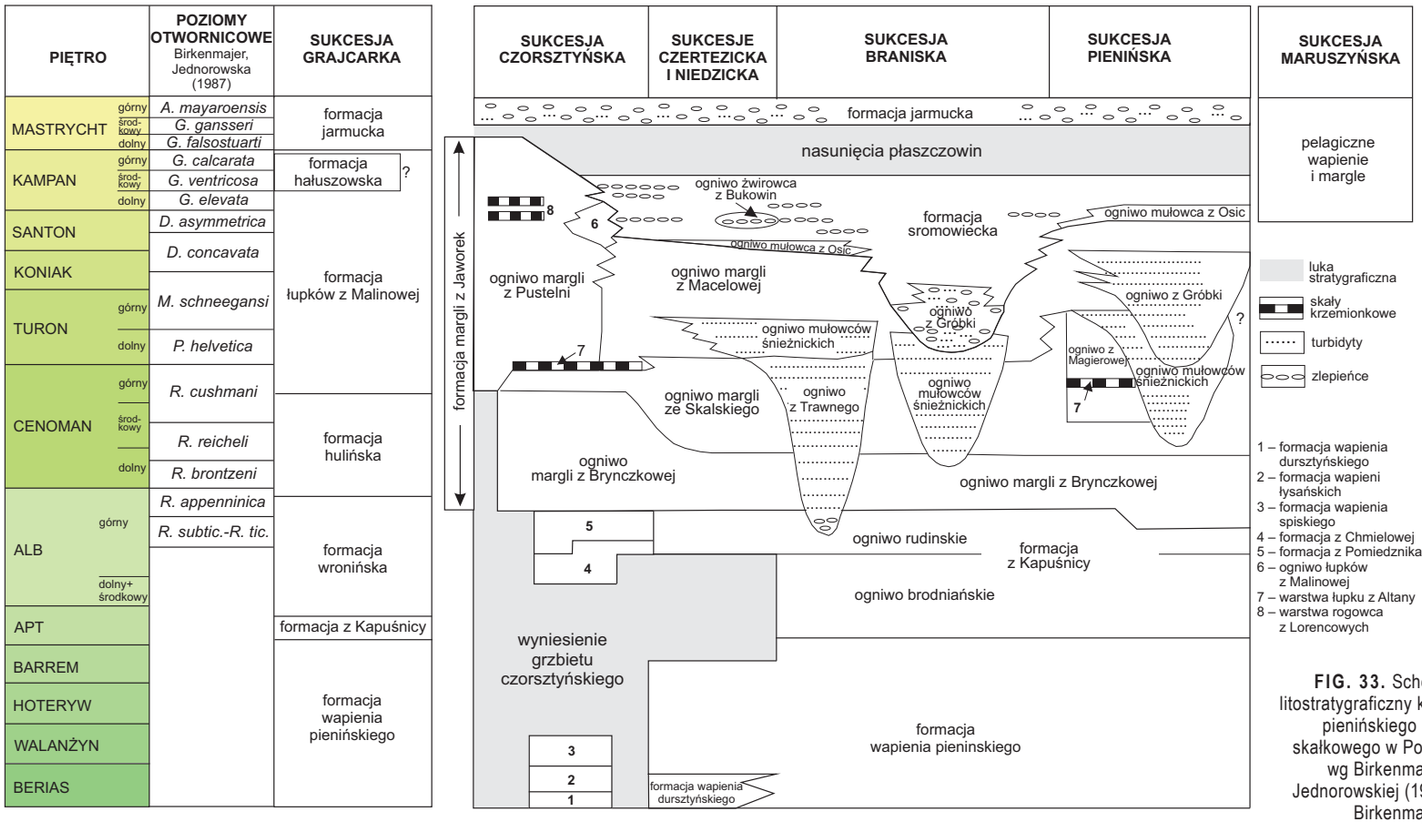


FIG. 33. Schemat litostratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce, wg Birkenmajera, Jednorowskiej (1987); Birkenmajera, Gedla (2017); zmieniono

TAB. 3. Tabela jednostek litostratygraficznych kredy – pieniński pas skałkowy

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)
Formacja wapienia pienińskiego	90–180, w sukcesji pienińskiej, 115–125, w sukcesji braniskiej, 40–60, w sukcesji czertezickiej, 2–6, w sukcesji Grajcarka, 2–3, w sukcesji niedzickiej	wszystkie sukcesje, poza czorsztyńską	Birkenmajer (1977, 2017); Golonka, Sikora (1981); Obermajer (1986, 1987a, b); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Pszczółkowski, Myczyński (2004); Gedl (2007); Pszczółkowski (2015a)	Kapuśnica na lewym brzegu Dunajca k. Sromowiec Wyżnych	białe i szare, uławicone wapienie pelagiczne z czertami facji maiolica; miejscami wapienie margliste, w sukcesji Grajcarka wapienie plamiste. W obrębie formacji wydzielono warstwę margli z Łysonki: litologia – cienkolawicowe margle i wapienie margliste; miąższość – ok. 1 m; wiek – górny berias: podpoziomy *Calpionellopsis simplex* (najwyższa część) i *Calpionellopsis oblonga*
Formacja wapienia durszтyńskiego	od kilku do ok. 10	sukcesje: czorsztyńska, niedzicka, czertezicka i sukcesje przejściowe	Birkenmajer (1963, 1977); Barczyk (1972a, b, 1979a, b1991); Wierzbowski, Remane (1992); Krobicki (1994); Wierzbowski (1994); Reháková, Wierzbowski (2005); Wierzbowski i in. (2021)	okolice wsi Krempachy i Dursztyn, Skałka Korowa, Lorencowe Skałki	czerwone i różowe wapienie mikrytowe z *Globochaete* i kalpionellami. Formacja w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej podzielona jest na 2 ogniwa: – ogniwo wapienia z Korowej; litologia - wapienie mikrytowe jasnoczerwone; wiek: tyton – tyton/berias; – ogniwo wapienia z Sobótki; litologia – wapienie mikrytowe białe, żółte, różowe lub kremowe; wiek: berias. W obu ogniwach przeławicenia wapieni detrytycznych i powierzchnie erozyjne/luki sedymentacyjne; w sukcesji czertezickiej – wapienie białe w całym profilu
Formacja wapieni łysańskich	0,5–13,5	sukcesja czorsztyńska	Birkenmajer (1977); Wierzbowski, Remane (1992); Wierzbowski (1994); Krobicki, Wierzbowski (1996)	Skałka Łysa k. Falsztyna	wapienie organogeniczne i detrytyczne (brekcje i mikrobrekcje). Formacja jest podzielona na 3 ogniwa: – ogniwo wapienia z Harbatowej: litologia – wapienie organogeniczne z ramienionogami i liliowcami; miąższość – 5–8 m; wiek – górny berias; – ogniwo brekcji z Walentowej: litologia – wapienie detrytyczne (brekcje i mikrobrekcje) z okruchami wapieni kalpionellowych ogniwa z Sobótki; miąższość: 0,5–3,7 m; wiek: górny berias; – ogniwo wapieni z Kosarzysk: litologia – wapienie organogeniczne z liliowcami, ramienionogami; miąższość – 0,7–2 m, w żyłach neptunicznych 0,05–0,8 m; wiek – górny berias
Formacja wapienia spiskiego	0,5–16,5, typowo 6–9	sukcesja czorsztyńska	Birkenmajer (1977); Wierzbowski (1994); Krobicki, Wierzbowski (1996)	Skałka Korowa	cienkoławicowe czerwonawe, brązowawe lub pstre wapienie krynoidowe, w wyższej części spotyka się przeławicenia wapieni drobnoziarnistych i mikrytowych
Formacja z Kapuśnicy	10–45, w sukcesji pienińskiej, 10–30, w sukcesji braniskiej, 15–30, w sukcesji czertezickiej, 9–10, w sukcesji niedzickiej, 0,5–1, w sukcesji Grajcarka	wszystkie sukcesje, poza czorsztyńską	Alexandrowicz (1966); Alexandrowicz i in. (1968); Birkenmajer (1977, 1987, 2007); Kasiński i in. (1981); Gasiński (1983, 1988); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bąk M. (1995, 1999a,b); Krobicki (1995); Kłosowska (1997); Pióro (2005); Gedl (2007); Birkenmajer, Gedl (2012, 2017); Gedl (2013)	Kapuśnica k. Sromowców Wyżnich; Skałka Brodno – profil Rochovica (zach. Słowacja)	formacja jest podzielona na 2 ogniwa (Birkenmajer, 1977): – ogniwo brodniańskie: litologia – łupki mułowcowe czarne, ciemnoszare do ciemnozielonych, z przeławiceniami wapieni plamistych z czertami i mułowców; miąższość – 8–20 m w sukcesji pienińskiej, 6–15 m w sukcesji braniskiej, ok. 15 m w sukcesji czertezickiej, 3,5–6 m w sukcesji niedzickiej, 0,5–1 m w sukcesji Grajcarka; wiek – apt–alb górny; – ogniwo rudinskie: litologia – łupki margliste z przeławiceniami wapieni plamistych, sporadycznie przeławicenia drobnoziarnistych piaskowców i zlepieńców; miąższość – 5–25 m w sukcesji pienińskiej, 7,5–17 m w sukcesji braniskiej, do 20 m w sukcesji czertezickiej, 3–5 m w sukcesji niedzickiej; wiek – alb (górny, wyższa część?)

okruchy wapieni pochodzące z rozmycia starszych utworów beriasu, lecz także osadów tytonu i kimerydu z mikrofacją z *Saccocoma*. Charakter tych okruchów wskazuje na okres wzmożonej aktywności tektonicznej wyrażający się podniesieniem bloków podłoża i erozją starszych skał prawdopodobnie w bardziej osiowej części grzbietu czorsztyńskiego. Wspomniane ruchy tektoniczne w późnym beriasie, o większym rozprzestrzenieniu w basenach Karpat Zachodnich, zostały wyodrębnione jako początek fazy tektonicznej Walentowej w ruchach neokimeryjskich wyznaczającej otwieranie się nowego oceanu Magury na północ od grzbietu czorsztyńskiego, przy krawędzi kontynentu europejskiego (np. Plašienka, 2012).

Nadległe utwory formacji wapienia spiskiego należące do walanżynu, i być może niższej części hoterywu, leżą z niezgodnością erozyjną na utworach formacji wapieni łysańskich lub formacji wapieni dursztyńskich. Podobnie jak w przypadku bezpośrednio starszych osadów formacji wapieni łysańskich, zdają się one także mieć bardziej ograniczony zasięg występowania na grzbiecie czorsztyńskim niż utwory podścielającej formacji wapieni dursztyńskich. Może to wskazywać na intensywne podnoszenie bardziej centralnej części grzbietu w późnym beriasie i walanżynie powodujące brak tam osadów tego wieku. W wyższej części formacji wapienia spiskiego pojawiają się niekiedy przeławicenia mikrytowych wapieni z otwornicami planktonicznymi (Wierzbowski, 1994) wskazującymi na głębsze środowisko sedymentacji. Odpowiednikiem właśnie tych utworów w przyległej od południa dość głębokowodnej sukcesji niedzickiej może być specyficzny zespół osadów opisany z doliny Kosarzysk k. Niedzicy (Birkenmajer, 1977) zaliczony do najwyższej części formacji wapienia czorsztyńskiego oraz zredukowanej tu miąższościowo formacji wapienia pienińskiego. Utwory starsze, pierwszej z formacji, z bardzo liczną mikro- i makrofauną, są odnoszone do dolnowalanżyńskiego poziomu *Calpionellites*, podczas gdy te bezpośrednio nadległe – zawierające liczne radiolarie i otwornice planktoniczne oraz nanoskamieniałości – wskazują zwłaszcza na górny walanżyn i dolny hoteryw (Obermajer, 1987b). Podobnie jak w przypadku formacji wapienia spiskiego sukcesji czorsztyńskiej, również wspomniane utwory formacji wapienia pienińskiego w sukcesji niedzickiej wykazują w stropie wybitną powierzchnię twardego dna, nadścieloną osadami mikrofacji hedbergellowej charakterystycznymi dla aptu–albu i odnoszonymi odpowiednio do początku sedymentacji formacji z Chmielowej i formacji z Kapuśnicy (por. Obermajer, 1987b). Podobnie mocno wyrażona powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej z towarzyszącymi jej dużymi konkrecjami fosforytów została stwierdzona w kredzie dolnej sukcesji niedzickiej we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego w dolinie Białej Wody i wąwozie Homole. Powstanie jej jest wiązane z aktywnością prądów wstępujących wzbudzonych cyrkulacją wód oceanicznych wzdłuż podwodnych stoków grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, 2022 i starsze cytowane tam prace).

Głębsze środowiska sedymentacji w strefie bardziej południowej pienińskiego basenu skałkowego powszechnie wykazują, od początku kredy do wczesnego aptu włącznie, ujednolicenie sedymentacji wyrażone obecnością białych wapieni rogowcowych formacji wapienia pienińskiego (Birkenmajer, 1977; Obermajer, 1986, 1987a; Pszczółkowski, Myczyński, 2004; Pszczółkowski, 2009, 2015a). Również w sukcesji Grajcarka, należącej do oceanicznej strefy północnej, trwała w tym czasie sedymentacja osadów formacji wapienia pienińskiego (Obermajer, 1986; Pszczółkowski, 2009).

Schyłek sedymentacji wapieni pelagicznych we wczesnym apcie (Pszczółkowski, 2015a, b) był związany najprawdopodobniej ze zdarzeniem beztlenowym OAE 1a i globalnym kryzysem nanokonidów (Michalík i in., 2008). Nadległe osady wyższego aptu, albu i najniższego cenomanu w sukcesji czorsztyńskiej charakteryzują się zredukowaną miąższością i licznymi lukami sedymentacyjnymi (formacje z Chmielowej i Pomiedznika), co jest związane z wypiętrzeniem grzbietu czorsztyńskiego we wczesnej kredzie (Aubrecht i in., 2006, 2022). W obszarze dawnego grzbietu czorsztyńskiego, który uległ rozbiciu i obniżeniu, tworzyły się brekcje przy aktywnych strefach uskokowych. Taki charakter ma brekcja z wapiennika

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
kalpionelle, wapienne nanoskamieniałości, radiolarie, amonity	tyton (górny kimeryd?)–apt	w sukcesji braniskiej: poziomy kalpionellidowe *Crassicollaria* (górny tyton), *Calpionella* (dolny berias), *Calpionellopsis* (górny berias), *Calpionellites* (dolny walanżyn) i *Tintinnopsella* (górny walanżyn–hoteryw); poziomy nanoskamieniałości wapiennych dolnego beriasu: *Nannoconus steinmannii minor* (NJKD), *Nannoconus steinmannii steinmannii* (NK1); poziomy dinocyst wapiennych: *„Cadosina" minuta* (pogranicze beriasu i walanżynu), *Carpistomiosphaera valanginiana* (walanżyn), *Stomiosphaera echinata* (górny walanżyn–hoteryw); poziomy amonitowe: *Berriasella jacobi* (dolny berias), *Fauriella boissieri* (górny berias), *Criosarasinella furcillata* (górny walanżyn)	najniższa część formacji (górny tyton–dolny berias) jest szczegółowo datowana w słowackiej części pienińskiego pasa skałkowego na podstawie kalpionellidów, wapiennych dinocyst i nanoskamieniałości oraz magnetostratygrafii – Michalík i in. (2009, 2016, 2021)
głównie mikroskamieniałości: *Globochaete*, wapienne dinocysty, kalpionellidy, otwornice planktoniczne, promienice, czasem ramienionogi, liliowce, rzadko amonity i belemnity	sukcesja czorsztyńska i niedzicka: tyton–berias sukcesja czertezicka: kelowej/oksford do najniższego beriasu	w sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej: poziomy kalpionellidowe *Crassicollaria* (górny tyton) i *Calpionella* (dolny berias), lokalnie poziomy amonitowe *semiforme-fallauxi* (dolny tyton)	formacja omówiona bardziej szczegółowo (patrz rozdz. Jura, tab. 7)
powszechne ramienionogi i liliowce, rzadziej amonity, z mikroskamienialości kalpionellidy	górny berias	poziom kalpionellidowy *Calpionellopsis* poziom amonitowy *Fauriella boissieri*	–
powszechnie fragmenty liliowców, rzadziej ramienionogi, amonity (muszle i aptychy), jeżowce; z mikroskamieniałości: kalpionellidy (w niższej części profilu), otwornice planktoniczne i bentosowe;	walanżyn–dolny hoteryw(?)	niższa część formacji: poziomy amonitowe *Otopeta*, *Petransiensis* i *Campylotoxus*, oraz poziom kalpionellidowy: *Calpionellites*; wyżej słabsza dokumentacja paleontologiczna pokazuje obecność niższej części górnego walanżynu – prawdopodobnie poziomu amonitowego *Saynoceras verrucosum*	–
otwornice planktoniczne, radiolarie, nanoplankton wapienny, lokalnie nagromadzenia skorupek małży	apt–alb	ogniwo brodniańskie: liczne otwornice z rodzaju *Hedbergella*, radiolarie i nanoplankton wapienny – Alexandrowicz i in. (1968); Michalík i in. (1999; 2008); ogniwo rudinskie: poziom otwornicowy *Rotalipora subticinensis** – *R. ticinensis*** (alb górny) – Gasiński (1983, 1988); Birkenmajer (1987); poziom nanoplanktonowy *Lithraphidites alatus* (alb–cenoman) – Birkenmajer, Dudziak (1987)	odmienne podziały litostratygraficzne tego interwału wydzielano na Słowacji, gdzie zlokalizowano profile stratotypowe obu ogniw (Birkenmajer, 1977; Michalík i in., 1999, 2008); ekwiwalentem ogniwa brodniańskiego są formacje z Konhory (środkowy apt) i brodniańska (górny apt/dolny alb), odpowiednikiem zaś ogniwa rudinskiego jest formacja rudinska (górny alb). Formacja z Konhory jest korelowana z wydarzeniem Selliego (OAE 1a) – Michalík i in. (2008)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)
Formacja z Chmielowej	1,5–10 często zredukowana, występuje w wypełnieniach krasowych	sukcesja czorsztyńska	Alexandrowicz (1966, 1979); Birkenmajer (1977); Gasiński (1988); Birkenmajer, Gasiński (1992); Aubrecht i in. (2006); Arabas i in. (2011); Jamrichová i in. (2012)	Skałka Chmielowa k. Falsztyna	czerwone wapienie bulaste i (lub) margliste; brekcje wapienne; w obrębie formacji wydzielono ogniwo brekcji z Wapiennika, pierwotnie zaliczone do formacji wapienia czorsztyńskiego (Birkenmajer, 1977; Arabas i in., 2011); litologia – brekcja wapienna z klastami białych wapieni krynoidowych (1,5–2 cm średnicy, maks. 7 cm), lub czerwonych wapieni pelitowych (4–5 cm średnicy), tkwiących w czerwonym, wapnistym spoiwie; miąższość – min. 2,4 m; wiek – górny alb
Formacja z Pomiedznika	do 35, typowo ok. 10	sukcesja czorsztyńska	Alexandrowicz (1966); Birkenmajer (1977); Gasiński (1988); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bąk M. (1993, 1999b)		cienkoławicowe wapienie margliste, margle i łupki margliste, czarne, zielone
Formacja margli z Jaworek		wszystkie sukcesje, oprócz magurskiej (jednostka Grajcarka)	Alexandrowicz (1966); Birkenmajer (1977, 1987, 2007); Birkenmajer, Jednorowska (1976, 1983a, 1984, 1987a); Dudziak (1979, 1981, 1985); Jednorowska (1979); Kasiński i in. (1981); Gasiński (1981, 1983, 1984, 1988, 1991); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bąk M. (1993, 1995, 1996, 1999a, b); Kłosowska (1997); Bąk K. (1995, 1998, 2000); Bąk, Sawłowicz (2000); Pióro (2005); Birkenmajer, Gedl (2012)	dolina potoku Skalskiego k. Jaworek	formacja podzielona na 8 ogniw (Birkenmajer, Jednorowska, 1984, 1987a): – ogniwo margli z Brynczkowej: litologia – zielone (rzadko różowawe) margle, łupki margliste i wapienie margliste, często plamiste; miąższość – typowo 6–20 m; wiek – najwyższy alb–środkowy cenoman; – ogniwo margli ze Skalskiego: litologia – pstre margle, łupki i wapienie margliste; miąższość – 2–10 m; wiek – dolny cenoman–turon; – ogniwo z Magierowej: litologia – zielone i czarne łupki, łupki margliste, wapienie margliste; miąższość 8–14 m; wiek – cenoman–turon. W obrębie ogniw z Magierowej i Skalskiego wyróżniono warstwę łupku z Altany: litologia – ciemne łupki margliste z radiolariami; miąższość – 3 m; wiek – górny cenoman; – ogniwo margli z Macelowej: litologia – czerwone margle i wapienie margliste, z drobnymi przeławiceniami mułowców i piaskowców wapnistych barwy zielonej lub niebieskiej; miąższość – 10–50 m; wiek – dolny cenoman–dolny kampan; – ogniwo margli z Pustelni (tylko sukcesja czorsztyńska): litologia – ceglastoczerwone margle; miąższość 30–40 m, czasem do 100 m (powtórzenia tektoniczne?); wiek – górny cenoman–dolny mastrycht. W obrębie ogniwa z Pustelni wyróżniono warstwę rogowca z Lorencowych: litologia – różnobarwne wapienie krzemionkowe i czerty; miąższość – 2–3 m; wiek – pogranicze santonu i kampanu – ogniwo z Trawnego: litologia – szare, niebieskie, zielone łupki margliste z przeławiceniami piaskowców, górna część ogniwa ma charakter turbidytowy; miąższość – nieustalona, min. 10–15 m; wiek – górny alb–górny cenoman; – ogniwo mułowców śnieżnickich: litologia: szare, niebieskie margle z przeławiceniami piaskowców i mułowców, liczne skamieniałości śladowe; miąższość – 10–30 m w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego, 70–90 m w części słowackiej; wiek – dolny cenoman–dolny turon; – ogniwo z Gróbki: litologia – zlepieńce z materiałem egzotycznym; miąższość – brak danych; wiek turon–dolny santon; ogniwo z Gróbki jest też częścią formacji sromowieckiej (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)
Formacja sromowiecka	30–110, w sukcesji czorsztyńskiej (brak w północnej części sukcesji); 100–150 w pozostałych sukcesjach	wszystkie sukcesje, oprócz magurskiej (jednostka Grajcarka). W sukcesji czorsztyńskiej formacji sromowiecka jest częściowo zastąpiona przez ogniwo margli z Pustelni formacji z Jaworek	Birkenmajer, Lefeld (1969); Birkenmajer (1977); Radwański (1978); Jednorowska (1981a, b); Kasiński i in. (1981); Birkenmajer, Jednorowska (1983a, 1987a); Birkenmajer, Skupiński (1990); Birkenmajer, Wieser (1990); Birkenmajer i in. (1990); Krobicki, Olszewska (2005); Starek i in. (2010); Birkenmajer, Gedl (2012); Aubrecht i in. (2021)	Kapuśnica k. Sromowców Wyżnich	piaskowce wapniste, mułowce, łupki margliste, margle piaszczyste, o charakterze fliszu; formacja zawiera 3 ogniwa: – ogniwo mułowca z Osic: litologia – szare lub zielone iłowce z cienkimi przeławiceniami mułowców (w spągu formacji; miąższość – 5–20 m; wiek – (dolny?) górny santon; – ogniwo żwirowca z Bukowin: litologia – szary mułowiec marglisty lub łupek piaszczysty, z przeławiceniami żwirowców z materialem egzotycznym: okruchami różnorodnych wapieni, dolomitów, skał klastycznych i magmowych; miąższość – maks. 20–30 m; wiek – górny santon lub dolny kampan; – ogniwo z Gróbki (zob. także formacja margli z Jaworek). Ogniwo występuje lokalnie w spągu formacji sromowieckiej i jest interpretowane jako wypełnienie kanionów podmorskich (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)
Formacja jarmucka	10–450, zwiększająca się ku północy	wszystkie sukcesje	Birkenmajer, Jednorowska (1976); Birkenmajer (1977, 2007); Birkenmajer i in. (1979, 1987); Birkenmajer, Skupiński (1990); Birkenmajer, Wieser (1990); Krobicki, Olszewska (2005); Birkenmajer, Gedl (2012); Madzin i in. (2019); Aubrecht i in. (2021)	Jarmuta k. Szlachtowej	zlepieńce, brekcje sedymentacyjne, piaskowce i łupki (flisz) z domieszką materiału egzotykowego; brak formalnego podziału litostratygraficznego
Sukcesja maruszyńska	18 – profil p. Skrzypnego ok. 15 – profil Białego Dunajca	sukcesja maruszyńska	Alexandrowicz, Birkenmajer (1978, 1980); Sikora (1980); Jednorowska (1980b); Dudziak (1980, 1993); Birkenmajer, Jednorowska (1983b, 1987b); Kostka (1993); Bąk K. (2000)	Biały Dunajec k. Szaflar, potok Skrzypny k. Maruszyny	pelagiczne wapienie, wapienie margliste i margle; brak formalnych wydzieleń litostratygraficznych
Formacja wroninska	13, w profilu stratotypowym, na ogół znacznie mniej (2–5)	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Birkemajer, Dudziak (1987a); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007); Birkenmajer i in. (2008); Gedl (2013); Birkenmajer, Gedl (2017)	Wzgórze Wronine, k. Zamku Czorsztyn	iłowce mułowcowe lub margliste, ciemne, czasem pstre, plamiste, z konkrecjami pirytu, syderytu i dolomitu żelazistego
Formacja hulińska	do 10	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007); Birkenmajer i in. (2008); Birkenmajer, Gedl (2017)	Wzgórze Hulina k. Szczawnicy	formacja podzielona na 2 ogniwa: – ogniwo radiolarytów z Gronia; litologia – zielone radiolaryty i łupki radiolariowe; miąższość – 2–6 m; wiek – alb (?); – ogniwo łupków z Uboczy; litologia – czarne, szare, zielonawe łupki ilaste, bitumiczne i bentonitowe, przewarstwienia piaskowców z pirytem i konkrecji syderytowych; miąższość – 1,5–5 m; wiek górny alb–cenoman
Formacja łupków z Malinowej	10 – południowa część basenu 180 – północna część basenu	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Birkenmajer i in. (1979); Jednorowska (1980a); Bąk i in. (2000); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007b); Birkenmajer, Gedl (2017, 2019)	Osada Malinów (Malinowa) k. Szlachtowej, w łożysku potoku Grajcarek	czerwone i pstre łupki z cienkimi przewarstwieniami turbidytowych piaskowców hieroglifowych oraz przewarstwieniami tufów biotytowych
Formacja hałuszowska	do 100 często tektonicznie zredukowana do 10	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977); Birkenmajer i in. (1979); Gedl (2007a); Birkenmajer, Gedl (2017, 2019)	Zamek Czorsztyński, Błahuty k. Falsztyna, rdzeń PD-9	w dolnej części: szare margle z przewarstwieniami turbidytowych piaskowców wapmistych i syderytów; w górnej części: szaro-zielone margle o miąższości 2–5 m

* obecnie *Pseudothalmaninella subticinensis* (Gale i in., 2020); ** obecnie *Pseudothalmaninella ticinensis* (Gale i in., 2020); *** obecnie *Parathalmanninella appenninica* (Gale i in., 2020); **** obecnie *Thalmaninella globotruncanoides* (Gale i in., 2020)

TAB. 3 cd.

Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
otwornice planktoniczne	górny alb–dolny cenoman	poziomy otwornic planktonicznych: *Rotalipora appenninica**** (najwyższy alb) i *Rotalipora globotruncanoides* (najniższy cenoman)**** – Jamrichová i in. (2012) lub *Planomalina buxtorfi* (najwyższy alb) – *Thalmaninella brotzeni* (najniższy cenoman) – Aubrecht i in. (2006); wg Gasińskiego (1988) lokalne poziomy *R. ticinenis* – *P. praebuxtorfi* i *R. ticinensis* – *P. buxtorfi* (górny alb); wg Alexandrowicza (1979) w formacji występują otwornice środkowego i górnego albu	–
otwornice planktoniczne, radiolarie	górny alb, najniższy cenoman(?)	lokalny poziom otwornic planktonicznych: *P. buxtorfi* – *R. appenninica* – Gasiński (1988); poziomy radiolariowe U.A. 3-7 – Bąk M. (1999b)	osady formacji z Chmielowej i Pomiedznika są częściowo odpowiednikami facjalnymi tego samego wieku (Aubrecht i in., 2006)
otwornice planktoniczne, radiolarie, nieliczne otwornice bentosowe, ichnoskamieniałości	najwyższy alb–dolny mastrycht; strop formacji jest nieizochroniczny (koniak–dolny mastrycht)	poziomy otwornic planktonicznych: – ogniwo z Brynczkowej: *Rotalipora apenninica**** (najwyższy alb) – *Rotalipora* (*Thalmaninella*) b*rontzeni* (najniższy cenoman) w sukcesjach pienińskiej i braniskiej; *Rotalipora reicheli* i *Rotalipora cushmani* (środkowy cenoman) w sukcesji czorsztyńskiej – Birkenmajer, Jednorowska (1987a); – ogniwo ze Skalskiego: *Rotalipora reicheli* i *Rotalipora cushmani* (cenoman); czasem również *Praeglobotruncana helvetica* i *Marginotruncana schneegansi* (turon) – Birkenmajer, Jednorowska (1987a); – ogniwo z Magierowej: *Rotalipora cushmani* (środkowy–górny cenoman), *Praeglobotruncana helvetica* (dolny turon) i *Marginotruncana schneegansi* (górny turon); – warstwa z Altany: *Rotalipora cushmani* (górny cenoman); – ogniwo z Macelowej: *Praeglobotruncana helvetica* (dolny turon) do *Dicarinella asymmetrica* (górny santon) – wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a); *Rotalipora globotruncanoides* (dolny cenoman) – *Globotruncanita elevata* (dolny kampan) – wg Bąka K. (1998, 2000); – ogniwo z Pustelni: *Rotalipora cushmani* (górny cenoman) do *Globotruncana falsostuarti* (dolny mastrycht) – wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a); *Rotalipora reicheli* (śr. cemoman) – *Globotruncanella havanensis* (górny kampan) – wg Bąka K. (1998); – ogniwo z Trawnego: *Rotalipora subticinensis* – *Rotalipora ticinensis* (górny alb) – *Rotalipora cushmani* (górny cenoman); – ogniwo mułowców śnieżnickich: *Rotalipora reicheli* (dolny cenoman) – *Praeglobotruncana helvetica* (wczesny turon); – ogniwo z Gróbki: *Praeglobotruncana helvetica* (turon) do *Dicarinella concavata* (górny koniak/dolny santon)	w sukcesji kysuckiej (zach. Słowacja) odpowiednikiem ogniwa ze Skalskiego jest formacja z Lalinka (ang. *Lalinok Fm*) – Aubrecht i in. (2022) odpowiednikiem ogniwa z Pustelni, lub też całej formacji z Jaworek, jest na Słowacji formacja puchowska (ang. *Púchov Fm*)
otwornice planktoniczne, fragmenty muszli inoceramów, skamieniałości śladowe, drobny detrytus roślinny	górny santon–dolny kampan	ogniwo z Osic: poziom otwornic planktonicznych *Dicarinella asymmetrica* (górny santon) ogniwo z Bukowin: poziomy otwornic planktonicznych *Dicarinella assymetrica* (górny santon) lub *Globotruncanita elevata* (dolny kampan)	–
nanplankton wapienny i małe otwornice bentosowe; duże otwornice i fragmenty inoceramów w piaskowcach i drobnych zlepieńcach	mastrycht; w sukcesji Grajcarka: mastrycht–paleocen	w sukcesji Grajcarka: od spągu mastrychtu do środkowego paleocenu (zona nanoplanktonu wapiennego NP5 (Birkenmajer i in., 1987); w pozostałych sukcesjach: środkowy i górny mastrycht (poziomy otwornic planktonicznych *Gansserina gansseri* oraz *Abathomphalus mayaroensis*), jednak bez dokumantacji mikropaleontologicznej (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)	–
otwornice planktoniczne, nanoplankton wapienny	górny santon(?)–mastrycht	wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987b) poziomy otwornic planktonicznych od *Dicarinella assymetrica* (górny santon), do *Globotruncana falsostuarti*, *Gansserina gansseri* i *Abathomphalus mayaronensis* (odpowiednio dolny, górny i środkowy mastrycht); wg Kostka (1993): poziomy otwornic planktonicznych *Globotruncana arca* – poziom lokalny niesamoistny (kampan–środkowy mastrycht) i *Abathomphalus mayaronensis* (górny mastrycht); wg Dudziak (1993): poziomy nanoplanktonu wapiennego NC20-NC23 (górny kampan–górny mastrycht)	–
otwornice, radiolarie, nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne	alb	wg Birkenmajera i Dudziaka (1987a) górna część albu dolnego–alb środkowy (poziom nanoplanktonu wapiennego *Prediscosphaera cretacea*); wg Gedla (2007) najwyższy barrem–dolny apt oraz górny alb–cenoman, na podstawie zespołów dinocyst organicznych	–
dinocysty organiczne	alb–cenoman	wg Oszczypki i in. (2004) najwyższy cenoman–turon (na podstawie współwystępowania otwornic *Plecturecurvoides alternans* i *Uvigerinammina praejankoi*; wg Gedla (2007) górny alb – cenoman na podstawie zespołów dinocyst organicznych; wg Oszczypko i in. (2012) cenoman („*Cenomanian Key Horizon*")	–
otwornice pelagiczne i bentosowe, radiolarie, nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne, skamieniałości śladowe	górny cenoman–kampan	wg Jednorowskiej (1980a) oraz Birkenmajera i Gedla (2017): poziom otwornic planktonicznych *Rotalipora cushmani* (górny cenoman), zespół z *Dicarinella (Praeglobotruncana) hagni* (turon), zespół koniaku – santonu z *Marginotruncana undulata* i *M. coronata*, poziom *Globotruncana elevata* (dolny kampan)	–
otwornice bentosowe (aglutynujące), nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne	kampan	otwornice i nanoplankton wapienny wskazują na wiek santon–mastrycht („senon"); dinocysty: alb–dolny kampan (Gedl 2007a) lub górny kampan–dolny mastrycht (Birkenmajer, Gedl, 2019)	–

w Szaflarach (ogniwo brekcji z Wapiennika) zaliczana pierwotnie do jury i złożona z okruchów skał jurajskich (por. Birkenmajer, 1977), jednak występująca w matryksie mikrofacja hedbergellowa i otwornice wskazują na późnoalbski wiek (Arabas i in., 2011). Podobny charakter wykazuje brekcja w dawnym kamieniołomie w skałkach Rogoży, gdzie przechodzi ona obocznie w czerwone utwory formacji z Chmielowej (błędnie pierwotnie oznaczane jako osady formacji z Jaworek, por. Reháková, Wierzbowski, 2005: fig. 1, 2006: fig. B3.49).

Wskutek wspomnianej aktywności tektonicznej w pienińskim basenie skałkowym, u schyłku wczesnej kredy, zaznaczyła się fundamentalna zmiana w charakterze sedymentacji, wyrażona obecnością wskaźników mineralogicznych pochodzących z wyniesionych stref ofiolitowych na południowych peryferiach Karpat centralnych (Plašienka, 2012). Są to różne minerały ciężkie, m.in. spinele chromowe i granaty, których obecność została stwierdzona już w najstarszych osadach formacji z Chmielowej na Słowacji (Aubrecht i in., 2009). Występowanie podobnych asocjacji mineralnych stwierdzono w osadach łupkowo-piaskowcowych o charakterze fliszowym zaliczanych do ogniwa z Trawnego koło Rogoźnika (por. Birkenmajer, 1987). Wspomniana zmiana sedymentacji wskazuje, że obszary pienińskiego basenu skałkowego, łącznie z obszarem dawnego grzbietu czorsztyńkiego znalazły się w zasięgu dopływu materiału detrytycznego pochodzącego z wyniesionych stref ofiolitowych Karpat wewnętrznych (Aubrecht i in., 2022).

W najwyższej kredzie dolnej, w pozostałych sukcesjach skałkowych oraz sukcesji Grajcarka, występują pelagiczne i hemipelagiczne facje ciemnych margli i łupków oraz osadów krzemionkowych (formacje z Kapuśnicy, wronińska i hulińska), których sedymentacja była częściowo uwarunkowana zdarzeniami anoksycznymi na pograniczu wczesnej i późnej kredy. Obecność aktywnych stref tektonicznych jest jednak rejestrowana także wśród osadów tej głębszej części basenu pasa skałkowego, przy granicy formacji wapienia pienińskiego i formacji z Kapuśnicy, gdzie często są stwierdzane zjawiska redepozycji (np. Krobicki i in., 2022; por. także Aubrecht i in., 2022).

Biostratygrafia tych głębokomorskich osadów bazuje głównie na otwornicach planktonicznych i promienicach (np. Gasiński, 1983, 1988; Bąk M., 1993, 1995, 1999a, b). Formacje wronińska i hulińska są określane czasem jako „czarny flisz" i bywają utożsamiane ze środkowojurajskimi formacjami z Opaleńca i ze Szlachtowej (Oszczypko i in., 2012; Gedl, 2013) lub formacjami ze Sztolni i ze Sprzycnego (Golonka i in., 2018). Dyskusja nt. wieku „czarnego fliszu" w pienińskim pasie skałkowym była bardzo ożywiona na początku XXI w (Oszczypko i in., 2004; Birkenmajer i in., 2008); część badaczy przyjęła istnienie podobnych osadów różnego wieku (środkowa jura *vs*. pogranicze kredy dolnej i górnej), trudnych do rozdzielenia w strefie silnych zaburzeń tektonicznych, a także możliwość redepozycji mikroskamieniałości (Barski i in., 2012).

Ujednolicenie facji w sukcesjach skałkowych nastąpiło w najpóźniejszym albie, wraz z początkiem sedymentacji formacji margli z Jaworek. Nieco później, w późnym cenomanie, rozpoczęła się sedymentacja czerwonych osadów pelagicznych w sukcesji Grajcarka (formacja łupków z Malinowej). Utwory te stanowią lokalną odmianę czerwonych oceanicznych osadów kredowych (*Cretaceous Oceanic Red Beds*), które zdominowały sedymentację pelagiczną w późniejszej kredzie zachodniej Tetydy po długotrwałym okresie deficytu tlenu w środkowej części kredy (np. Wang i in., 2011). Datowanie tych osadów zostało przeprowadzone dość precyzyjnie, na podstawie otwornic planktonicznych (np. Birkenmajer, Jednorowska, 1987a, b; Bąk, 1998) oraz promienic (Bąk, 1993, 1995, 1996, 1999a, b). Należy zaznaczyć, że obecny schemat stratygraficzny albu i kredy górnej na podstawie otwornic planktonicznych różni się nieco od tego stosowanego przez Birkenmajera i Jednorowską (1987a, b), co może wpływać na położenie granic między poszczególnymi piętrami (fig. 34). W obrębie formacji margli z Jaworek występują liczne ogniwa klastyczne o charakterze utworów fliszowych, które zostały zinterpretowane jako olistostromy lub wypełnienia kanionów podmorskich (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a, b). Interpretacja ta bywa krytykowana, ze względu na pewne niekonsekwencje (np. ogniwo z Gróbki jest częścią formacji z Jaworek i formacji sromowieckiej – zob. fig. 33 oraz Golonka i in., 2018). Stanowi także punkt wyjścia do dalej idącej krytyki schematu stratygraficzno–paleogeograficznego Birkenmajera (1977, 1986). Opiera się on na koncepcji Sikory (1971), w myśl której na południe od basenu sukcesji pienińskiej istniał basen sukcesji złatniańskiej z ciągłą sedymentacją typu fliszowego od albu po oligocen (Golonka, Sikora, 1981). Ogniwa fliszowe byłyby więc pozostałościami (olistolitami?) osobnej sukcesji złatniańskiej, a nie częściami sukcesji skałkowych *sensu* Birkenmajer (1977). Istnienie samego basenu złatniańskiego, a także identyfikacja ciał olistostromowych w pienińskim pasie skałkowym, są obecnie przedmiotem licznych kontrowersji (np. Golonka i in., 2015, 2017; Plašienka i in., 2017; Marzec i in., 2019, 2020; Jurewicz i in., 2020).

Utwory formacji sromowieckiej wykazują charakter fliszu przedorogenicznego (Radwański, 1978). Ich wiek określono na podstawie otwornic (Jednorowska, 1981a, b). Formacja jarmucka stanowi część poorogenicznej pokrywy osadowej górnokredowych („laramijskich") struktur pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1986; Plašienka, 2012). Datowanie biostratygraficzne na podstawie nanoplanktonu wapiennego i otwornic przeprowadzono głównie w profilach jednostki Grajcarka, potwierdzając w ogólnych zarysach mastrychcko-paleoceński wiek tej formacji (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Dudziak, 1991; zob. Birkenmajer, Gedl, 2017). Formacje sromowiecka i jarmucka zawierają różnorodny materiał skalny, pochodzący ze świeżo wypiętrzonych obszarów pienińskiego pasa skałkowego, Karpat centralnych, domeny oceanicznej wahikum (np. Krobicki, Olszewska, 2005; Madzin i in., 2019; Aubrecht i in,. 2021 i literatura tamże).

Skały osadowe sukcesji maruszyńskiej (fig. 33) występują tylko lokalnie, w rejonie kontaktu tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim (Birkenmajer, 1986). Ich cechą charakterystyczną jest ciągła sedymentacja głębokomorska oraz brak zapisu zjawisk tektonicznych i obecności materiału klastycznego w kredzie górnej aż po najwyższy mastrycht (Birkenmajer, Jednorowska, 1987b). Sukcesja ta jest wiązana z basenami typu „gozawskiego", powstałymi w późnej kredzie na podłożu sfałdowanych jednostek Karpat centralnych i Alp wschodnich, lub ze szczątkowym basenem łączonym ze strefą Iňačovce–Krichevo we wschodniej Słowacji (Plašienka, Soták, 2015).

Przeprowadzone dotychczas w niewielkim zakresie badania chemostratygraficzne kredy pienińskiego pasa skałkowego objęły część formacji wapienia pienińskiego (walanżyn) oraz marglistych formacji albu i cenomanu.

Na pograniczu dolnego i górnego walanżynu w sukcesji pienińskiej w profilu Łysońka udokumentowano pierwsze zdarzenie izotopowe $\delta^{13}C$ w dolnej kredzie (zdarzenie Weisserta; Grabowski i in., 2014). Wzrost wartości $\delta^{13}C$ obserwowano w najwyższej części poziomu *Calpionellites* lub najniższej części poziomu *Tintinnopsella*. Szczegółowe profilowania chemostratygraficzne wykazały związek zdarzenia izotopowego ze wzrostem względnej koncentracji Mn oraz pogorszeniem warunków natlenienia, wyrażonych podwyższonym stosunkiem U/Th (Grabowski i in., 2014).

Zdarzenia anoksyczne przełomu wczesnej i późnej kredy w basenach pienińskich zostały scharakteryzowane przez Wójcik-Tabol (2006). Nawiązując do koncepcji Gasińskiego (1988) oraz Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a, b), kolejne zdarzenia typu OAE

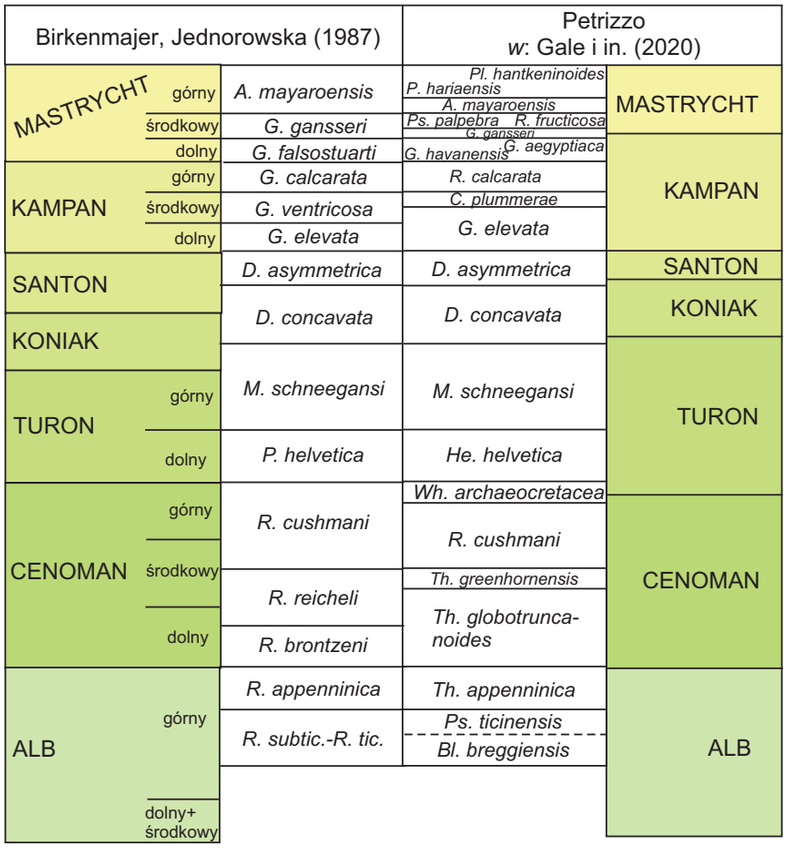


FIG. 34. Porównanie schematów biostratygraficznych albu i kredy górnej wg Birkenmajera, Jednorowskiej (1987); Petrizzo (*w*: Gale i in., 2020)

(fig. 17) przypisano do: dolnych części formacji wronińskiej i z Pomiedznika, lub ogniwa rudinskiego formacji z Kapuśnicy (późny alb – OAE 1c), górnych części formacji wronińskiej, z Pomiedznika i Kapuśnicy (pogranicze albu i cenomanu – OAE 1d), dolnej części formacji z Jaworek (środkowy cenoman – MCE), środkowej części formacji margli z Jaworek (ogniwo margli ze Skalskiego – warstwa z łupku z Altany, lub ogniwo z Magierowej, najwyższy cenoman – OAE 2).

2.4. TATRY

Jacek Grabowski

2.4.1. Sukcesja wierchowa

Stratygrafia pogranicza jury i kredy w sukcesji wierchowej jest obecnie przedmiotem rewizji (zob. rozdz. „Jura"). Według Passendorfera (1951a), Lefelda (1968), Lefelda i in. (1985) oraz nowszych opracowań syntetycznych (np. Jach i in., 2014), granica pomiędzy jurą a kredą przebiega w obrębie formacji wapieni z Raptawickiej Turni, w środkowym jej ogniwie (jasnoszare wapienie mikrytowe wg Lefelda i in., 1985). W tym ujęciu, wapienie peloidowo-bioklastyczno-ooidowe i onkoidowe z *Saccocoma* i *Globochaete alpina* to berias–walanżyn (Borowska, 2014).

Niedawno przeprowadzone badania w profilach jednostki Giewontu wykazały jednak, że najwyższa część formacji z Raptawickiej Turni, obejmująca ciemne wapienie onkolitowe (walanżyn wg Lefelda, 1968 oraz Lefelda i in., 1985), należy jeszcze do górnego tytonu, obejmując poziomy kalpionellidowe *Chitinoidella* i *Crassicollaria* (Pszczółkowski i in., 2016; Lodowski i in., 2022; Lodowski, 2022). W stropie formacji występuje nieciągłość o charakterze twardego dna oraz cienka brekcja górnego beriasu/dolnego walanżynu(?) (Lodowski i in., 2022), a zalegające powyżej wapienie ziarniste z dużą zawartością detrytusu szkarłupni – odpowiednik „ciemnych wapieni spatycznych" Lefelda (1968) – należy zaliczyć do górnego walanżynu lub hoterywu ogniwa z Giewontu formacji z Wysokiej Turni (zob. Lodowski i in., 2022; Tab. 4; fig. 35). Wyniki tych badań wskazują na konieczność rewizji stratygrafii najwyższej części formacji z Raptawickiej Turni także w innych jednostkach sukcesji wierchowej. Sedymentacja wapieni z onkoidami na obszarze sukcesji wierchowej mogła jednak trwać nawet do niższej części późnego beriasu, o czym świadczy skład okruchów z brekcji wapiennej w stropie ogniwa wapienia z Sobótki w słowackich Tatrach Zachodnich w rejonie Osobitej (Staniszewska, Ciborowski, 2000).

Stratygrafia formacji z Wysokiej Turni również nie jest jeszcze dokładnie ustalona. Nie ma wątpliwości, że formacja ta obejmuje utwory brekcji rafowych (zob. tab. 4) datowane na barrem – apt (Lefeld, 1968, 1985d) lub górny barrem–dolny alb (Masse, Uchman, 1997). Osady starsze, leżące bezpośrednio na utworach formacji z Raptawickiej Turni, są wykształcone jako wapienie organodetrytyczne w typie ogniwa z Giewontu (głównie szkarłupniowe), w których w górnej części występują przeławicenia brekcji rafowych (Morycowa, Lefeld, 1966; Masse, Uchman, 1997). Wiek tych utworów obejmuje najprawdopodobniej interwał walanżyn–dolny barrem, brak jest jednak szczegółowego ich opracowania (Lodowski i in., 2022). Masse i Uchman (1997) zaliczyli je do formacji z Raptawickiej Turni, ograniczając definicję formacji z Wysokiej Turni tylko do brekcji rafowych górnego barremu–dolnego aptu. Odpowiednikiem formacji z Wysokiej Turni w zachodniej części polskich Tatr Zachodnich jest formacja wapieni z Osobitej (zob. tab. 4).

Najwyższa formacja kredowa sukcesji wierchowej to formacja margli z Zabijaka, szczegółowo opracowana pod względem litostratygraficznym (Krajewski, 2003), biostratygraficznym (Marcinowski, Wiedmann, 1985; Bąk, Bąk, 2013) i chemostratygraficznym (Bąk i in., 2016b) (zob. tab. 4). Najmłodszy wiek utworów tej formacji w Tatrach (ogniwo z Pisanej) to górny cenoman, jednak na obszarze Słowacji udokumentowano także turon (Bąk, Bąk, 2013). Bąk i in. (2016b) opisali z niej zdarzenie anoksyczne OAE 1d datowane za pomocą otwornic (blisko spągu poziomu *Planomalina buxtorfi* – *Parathalmaniella appenninica*) i korelowane z wyraźną zmianą facjalną: zanikiem wapieni szkarłupniowo-otwornicowych ze stromatolitami i onkoidami fosforanowymi (ogniwo z Żeleźniaka) i początkiem sedymentacji zielonych, szarych i czarnych margli ogniwa z Kamiennego. Szczegółowe badania materii organicznej oraz planktonu (Ciurej i in., 2017) umożliwiły wyróżnienie trzech faz rozwoju i zaniku zdarzenia OAE 1d oraz jego próbę korelacji z rytmem zmian poziomu morza (Haq, 2014). W kolejnej pracy Bąk i in. (2016a) przedstawili dane izotopowe $\delta^{13}C$ z odcinka bezpośrednio poprzedzającego zdarzenie OAE 2 w górnym cenomanie (fm. z Zabijaka, ogniwo z Pisanej). Dane te mają jednak ograniczone znaczenie stratygraficzne ze względu na anomalnie negatywne wartości $\delta^{13}C$, znacznie odbiegające od danych referencyjnych, co jest spowodowane najprawdopodobniej wpływem materii organicznej transportowanej z lądu i powstaniem diagenetycznych cementów wzbogaconych w lekki izotop węgla. Ten interwał stratygraficzny był także przedmiotem studium proweniencji oraz wskaźników wietrzenia (Wolska i in., 2016).

2.4.2. Sukcesja reglowa dolna

Kreda sukcesji reglowej dolnej polskich Tatr obejmuje najwyższą część górnojurajskiej formacji z Jaseniny oraz trzy formacje: z Osnicy, margli z Kościeliskiej i wapienia murańskiego. Formacje z Osnicy i z Kościeliskiej występują w całej jednostce reglowej, natomiast formacja wapienia murańskiego – tylko w reglach wschodnich (tab. 5).

Formacja wapieni z Osnicy pierwotnie stanowiła górną część formacji wapienia pienińskiego (Lefeld, 1985a, b). Pszczółkowski (1996), wzorując się na wydzieleniach litostratygraficznych opracowanych przez badaczy słowackich (Michalík i in., 1990), wydzielił ją jako ogniwo z Osnicy, które następnie zostało podniesione do rangi formacji (Pszczółkowski, 2003b). Jest to odpowiednik formacji biancone lub maiolica znanej z najwyższej jury i kredy dolnej całej zachodniej Tetydy (Wieczorek, 1988).

Cały berias i dolna część walanżynu, czyli formacja z Osnicy oraz najniższa część formacji margli z Kościeliskiej, są dokładnie datowane biostratygraficznie (kalpionellidy) i częściowo magnetostratygraficznie (tab. 5). Granica jura/kreda (tyton/berias) zdefiniowana jako granica poziomów *Crassicollaria* (podpoziom *intermedia*) i *Calpionella* (podpoziom *alpina)* przebiega w najwyższej części ogniwa z Pośredniego formacji z Jaseniny (Pszczółkowski, 1996; Grabowski, Pszczółkowski, 2006a, b), w środkowej części magnetozony M19n (magnetosubzona M19n2n) (fig. 36). Kalibracja magnetostratygraficzna umożliwiła oszacowanie tempa sedymentacji: 3–7 m/mln lat w późnym tytonie, 5–9 m/mln lat we wczesnym beriasie i 15–24 m/mln lat w późnym beriasie. Zmiany dynamiki sedymentacji znajdują swój wyraz także w składzie chemicznym osadów (fig. 37B; Grabowski i in., 2013). Zmiany te wydają się odzwierciedlać wielkoskalowe zmiany klimatyczne i paleotektoniczne w podzwrotnikowych szerokościach geograficznych półkuli północnej. Wzrost zawartości węglanu wapnia na przełomie tytonu i beriasu koreluje się z generalną regresją morską i wysuszeniem klimatu, podczas gdy powrót sedymentacji marglistej w późnym beriasie był związany z transgresją i wzrostem wilgotności klimatu (np. Grabowski i in., 2021), a także wydarzeniami orogenicznymi na południowym skraju Karpat centralnych, północnych Alp Wapiennych i Bałkanów (np. Michalík, 2007; Grabowski, Sobień, 2015; Gawlick, Missoni, 2019).

Dolna część formacji z Kościeliskiej, obejmująca interwał górny berias – hoteryw (poniżej ogniwa wapienia murańskiego), jest także szczegółowo datowana na podstawie nanoskamieniałości wapiennych (Grabowski i in., 2025). W interwale tym istotne znaczenie stratygraficzne ma udokumentowanie zdarzenia izotopowego Weisserta (Pszczółkowski, 2003b; Grabowski, Pszczółkowski, 2017; Grabowski i in., 2025). Górny berias i niższa część dolnego walanżynu (do spągu ogniwa z Krytej) posiadają też kalibrację astrochronologiczną i magnetostratygraficzną (Grabowski i in., 2025). Pogranicze walanżynu i hoterywu zostało udokumentowane na podstawie amonitów (Vašiček i in., 2020), natomiast ogniwo wapienia murańskiego zostało datowane na górny hoteryw na podstawie dinocyst organicznych (Gedl i in., 2007) oraz stratygrafii $\delta^{13}C$ (Grabowski i in., 2025). Górna część formacji margli z Kościeliskiej, obejmująca górny hoteryw – dolny apt, jest datowana na podstawie otwornic planktonicznych (Pszczółkowski, 2003a, 2015). Skamieniałości śladowe wskazują na dobre natlenienie wód dennych (Uchman, 1997).

Sedymentacja wapienia murańskiego jest rezultatem powstania i erozji platform węglanowych między górnym hoterywem a aptem, licznie występujących w Karpatach centralnych i zewnętrznych, a także na szelfie helweckim (Michalík, Soták, 1990; Michalík, 1994). Formacja wapienia murańskiego ma swoje pełne i typowe wykształcenie w Tatrach Bielskich (Lefeld, 1985c; Michalík, 2014), a w Polsce opisana jest tylko z jednego odsłonięcia (Sokołowski, 1978). Wapienie organogeniczne tej formacji stanowią prawdopodobnie produkt erozji i redepozycji utworów urgońskich ze strefy wierchowej Tatr (Lefeld, 1974; Michalík, 1994). Dolna część formacji wapienia murańskiego (tab. 5) zawiera jeszcze duże ilości przeławiceń margli z pelagiczną mikrofauną, natomiast w części środkowej i górnej wzrasta udział wapieni ziarnistych, bioklastycznych (Michalík, Soták, 1990; Michalík, 2014).

TAB. 4. Tabela jednostek litostratygraficznych kredy – Tatry (sukcesja wierchowa)

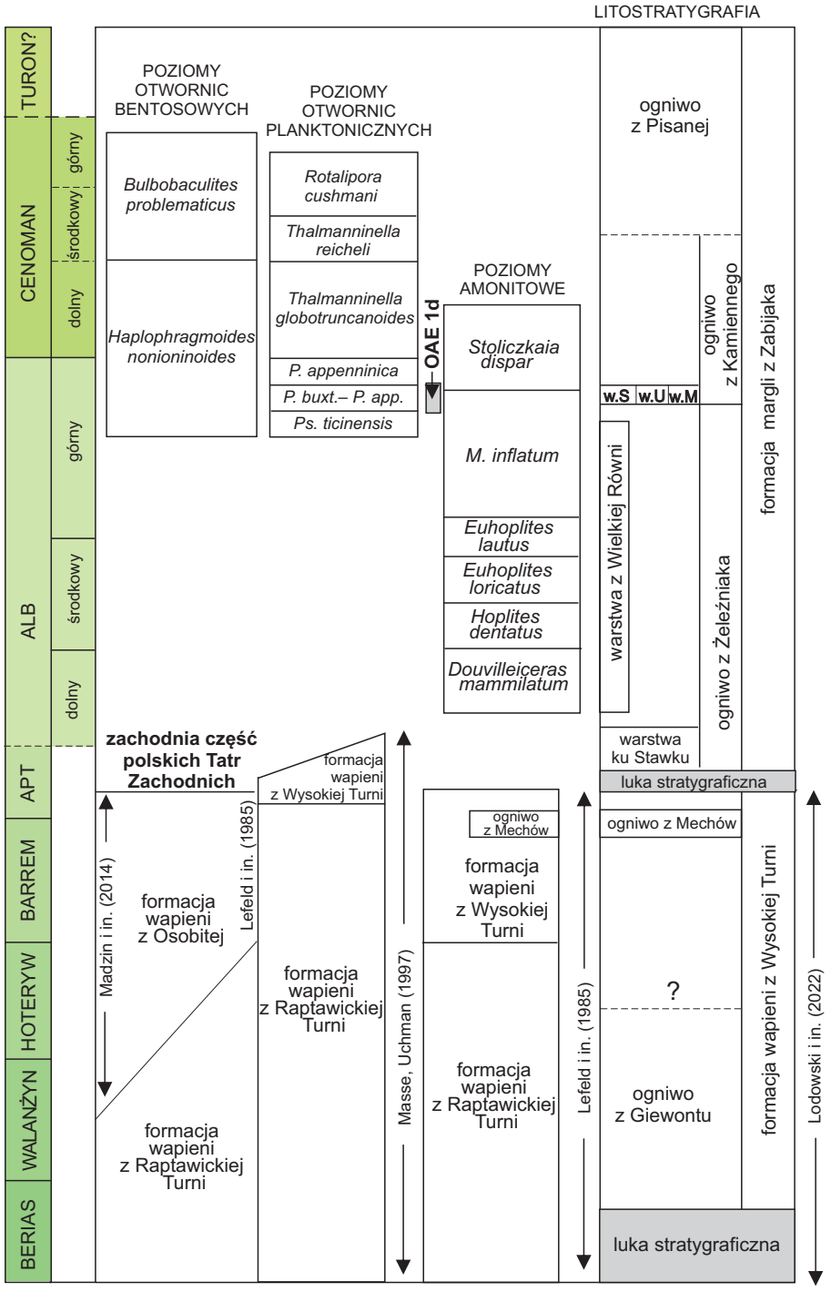
Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny
Formacja wapieni z Wysokiej Turni	30–40 (maks. 90)	sukcesja wierchowa	Passendorfer (1922, 1951b); Kotański (1961); Morycowa, Lefeld (1966, 1997); Lefeld (1968, 1985d); Masse, Uchman (1997); Borowska (2014, 2015); Lodowski i in. (2022)	Wysoka Turnia, Mały Giewont, północna ściana Giewontu, północne stoki Raptawickiej Turni	wapienie organodetrytyczne (biokalkarenity do biokalcyrudytów), z przeławiceniami brekcji rafowych; w spągu warstewka wapienia o charakterze mikrobrekcji (pakston litoklastyczny). W obrębie formacji wyróżniono 2 ogniwa: – ogniwo z Giewontu – wapienie organodetrytyczne (Lodowski i in., 2022); – ogniwo z Mechów – wapienie mikrytowe, „sublitograficzne" (Lefeld, 1985d)	w brekcjach rafowych liczne koralowce, mszywioły, glony wapienne, ślimaki, gruboskorupowe małże; w wapieniach organo-detrytycznych przewaga szkarłupni	(górny berias?) walanżyn–apt; brekcje rafowe: barrem–apt (dolny alb?)
Formacja wapieni z Osobitej	45–60 (w Tatrach Słowac-kich)	sukcesja wierchowa	Rabowski (1933); Passendorfer (1951b); Kotański (1959); Lefeld (1968, 1985e); Borowska (2014); Madzin i in. (2014); Uchman (2022)	Polana pod Cyganką (rejon Osobitej), w pol-skiej części Tatr – wylot Wąwozu Kraków	ciemne wapienie organodetrytyczne, drobnoziarniste (kalcilutyty), z przeławiceniami czertów (w rejonie Osobitej)	szczątki szkarłupni, małży, glonów wapiennych, otwornice bentosowe (w tym orbitoliny)	(hoteryw?) barrem–dolny apt (Lefeld, 1985e) lub górny walanżyn–dolny alb (Madzin i in., 2014)
Formacja margli z Zabijaka	40–380	sukcesja wierchowa	Passendorfer (1930); Turnau-Morawska (1960); Niegodzisz (1965); Krajewski (1980, 1981a, b, c, 1983, 1984, 1985); Marcinowski, Wiedmann (1985, 1990); Uchman (1997); Bąk K. (1998); Bąk, Bąk (2013); Uchman (2014)	Żleb Zabijak, Żleb Żeleźniak, Zadnie Kamien-ne, Żleb Pisany, Żleb Zdziarski	ciemne margle mułowce, piaskowce, wapienie w spągu formacji. Formacja została podzielona na 3 formalne ogniwa oraz jedną warstwę, w spągu formacji (Krajewski, 2003): – ogniwo z Żeleźniaka: wapienie, z intesnywnymi przejawami fosfatyzacji (1,5–60 m); w spągu ogniwa występuje warstwa Ku Stawku: czerwone lub różowe wapienie, brekcje, impregnowane hematytem, miąższość do 3 m (warstwa) lub do 0,8 m (dajka osadowa); – ogniwo z Kamiennego: margle i mułowce, w spągu piaskowce (do 150 m); w spągu ogniwa wyróżniono 3 jednostki w randze warstw: – warstwa ze Spadów: zlepieniec (0,2–0,25 m); – warstwa z Upłazkowej: piaskowce (0,3–2 m); – warstwy z Mułowego: margle, mułowce, piaskowce (10–12 m); – ogniwo z Pisanej: mułowce margliste lub piaszczyste, margle, piaskowce (do 170 m); – warstwa z Wielkiej Równi: wapienie z glaukonitem i stromatolitami oraz przejawami fosfatyzacji i konkrecjami hiatusowymi (0,05–2 m)	amonity albu w ogniwie z Zeleźniaka, warstwie z Wielkiej Równi i najniższej części ogniwa z Kamiennego; otwornice górnego albu–cenomanu w ogniwie z Kamiennego, ichnoskamieniałości	(?górny apt) alb–cenoman (? dolny turon)

TAB. 5. Tabela jednostek litostratygraficznych kredy – Tatry (sukcesja reglowa dolna)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chrono-stratygraficzny
Formacja z Osnicy	25–37; w profilu Pośrednie III ok. 30	sukcesja reglowa dolna	Guzik (1939); Sokołowski (1948); Passendorfer (1951a); Lefeld (1974, 1985a); Pszczółkowski (1996, 2014); Grabowski, Pszczółkowski (2006a, b); Grabowski i in. (2013); Grabowski, Pszczółkowski (2017)	Grzbiet Pośrednie, miedzy dolinami Długą i Krytą (Profile Pośred-nie II i Pośrednie III)	wapienie hemipelagiczne z kalpionellidami (facja maiolica/biancone), cienko- lub średnio-ławicowe (2–40 cm), mikrytowe lub margliste, z cienkimi przeławiceniami margli, w dolnej części formacji; szare, oliwkowozielone	Kalpionellidy radiolarie, *Globochaete*	dolny i środkowy berias (M19n–M16r)
Formacja margli z Kościeliskiej	maks. 260(?)	sukcesja reglowa dolna	Wigilew (1914); Passendorfer (1951b); Lefeld (1974, 1985b); Wieczorek (1988); Uchman (1997); Kędzierski, Uchman (1997); Pszczółkowski (2003a, b, 2015b); Gedl i in. (2007); Uchman, Kołodziej (2014); Grabowski, Sobień (2015); Grabowski, Pszczółkowski (2017); Vašíček i in. (2020); Grabowski i in. (2025)	Dolina Kryta Wściekły Żleb Polana Kryta	szare i ciemnoszare margle i wapienie margliste, z podrzędnymi przeławiceniami wapnistych piaskowców i kalkarenitów; dolna część formacji (88–114 m) obejmuje 4 ogniwa (Pszczółkowski, 2003a): – ogniwo Pod Furkaską: litologia – margle z przeławiceniami wapieni mikrytowych i wapieni marglistych (25–26 m); wiek – górny berias (podpoziom kalpionellowy *simplex*) – najniższy walanżyn (dolna część poziomu kalpionellowego *Calpionellites*), magnetozo-ny M16n-M13r; – ogniwo z Krytej: litologia – margle z przeławiceniami piaskowców i wapieni (15–25 m). Ławice piaskowców są miejscami grube (do 130 cm) i mają charakter turbidytów; wiek – środkowa część dolnego walanżynu (górna część poziomu kalpionellowego *Calpionellites* i najniższa część poziomu kalpionellowego *Tintinnopsella*); – ogniwo z Wściekłego Żlebu: litologia – margle z przeławiceniami wapieni mikrytowych i wapieni marglistych; miąższość: 34–70 m; wiek – dolny walanżyn–najniższy hoteryw (poziom kalpionellowy *Tintinnopsella*); – ogniwo wapienia murańskiego: litologia – wapienie ziarniste (biokalkarenity) z przeławiceniami wapieni mikrytowych i margli (6–45 m); wiek – dolny hoteryw? (Pszczółkowski, 2003a) lub niższy górny hoteryw (Gedl i in., 2007). W górnej części formacji wyróżniono dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne, (Pszczółkowski, 2003a; 2015b): – warstwa biokalkarenitu z glaukonitem: litologia – biokalkarenit z licznymi ziarnami glaukonitu (0,6 m); wiek – barrem (pogranicze poziomów otwornic planktonicznych *Liliputianella similis* i *Blowiella blowi*); – wapień z nanokonidami i otwornicami: litologia – szare wapienie plamiste, z przeławi-ceniami margli (75 m); wiek – apt (poziomy otwornic planktonicznych *Praehedbergella excelsa* i *Leupoldina cabri*)	Kalpionellidy (w najniższej części), nanoskamieniałości, otwornice planktoniczne, dinocysty organiczne, amonity, ichnoskamieniałości	górny berias–dolny apt
Formacja wapienia murańskiego	ok. 100	sukcesja reglowa dolna (tylko wschodnia część)	Uhlig (1897); Sokołowski (1948, 1978); Passendorfer (1950, 1951b); Borza (1957); Lefeld (1974, 1985c); Michalík, Soták (1990); Michalík (1994, 2014)	Ciemne Smreczyny	masywne wapienie detrytyczne, o charakterze turbidytów, zawierające m.in. liczne intra- i ekstraklasty, fragmenty gruboskorupowych małży i innych organizmów rafotwórczych oraz rogowce; formację podzielono na trzy nieformalne jednostki, o miąższości odpowiednio: 15–20 m, 30 m i > 50 m	fragmenty małży, ślimaków, koralowców, serpuli, glonów wapiennych, otwornice	górny hoteryw(?)–barrem–dolny apt(?)

Biostratygrafia	Uwagi
otwornice z wapieni organodetrytycznych ogniwa z Giewontu; Lodowski i in. (2022) wskazali na górny berias–hoteryw; koralowce z brekcji rafowych wskazują na barrem–dolny apt (Morycowa, Lefeld, 1966); zespoły alg wapiennych, otwornic bentosowych i małży gruboskorupowych na górny barrem–dolny alb (Masse, Uchman, 1997)	stratygrafia formacji podlega obecnie rewizji (Lodowski i in., 2022). W poprzednim ujęciu (Lefeld, 1985d i prace późniejsze) granica pomiędzy jurą a kredą przebiegała w obrębie formacji z Raptawickiej Turni
otwornice datują spąg i strop formacji w profilach słowackich, (Madzin i in., 2014)	formacja występuje tylko w zachodniej części Tatr Zachodnich, w rejonie doliny Kościeliskiej i na zachód od niej. W sposób typowy rozwinięte jest w Tatrach Słowackich (rejon Osobitej). W polskiej części Tatr spoczywa ona bezpośrednio na formacji z Raptawickiej Turni, natomiast w regionie Osobitej – na skałach wulkanicznych wieku górny tyton–dolny walanżyn
ogniwo z Żeleźniaka i warstwa z Wielkiej Równi – alb: poziomy amonitowe *Douvilleiceras mammilatum* (wyższy dolny alb), *Hoplites dentattus* (niższy środkowy alb), *Euhoplites loricatus* (środkowa część środkowego albu), *Euhoplites lautus* (pogranicze albu środkowego i górnego), *Mortoniceras inflatum* (niższy górny alb), *Stoliczkaia dispar* (wyższy górny alb); ogniwo z Kamiennego – górny alb–cenoman: poziom amonitowy *Stoliczkaia dispar* (wyższy dolny alb); poziomy otwornic planktonicznych *Pseudothalmanninella ticinensis*, *Planomalina buxtorfi* – *Parathalmanninella appenninica* oraz *Parathalmanninella appenninica* (górny alb), *Thalmanninella globotruncanoides* (dolny cenoman), *Thalmanninella reicheli* (środkowy cenoman), *Rotalipora cushmani* (środkowy–górny cenoman); poziomy otwornic bentontosowych: *Haplophragmoides nonioninoides* (górny alb–dolny cenoman), *Bulbobaculites problematicus* (środkowy–górny cenoman); ogniwo z Pisanej – cenoman–turon(?)	wydarzenie OAE 1d udokumentowano na pograniczu ogniw z Żeleźniaka i z Kamiennego, (Bąk i in., 2016a)

Biostratygrafia	Uwagi
poziom kalpionellidowy *Calpionella* (podpoziomy *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Calpionella cadischiana*) poziom *Calpionellopsis* (podpoziom *Calpionellopsis simplex*, dolna część)	spąg formacji z Osnicy w profilu Pośrednie III jest usytuowany ok. 1,5 m powyżej granicy jura/kreda; najniższy berias wykształcony jest jako formacja z Jaseniny
– górny berias – Pszczółkowski (2003a); Grabowski i in. (2025) poziom kalpionellidowy *Calpionellopsis* (podpoziomy *Calpionellopsis simplex*, górna część, Calpionellopsis *oblonga* i Calpionellopsis *murgeanui*), poziom nannoskamieniałości wapiennych NK2; – walanżyn–hoteryw – Pszczółkowski (2003a); Gedl i in. (2007); Vašiček i in. (2020); Grabowski i in. (2025); poziom kalpionellidowy *Calpionellites* (niższy dolny walanżyn) poziom kalpionellidowy *Tintinnopsella* (podpoziomy: *Lorenziella* ex gr. *hungarica* i *Tintinnopsella* ex gr. *carpathica*) poziomy nannoskamieniałości wapiennych: NK3A, NK3B-NC4A, NC4B-NC5A, NC5B; – pogranicze walanżynu i hoterywu: amonity oraz dinocysty organiczne (nie przypisane do konkretnych poziomów biostratygraficznych) ogniwo wapienia murańskiego: zony dinocystowe *Canningia pistica*; *Aprobolocysta eilema* – hoteryw–apt – Pszczółkowski (2003a, 2015b) – poziomy otwornicowe *Praegedbergella sigali* (górny hoteryw), *Blefuscuiana aptiana* (najniższy barrem) *Liliputianella similis* (dolny barrem i pogranicze dolnego i górnego barremu) *Blowiella blowi* (górny barrem) *Praehedbergella extcelsa* (niższa część dolnego aptu) *Leupoldina cabri* (wyższa część dolnego aptu)	początek zdarzenia izotopowego Weisserta (pogranicze dolnego i górnego walanżynu) wypada w dolnej części ogniwa z Wscieklego Żlebu w górnej części nanozony NK3A – Pszczółkowski (2003b); Grabowski, Pszczółkowski (2017); Grabowski i in. (2025)
jednostka środkowa: górny hoteryw–dolny barrem Jednostka górna: barrem (otwornice bentosowe z grupy Millliolidae i Textularidae (Michalík, Soták, 1990)	formacja jest najlepiej odsłonięta i udokumentowana w Tatrach Bielskich na Słowacji



w.S – warstwa ze Spadów; **w.U** – warstwa z Upłazkowej; **w.M** – warstwa z Mułowego

FIG. 35. Schemat stratygraficzny kredy sukcesji wierchowej Tatr polskich

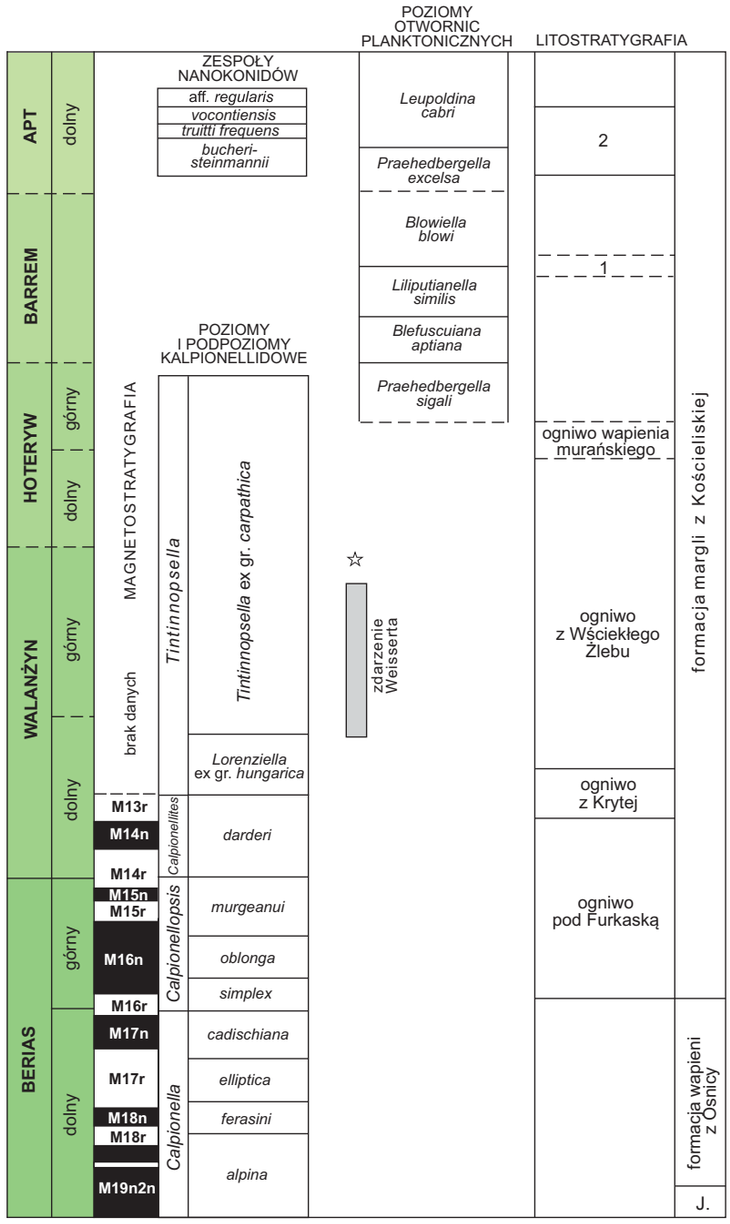


FIG. 36. Schemat stratygraficzny kredy sukcesji reglowej dolnej Tatr polskich (część zachodnia J. – formacja z Jaseniny; 1 – warstwa biokalkarenitu z glaukonitem; 2 – wapień z nanokonidami i otwornicami; ☆ – amonity (Vašiček i in., 2020))

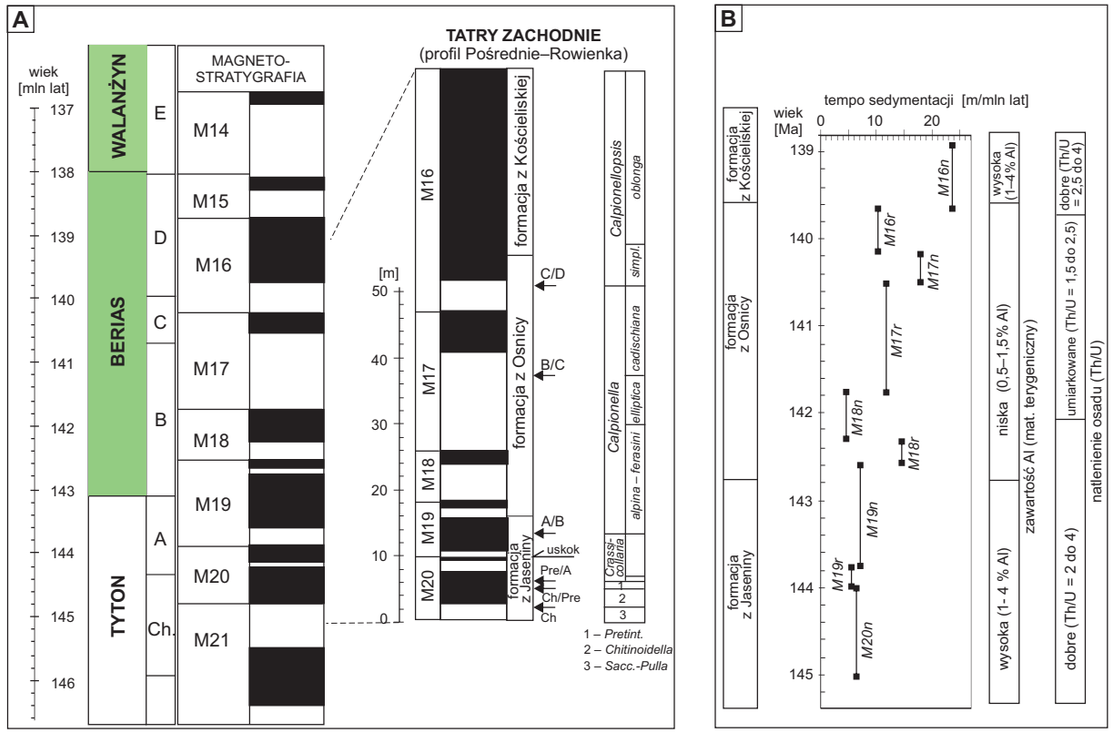


FIG. 37. Zintegrowana stratygrafia górnego tytonu i beriasu w sukcesji reglowej dolnej Tatr Zachodnich. Skala czasowa wg Gradsteina i in. (2020): **A** – korelacja z globalną skalą polarności oraz zonami kalpionellidowymi; kompilacja na podstawie Opdyke'a, Channella (1996); Grabowskiego, Pszczółkowskiego (2006a); Grabowskiego (2011); A–E – zony kalpionellidowe wg Remane'a (1986); Ch – zona *Chitinoidella*; **B** – zmiany tempa sedymentacji oraz dopływu materiału terygenicznego i natlenienia osadu wg Grabowskiego, Pszczółkowskiego (2006a); Grabowskiego (2011); Grabowskiego i in. (2013)

Magmatyzm

Krzysztof Leszczyński, Tomasz Malata

Z kredy górnej Polski pozakarpackiej znane są cienkie przewarstwienia utworów tufogenicznych. Opisali je Sujkowski (1931) z dolnego kampanu w otworze wiertniczym w Lublinie, Alexandrowicz i Parachoniak (1958) z górnego kampanu okolic Włoszczowy oraz z pogranicza dolnego i górnego kampanu rejonu Miechowa (Krauss, Rutkowski, 1962). W kredzie piszącej dolnego kampanu w otworze Tłuszcz IG 1 (niecka warszawska) stwierdzono występowanie 20-cm miąższości warstewki bentonitu pochodzenia tufogenicznego (Harapińska-Depciuch, 1967).

Przewarstwienia bentonitów w obrębie górnoturońskich opok niecki miechowskiej opisali Walaszczyk (1992) oraz Jurkowska (2016). Źródłem popiołów wulkanicznych deponowanych w basenie sedymentacyjnym mogła być aktywność wulkaniczna prawdopodobnie w Karpatach w domenie tetydzkiej.

W kredzie polskich Karpat zewnętrznych występuje niewiele skał magmowych. Są to głównie cieszynity na obszarze pomiędzy Cieszynem, Bielskiem i Żywcem (jednostka śląska). Poza tymi skałami dość licznie występują cienkie warstewki tufów, tufitów i bentonitów w kredowych utworach fliszowych Karpat (np. Sikora, 1970; Górniak, 2011).

Asocjacja cieszynitowo-pikrytowa (lub cieszynity) to zbiorcza nazwa skał głównie subwulkanicznych, tworzących najczęściej sille, rzadziej dajki, o grubości maksymalnie do 40 m. Występują one jako intruzje w obrębie utworów kredy dolnej, zwykle w łupkach cieszyńskich górnych (berias–hoteryw), rzadziej w wapieniach cieszyńskich lub łupkach wierzowskich. Główny obszar ich występowania znajduje się na terenie Czech (północne Morawy), gdzie spotyka się również ich odmiany wylewne (efekt podmorskich wylewów), w Polsce występujące śladowo.

Asocjacja cieszynitowo-pikrytowa zawiera szeroką gamę skał, które należą do dwóch głównych grup: alkalicznej (cieszynit, pikryt, sjenit, lamprofir) i subalkalicznej (zwykle doleryt; Szopa i in., 2014). Alkaliczne magmy cieszynitowe były wytapiane prawdopodobnie na głębokości 70–80 km i migrowały wzdłuż szczelin w obrębie ekstensyjnie spękanej na skutek ryftowania skorupy kontynentalnej (Włodyka, 2010).

Skały te były datowane metodami radiometrycznymi. Amfibole z alkalicznych lamprofirów, datowane metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$, dały wynik 122,3 ±1,6 mln lat dla odmian mezokratycznych oraz 120,4 ±1,4 mln lat dla odmian leukokratycznych (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002). Datowania metodą $^{40}K/^{40}Ar$ dały wiek 137,9–133,1 mln lat (walanżyn) dla biotytów oraz 112,5–89,9 mln lat (alb–turon) dla amfiboli (Grabowski i in., 2003), przy czym te ostatnie uznano za odmłodzone. Natomiast datując fluoroapatyty metodą U-Pb otrzymano: 103 ±20, 119,6 ±3,2 i 126,5 ±8,8 mln lat ze średnią 117,8 ±7,3 mln lat (Szopa i in., 2014). Większość tych dat grupuje się w przedziale walanżyn–apt, co odpowiada określonemu mikropaleontologicznie wiekowi skał, w których występują cieszynity.

Literatura

Abdel-Gawad G.I., 1986. Maastrichtian non-cephalopod molluscs (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula Valley, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 69–224.

Alexandrowicz S., Parachoniak W., 1958. Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. Acta Geologica Polonica, 8: 213–244.

Alexandrowicz S.W., 1966. Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, 157, Rozprawy, 78: 1–142.

Alexandrowicz S.W., 1974a. Kreda opolska. *W:* Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 29–38.

Alexandrowicz S.W., 1974b. Wykształcenie osadów kredy niecki opolskiej a perspektywiczne ich wykorzystanie. Materiały i Studia Opolskie, 30.

Alexandrowicz S.W., 1975. Margle kredowe w Komprachcicach koło Opola. Przegląd Geologiczny, 23: 66–68.

Alexandrowicz S.W., 1976. Foraminifera from the brackish Santonian deposits in the North Sudetic Basin (western Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 183–195.

Alexandrowicz S.W., 1979. Otwornice albu serii czorsztyńskiej (formacja z Chmielowej) pienińskiego pasa skałkowego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 165–183.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., 1978. Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 27–37.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., 1980. Odpowiedź w sprawie artykułu S.W. Alexandrowicza, K. Birkenmajera: Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 301–307.

Alexandrowicz S.W., Radwan D., 1973. Kreda opolska – problematyka stratygraficzna i złożowa. Przegląd Geologiczny, 21: 183–188.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerová V., 1968. Comparison of Cretaceous stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). I. Geosynclinal furrow. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 16: 77–84.

Anderson F.W., 1985. Ostracod faunas in the Purbeck and Wealden of England. Journal of the Micropaleontology, 4: 1–67.

Andrusov D., 1933. Drobné zprávy o geologii moravskoslezských Karpat. Věstník Státního geologického ústavu Československé republiky, 9: 149–199.

Arabas A., Sidorczuk M., Barski B., Olszewska B., 2011. Wapiennik Breccia Member (Pieniny Klippen Belt, Poland) – revised stratigraphy and origin. Geological Quarterly, 55: 49–62.

Aubrecht R., Krobicki M., Sýkora M., Mišík M., Boorová D., Schlögl J., Šamajová E., Golonka J., 2006. Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 161–196.

Aubrecht R., Méres S., Sýkora M., Mikuš T., 2009. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 60: 463–483.

Aubrecht R., Mikuš T., Holicky I., 2021. Heavy mineral analysis of the Turonian to Maastrichtian exotics-bearing deposits in the Western Carpathians: What has changed after the Albian and Cenomanian? Geologica Carpathica, 72: 505–528.

Aubrecht R., Józsa Š., Plašienka D., Wierzbowski H., 2022. Mid-Cretaceous turnover in the Oravic segment of the Pieniny Klippen Belt (Western and Eastern Carpathians): new data and synthesis. Cretaceous Research, 140, 105323.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Balcer J., Koszarski L., 1992. Pozycja geologiczna i mikrofauna warstw z Szydłowca i Gorzenia w Karpatach. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 34: 226–228.

Barczyk W., 1972a. Some representatives of the family Pygopidae (Brachiopoda) from the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 22: 507–513.

Barczyk W., 1972b. On the representatives of the genus *Nucleata* Quenstedt (Brachiopoda) from the Tithonian and Berriasian of the environs of Czorsztyn, Poland. Prace Muzeum Ziemi, 20: 151–160.

Barczyk W., 1979a. Rhynchonellid brachiopods from the Upper Tithonian and Lower Berriasian of the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 29: 1–58.

Barczyk W., 1979b. Brachiopods from the Jurassic/Cretaceous boundary of Rogoźnik and Czorsztyn in the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 29: 207–214.

Barczyk W., 1991. Succession of the Tithonian to Berriasian brachiopod faunas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 41: 101–107.

Barski M., Matyja B.A., Segit T., Wierzbowski A., 2012. Early to Late Bajocian age of the so-called „black flysch" (Szlachtowa Formation) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Geological Quarterly, 56: 391–410.

Bąk K., 1995. Trace fossils and ichnofabrics in the Upper Cretaceous red deep-water marly deposits of the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 81–97.

Bąk K., 1998. Foraminiferal biostratigraphy of the Upper Cretaceous red deep water deposits in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 111: 7–92.

Bąk K., 2000. Biostratigraphy of deep–water agglutinated Foraminifera in Scaglia Rossa–type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Grzybowski Foundation Special Publication, 7: 15–41.

Bąk K., 2007a. Deep-water facies succession around the Cenomanian–Turonian boundary in the Outer Carpathian Basin: Sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 248: 255–290.

Literatura

Bąk K., 2007b. Organic-rich and manganese sedimentation during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian Basin, a new record from the Skole Nappe, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 256: 21–46.

Bąk K., 2007c. Environmental changes during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian basins: a synthesis of data from various tectonic-facies units. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 171–191.

Bąk K., Bąk M., 2013. Foraminiferal and radiolarian biostratigraphy of the youngest (Late Albian through Late Cenomanian) sediments of the Tatra massif, Central Western Carpathians. Acta Geologica Polonica, 63: 223–237.

Bąk K., Uchman A., Bąk M., 2000. Agglutinated foraminifera, radiolaria and trace fossils from Upper Cretaceous deep water variegated shales at Trawne Stream, Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 48: 1–32.

Bąk K., Bąk M., Paul Z., 2001. Barnasiówka Radiolarian Shale Formation – a new lithostratigraphic unit in the Upper Cenomanian – lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian Series). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 75–103.

Bąk K., Bąk M., Dulemba P., Okoński S., 2016a. Late Cenomanian environmental conditions at the submerged Tatric Ridge, Central Western Carpathians, during the period preceding Oceanic Anoxic Event 2 – a palaeontological and isotopic approach. Cretaceous Research, 63: 95–112.

Bąk K., Fabiańska M., Bąk M., Misz-Kennan M., Zielińska M., Dulemba P., Bryndal T., Naglik B., 2016b. Organic matter in upper Albian marine sediments in the High-Tatric units, central western Carpathians, related to Oceanic Anoxic Event 1d – geochemistry, microfacies and palynology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 454: 212–227.

Bąk M., 1993. Late Albian – Early Cenomanian Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 102: 177–207.

Bąk M., 1994. Radiolarian biostratigraphy of the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits in the Subsilesian Nappe (Outer Western Carpathians). Geologica Carpathica, 55: 239–250.

Bąk M., 1995. Mid Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. Cretaceous Research, 16: 1–23.

Bąk M., 1996. Late Cretaceous Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Studia Geologica Polonica: 69–85.

Bąk M., 1999a. Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Succession, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Studia Geologica Polonica, 115: 91–115.

Bąk M., 1999b. Cretaceous Radiolarian zonation in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 50: 21–31.

Bąk M., 2000. Radiolaria from the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits of the Silesian Unit (Polish Flysch Carpathians). Geologica Carpatica, 51: 309–324.

Bąk M., 2004. Radiolarian biostratigraphy of the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits in the Subsilesian Nappe (Outer Western Carpathians). Geologica Carpathica, 55: 239–250.

Bąk M., Sawłowicz Z., 2000. Pyritized radiolarians from the mid-Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt – a model of pyritization in an anoxic environment. Geologica Carpathica, 51: 91–99.

Bąk M., Bąk K., Ciurej A., 2005. Mid-Cretaceous spicule-rich turbidites in the Polish Outer Carpathians: Radiolarian and foraminiferal biostratigraphy. Geological Quarterly, 49: 275–290.

Bąk M., Bąk K., Górny Z., 2022. Timing of mass redeposition of sponge spicules from the peri-Tethyan shelf into the deep Carpathian Basin and their relations to mid-Cretaceous global sea-level changes. GSA Bulletin, 134: 2867–2879.

Bengtson P., 1996. The Turonian stage and substage boundaries. Bulletin de l'Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66: 69–79.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes polonaises. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 181: 5–174.

Bielecka W., Styk O., 1973. Jura górna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 11: 78–80.

Bielecka W., Sztejn J., 1966. Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. Kwartalnik Geologiczny, 10: 96–115.

Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B., Rawson P.F., Remane J., Robaszynski F., Schmid F., Surlyk F., 1984. Cretaceous stage boundaries. Proposals. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 33: 3–20.

Birkenmajer K., 1956. Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. Przegląd Geologiczny, 4: 499–502.

Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografía serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Studia Geologica Polonica, 9: 1–380.

Birkenmajer K., 1973. Dolna kreda. Pieniński pas skałkowy. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 2: Mezozoik (red. S. Sokołowski): 674–679. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 45: 1–158.

Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 88: 1–32.

Birkenmajer K., 1987. The Trawne Member (Upper Albian – Upper Cenomanian) – a flysch development in the Branisko Nappe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 92: 29–40.

Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, Carpathians): stratigraphy, tectonics and palaeogeography. Studia Geologica Polonica, 127: 7–50.

Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. Monografie Pienińskie, 3.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1987a. Wiek formacji wroninskiej (alb) jednostki Grajcarka w pienińskim pasie skałkowym na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Studia Geologica Polonica, 92: 87–106.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1987b. Wiek utworów granicznych kredy dolnej i górnej płaszczowin braniskiej i pienińskiej (pieniński pas skałkowy) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Studia Geologica Polonica, 92: 107–123.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1991. Middle to Late Paleocene nannoplankton zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 47–54.

Birkenmajer K., Gasiński M.A., 1992. Albian and Cenomanian palaeobathymetry in the Pieniny Klippen Belt Basin, Polish Carpathians. Cretaceous Research, 13: 479–485.

Birkenmajer K., Gedl P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland): lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. Studia Geologica Polonica, 135: 7–54.

Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek succession (Lower Jurassic – mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: a stratigraphic synthesis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 87: 55–88.

Birkenmajer K., Gedl P., 2019. The Jurassic to Palaeogene strata in the northern boundary fault zone in deep borehole PD-9 at Szczawnica, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: biostratigraphy and tectonic implications. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 233–257.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1976. Dolny mastrycht jako górna granica wieku pelagicznych margli otwornicowych jednostki czorsztyńskiej, pieniński pas skałkowy. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 297–307.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983a. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny braniskiej okolic Sromowiec Wyżnich w Pieninach. Studia Geologica Polonica, 77: 7–26.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983b. Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pienińska i łuska maruszyńska), pieniński pas skałkowy. Studia Geologica Polonica, 77: 27–54.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1984. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny pienińskiej okolic Sromowiec Niżnych w Pieninach. Studia Geologica Polonica, 83: 25–50.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987a. Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). Studia Geologica Polonica, 92: 7–28.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987b. Late Cretaceous foraminiferal zonation, Pieniny Klippen belt, Carpathians: Klippen and Maruszyna successions, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 275–286.

Birkenmajer K., Lefeld J., 1969. Exotic Urgonian limestones from the Pieniny Klippen Belt of Poland. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 17: 13–15.

Birkenmajer K., Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 145–181.

Birkenmajer K.,Skupińsk A., 1990. O niektórych egzotykach wulkanicznych i plutonicznych z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego. Studia Geologica Polonica, 97: 69–78.

Birkenmajer K., Wieser T., 1990. Exotic rock fragments from the Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 97: 7–67.

Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. Studia Geologica Polonica, 61: 7–36.

Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., Kutyba J., 1987. Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Paleocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian Orogeny in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 287–298.

Birkenmajer K., Kozur H., Mock R., 1990. Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 3–44.

Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszka J., 2008. „Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, west Carpathians: a case of geological misinterpretation. Cretaceous Research, 29: 535–549.

Błaszkiewicz A., 1980. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. Prace Instytutu Geologicznego, 92.

Błaszkiewicz A., 1997. Kreda górna. Biostratygrafia. Makrofauna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 367–380.

Błaszkiewicz A., Cieśliński S., 1979. Prace nad systematyzowaniem stratygrafii górnej kredy Polski (poza Karpatami i Sudetami). Kwartalnik Geologiczny, 23: 639–647.

Bojanowski M.J., Dubicka Z., Minoletti F., Olszewska-Nejbert D., Surowski M., 2017. Stable C and O isotopic study of the Campanian chalk from the Mielnik section (eastern Poland): signals from bulk rock, belemnites, benthic foraminifera, nannofossils and microcrystalline cements. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 465: 193–211.

Literatura

Borowska U., 2014. Skały węglanowe kredy dolnej (berias-apt). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 98–109. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Borowska U., 2015. Stratygrafia wapieni tytonu dolnego – aptu dolnego skałki Niedźwiedź w allochtonie wierchowym polskich Tatr Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 63: 164–171.

Dembowska J., Marek S., 1976. Stratygrafia i paleogeografia utworów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 295: 187–201.

Don B., Don, J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.

Don J., 1996. The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic–Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 24: 317–324.

Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 40: 51–63.

Don J., Wojewoda J., 2005.Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.

Dubicka Z., Peryt D., 2012a. Latest Campanian and Maastrichtian paleoenvironmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). Cretaceous Research, 37: 272–284.

Dubicka Z., Peryt D., 2012b. Foraminifers and stable isotope record of the Dubivtsi chalk (upper Turonian, Western Ukraine): Palaeoenvironmental implications. Geological Quarterly, 56: 199–214.

Dubicka Z., Peryt D., Szuszkiewicz M., 2014. Foraminiferal evidence for paleogeographic and paleoenvironmental changes across the Coniacian–Santonian boundary in western Ukraine. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 401: 43–56.

Dubicka Z., Wierzbowski H., Wierny W., 2018. Oxygen and carbon isotope records of Upper Cretaceous foraminifera from Poland: vital and microhabitat effects. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 500: 33–51.

Dubicka Z., Jurkowska A., Thibault N., Razmjooei M.J., Wójcik K., Gorzelak P., Felisiak I., 2017. An integrated stratigraphic study across the Santonian/Campanian boundary at Bocieniec, southern Poland: a new boundary stratotype candidate. Cretaceous Research, 80: 61–85.

Dudziak J., 1979. Nannoplankton z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. Studia Geologica Polonica, 61: 77–104.

Dudziak J., 1980. Nannoplankton z osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 67: 45–70.

Dudziak J., 1981. Górnokredowy nannoplankton z profilu Lorencowych Skałek (jednostka czorsztyńska, pieniński pas skałkowy) – badania w mikroskopie skaningowym. Studia Geologica Polonica, 70: 55–65.

Dudziak J., 1985. Stratygrafia osadów górnokredowych i paleogenskich pienińskiego pasa skałkowego i jego obrzeżenia na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 251–271.

Dudziak J., 1993. Wiek kredowej części sukcesji maruszynskiej pieninskiego pasa skałkowego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Studia Geologica Polonica, 102: 135–158.

Dziadzio P. S., Gaździcka E., Ploch I., Smoleń J., 2004. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in central and SE Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 125–196.

Dziadzio P., Ploch I., Smoleń J., 2021. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in the NW part of the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 64, 4.

Eliáš M., Vašiček Z., Skupien P., 2003. Základni rysy pozdnějurske a spodnokřidove sedimentace ve slezské jednotce na české území (vnější Západni Karpaty). Sbornik vědeckých Praci Vysoké Školy báňské – TU, Řada hornicko-geologická, Monografie, 8: 117–126.

Föllmi K.B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. Cretaceous Research, 35: 230–257.

Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Petrizzo M.R., 2020. The Cretaceous Period. *W:* Geologic Time Scale 2000 (red. F.M. Gradstein i in.): 1023–1086. Elsevier.

Gasiński M.A., 1981. Stratygrafia warstw z Trawnego w profile potoku Szeligowego na podstawie mikrofauny (pieniński pas skałkowy). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 331: 165–172.

Gasiński M.A., 1983. Albian and Cenomanian Planktic Foraminiferida from the Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). Cretaceous Research, 4: 221–249.

Gasiński M.A., 1984. Selected benthic foraminiferida from the so-called Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). Studia Geologica Polonica, 83: 51–66.

Gasiński M.A., 1988. Foraminiferal biostratigraphy of the Albian and Cenomanian sediments in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian Mountains. Cretaceous Research, 9: 217–247.

Gasiński M.A., 1991. Albian and Cenomanian Foraminifera from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissen-schaftlichen Kommisionen, 9: 187–200.

Gasiński M.A., Olshtynska A., Uchman A., 2013. Late Maastrichtian foraminiferids and diatoms from the Poish Carpathians (Ropianka Formation, Skole Nappe): a case study from the Chmielnik-Grabówka composite section. Acta Geologica Polonica, 63: 515–525.

Gawlick H-J., Missoni S., 2019. Middle-Late Jurassic sedimentary mélange formation related to ophiolite obduction in the Alpine-Carpathian-Dinaridic Mountain Range. Gondwana Research, 74: 144–172.

Gaździcka E., 1978. Calcareous nannoplankton from the uppermost Cretaceous and Paleogene deposits of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 28: 335–375.

Gaździcka E., 2012. Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 123–125.

Gaździcka E., 2017. Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego z otworu wiertniczego Chociwel IG-1. *W:* Zabezpieczenie stratotypowych odcinków rdzeni wiertniczych. Etap: III: Dodatkowe badania na rdzeniach oraz prace logistyczno-techniczne w archiwach rdzeni (K. Leszczyński i in.). CAG, Warszawa [nr inw. 5704/2018].

Gaździcka E., Dziadzio P., Ploch I., Smoleń J., 2006. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central and SE Poland – Reply. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 321–325.

Gąsiorowski S.M., 1962. Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians. Studia Geologica Polonica, 10: 1–151.

Gedl E., 1999. Lower Cretaceous palynomorphs from the Skole Nappe. Geologica Carpathica, 50: 75–90.

Gedl E., 2007. Lower Cretaceous dinocyst stratigraphy and palynofacies of the Grajcarek Unit, Pieniny Klippen belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 127: 71–100.

Gedl E., Kołodziej B., Uchman A., 2007. Muran Limestone Member (Upper Hauterivian) of the Kościeliska Marl Formation, Polish Western Tatra Mts: dinocyst biostratigraphy and microfacies analysis. Studia Geologica Polonica, 127: 119–137.

Gedl P., 2007a. Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Haluszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). Studia Geologica Polonica, 127: 101–117.

Gedl P., 2007b. Dinocysts from the Upper Cretaceous deep-water marine variegated facies (Malinowa Shale Formation), Pieniny Klippen belt, Poland: example from the Potok Trawne creek. Studia Geologica Polonica, 127: 139–152.

Gedl P., 2013. Dinoflagellate cysts from the Szlachtowa Formation (Jurassic) and adjacent deposits (Jurassic-Cretaceous) of the Grajcarek Unit at Szczawnica – Zabaniszcze (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 57: 485–502.

Geroch S., Nowak W., 1984. Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene, based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. Bulletin des Centres de Recherches Exploration – Production Elf-Aquitaine, 6: 225–239.

Geroch S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Michalík M., Prochazka K., Radomski A., Radwański Z., Unrug Z., Unrug R., Wieczorek J., 1979. Sedymentacja margli z Węgierki. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 105–133.

Goblot H., 1928. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 442–463.

Golonka J., Sikora W., 1981. Mikrofacje ścienionych sedymentacyjnie utworów jury i kredy dolnej pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 31: 7–37.

Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., 2007. Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. Geologia, 33 (4/1): 3–28.

Golonka J., Oszczypko N., Ślączka A., 2000. Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 107–136.

Golonka J., Vašiček Z., Skupien P., Waśkowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślączka A., Słomka T., 2008. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Geologia, 34 (3/1): 9–31.

Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W:* V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5: 11–61.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślączka A., 2015. Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. Geological Magazine, 152: 269–286.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślączka A., 2017. Reply. Discussion of 'Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians'. Geological Magazine, 154: 193–200.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018. The Pieniny Klippen Belt in Poland. Geology, Geophysics & Environment, 44: 111–125.

Górniak K., 2011. Origin of the marls from the Polish Outer Carpathian: lithological and sedimentological aspects. Mineralogia, 42: 165–297.

Górny Z., Bąk M., Bąk K., Strzeboński P., 2022. Planktonic Biota Constituents Responses to Global Sea-Level Changes Recorded in the Uppermost Albian to Middle Cenomanian Deep-Water Facies of the Outer Carpathians. Minerals, 12, 152.

Grabowski J., 2011. Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review. Volumina Jurassica, 9: 105–128.

Grabowski J., 2023. Baseny tatrzańskie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 71–72.

Grabowski J., Krobicki M., 2023a. Baseny pienińskie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 72–74.

Grabowski J., Krobicki M., 2023b. Baseny Karpat zewnętrznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 75–77.

Grabowski, J., Pszczółkowski, A., 2006a. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. Cretaceous Research, 27: 398–417.

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006b. Górny tyton i berias w płaszczowinie reglowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratygraficznych. Przegląd Geologiczny, 54: 870–877.

Literatura

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2017. Part II. Tithonian – Lower Valanginian limestones and marlstones: biostratigraphy, magnetostratigraphy, carbon isotope stratigraphy and palaeoenvironmental changes. *W:* Jurassica XIII, Field Trip Guidebook: 86–91.

Grabowski J., Sobień K., 2015. Variation in clastic input in the Berriasian of the Lower Sub-Tatric (Križna) succession in the Tatra Mountains (Central Western Carpathians, Poland): data from magnetic susceptibility and inorganic geochemistry. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 139–150.

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski M., Pécskay Z., Wójtowicz A., 2003. Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}K/^{40}Ar$ ages and biostratigraphy. Geologica Carpathica, 54: 385–393.

Grabowski J., Schnyder J., Sobień K., Koptíková L., Krzemiński L., Pszczółkowski A., Hejnar J., Schnabl P., 2013. Magnetic susceptibility and spectra gamma logs in the Tithonian-Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. Cretaceous Research, 43: 1–17.

Grabowski J., Krzemiński L., Schnyder J., Sobień K., Hejnar J., Koptiková L., Pszczółkowski A., Schnabl P., 2014. Integrated magnetic susceptibility and geochemical record of $\delta^{13}C$ anomalies in the Berriasian and Valanginian sections from the Tethyan Domain (Western Carpathians, Poland). *W:* Strati 2013 (red. R. Rocha i in.): 847–851. Springer Geology.

Grabowski J., Chmielewski A., Ploch I., Smoleń J., Rogov M., Wójcik-Tabol P., Leszczyński K., Maj-Szeliga K., 2021. Palaeoclimatic changes and inter-regional correlations in the Jurassic/Cretaceous boundary interval of the Polish Basin: portable XRF and magnetic susceptibility study. Newsletters on Stratigraphy, 54: 123–158.

Grabowski J., Pszczółkowski A., Stoykova K., Martinez M., Iwańczuk J., Krzemiński L., Sidorczuk M., 2025. Integrated stratigraphy of the Valanginian Carbon-Isotope-Excursion (Weissert event) from the Kryta Valley section, Western Carpathians (Poland): correlation with the Vocontian Basin and palaeoenvironmental implications. Newsletters on Stratigraphy, 58: 1–46.

Grigelis A., Leszczyński K., 1998. Cretaceous. *W:* Structural evolution of the Permian-Mesozoic complex of northeastern Poland, Lithuania and adjacent Baltic areas 1:2000 000 (red. S. Marek, A. Grigelis). Państw. Inst. Geol., Warszawa; Geologijos Institutas, Lietuva.

Grzybowski J., 1895a. Mikrofauna karpackiego piaskowca. Rozprawy Akademii Umiejętności, ser. 2, 9: 181–214.

Grzybowski J., 1895b. Otwornice czerwonych iłów z Wadowic. Rozprawy Akademii Umiejętności, ser. 2, 10: 305–313.

Grzybowski J., 1898. Otwornice pokładów naftonośnych okolic Krosna. Rozprawy Akademii Umiejętności, ser. 2, 13: 257–305.

Grzybowski J., 1901. Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU, Ser. III, 41, Ser. B: 219–288.

Gucik S., 1963. Profil kredy dolnej z Bełwina w Karpatach przemyskich. Kwartalnik Geologiczny, 7: 257–268.

Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 1–26.

Guzik K., 1939. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach (mapa). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 18.

Haczewski G., Bąk K., Kukulak J., Mastella L., Rubinkiewicz J., 2016. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Ustrzyki Górne (1068). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

Hakenberg M., 1978. Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. Studia Geologica Polonica, 58.

Hakenberg M., 1986. Alb i cenoman w niecce miechowskiej. Studia Geologica Polonica, 86: 57–85.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. Przegląd Geologiczny, 47: 61–68.

Halamski A.T., Kvaček J., 2015. The Late Cretaceous (Coniacian) leaf and cone flora from the Sudetes. Palaeontographica, Abt. B: Palaeobotany – Palaeophytology, 292: 95–171.

Halamski A.T., Kvaček J., Svobodová M., Durska E., Hermanova Z., 2020. Late Cretaceous mega-, meso-, and microfloras from Lower Silesia. Acta Palaeontologica Polonica, 65: 811–878.

Hansen H.J., Rasmussen K.L., Gwozdz R., Hansen J.M., Radwański A., 1989. The Cretaceous/Tertiary boundary in Poland. Acta Geologica Polonica, 39: 1–12.

Hansen H.J., Rasmussen K.L., Quingsheng J., Benjamini C., Walaszczyk I., Gwozdz R., Stage M., 1993. Correlation of marine and terrestrial Upper Cretaceous sediments by their magnetic susceptibility. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 40: 175–184.

Haq B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. Global and Planetary Change, 113: 44–58.

Harapińska-Depciuch M., 1967. Utwory tufogeniczne kredy górnej Niżu Polskiego w otworze wiertniczym Tłuszcz. Kwartalnik Geologiczny, 11: 647–660.

Heller J., Moryc W., 1984. Stratygrafia utworów kredy górnej podgórza Karpat. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 63–108.

Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nord-karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. J. Perthes. Gotha.

Huber B.T., MacLeod K.G., Watkins D.K., Coffin M.F., 2018. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. Global and Planetary Change, 167: 1–23.

Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014. Skały osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jakubowski M., 1987. A proposed Lower Cretaceous Calcareous Nannofossil Zonation Scheme for the Moray Firth Area of the North Sea. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 39: 99–120.

Jamrichová M., Józsa Š., Aubrecht R., Schlögl J., 2012. Lower Cretaceous palaeokarst in a klippe of the Czorsztyn Succession north of Zazriva (Pieniny Klippen Belt, Orava sector, northern Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 4: 75–90.

Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}C$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma). Geological Magazine, 143: 561–608.

Jarvis I., Pearce M.A., Monkenbusch J., Jurkowska A., Ullmann C.V., Dubicka Z., Thibault N., 2023. Carbon isotopes, palynology and stratigraphy of the Santonian-Campanian boundary: the GSSP auxilliary sections, Seaford Head (England) and Bocieniec (Poland), and correlation between the Boreal and Tethyan realms. Cretaceous Research, 143, 105415.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972. Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. Kwartalnik Geologiczny, 16: 315–329.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976. Kreda górna (łącznie z albem górnym i paleocenem dolnym). Prace Instytutu Geologicznego, 79: 94–105.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1977a. Kreda górna. Prace Instytutu Geologicznego, 80: 99–112.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1977b. Kreda górna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 41: 54–71.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1979. Kreda górna (łącznie z albem górnym). Prace Instytutu Geologicznego, 96: 77–89.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981. Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 98.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1987. Kreda górna. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 140–151.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1983. Kreda górna. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 177–197.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 177–198.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., Pożaryski W., 1979. Kreda górna polskiej części Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 23: 421–427.

Jednorowska A., 1979. Mikrofauna i wiek górnokredowych margli z Pustelni w pienińskim pasie skałkowym Polski. Studia Geologica Polonica, 61: 37–76.

Jednorowska A., 1980a. Mikrofauna i wiek formacji łupków z Malinowej (górna kreda) w pienińskim pasie skałkowym. Studia Geologica Polonica, 67: 7–21.

Jednorowska A., 1980b. Mikrofauna osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 67: 23–44.

Jednorowska A., 1981a. Mikrofauna i wiek fliszu formacji sromowieckiej (górna kreda) w obszarze typowym, pieniński pas skałkowy. Studia Geologica Polonica, 70: 37–50.

Jednorowska A., 1981b. Mikrofauna i wiek żwirowca z Bukowin (formacja sromowiecka, górna kreda), pieniński pas skałkowy. Studia Geologica Polonica, 70: 51–54.

Jerzykiewicz T., 1971. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geologica Polonica, 21: 165–199.

Jerzykiewicz T., Wojewoda J., 1986. The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 11: 1–15.

Jugowiec-Nazarkiewicz M., 2007. Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej Polskich Karpat Fliszowych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 53–70.

Jurewicz E., Segit T., Plašienka D., Chrapkiewicz K., 2020. Discussion of 'Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study'. Journal of the Geological Society, 178, 021.

Jurkowska A., 2016. Inoceramid stratigraphy and depositional architecture of the Campanian and Maastrichtian of the Miechów Synclinorium (southern Poland). Acta Geologica Polonica, 66: 59–84.

Jurkowska A., Świerczewska-Gładysz E., 2020. Evolution of Late Cretaceous Si cycling reflected in the formation of siliceous nodules (flints and cherts). Global and Planetary Change, 195, 2.

Jurkowska A., Świerczewska-Gładysz E., 2022. Opoka – a mysterious carbonate-siliceous rock: an overview of general concepts. Geology, Geophysics & Environment, 48: 257–278.

Kasiński J.R., Pieńkowski G., Pisera A.,1981. Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek braniskiej i czorsztyńskiej wzdłuż drogi Krośnica–Kąty w Pieninach. Studia Geologica Polonica, 70: 73–94.

Kemper E., Rawson P.F., Thieuloy J.-P., 1981. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. Palaeontology, 24: 251–311.

Kennedy W.J., Machalski M., 2015. A late Albian ammonite assemblage from the mid-Cretaceous succession at Annopol, Poland. Acta Geologica Polonica, 65: 545–553.

Keutgen N., Remin Z., Walaszczyk I., 2012. Early representatives of the belemnite genus Belemnella (Cephalopoda) from the uppermost Campanian–Lower Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 535–559.

Literatura

Kędzierski M., 2008. Calcareous nannofossil and inoceramid biostratigraphies of a Middle Turonian to Middle Coniacian section from the Opole Trough of SW Poland. Cretaceous Research, 29: 451–467.

Kędzierski M., Leszczyński S., 2013. A paleoceanographic model for the Late Campanian-Early Maastrichtian sedimentation in the Polish Carpathian Flysch basin based on nannofosils. Marine Micropaleontology, 102: 34–50.

Kędzierski M., Ochabska A., 2012. Calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentary environment of Valanginian-Hauterivian rhythmites (Silesian Nappe, Polish Carpathians). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 82: 225–237.

Kędzierski M., Uchman A., 1997. Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 237–247.

Kędzierski M., Uchman A., 2001. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous marlstones in the Opole region, southern Poland. Acta Geologica Polonica, 51: 81–91.

Kędzierski M., Uchman A., 2018. Epikratoniczne osady kredy opolskiej – przykład basenu sedymentacyjnego w warunkach klimatu supercieplarnianego. *W:* Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7: 51–59.

Kędzierski M., Machaniec E., Rodríguez-Tovar F.J., Uchman A., 2012. Bioevents, foraminifera and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. Cretaceous Research, 35: 181–198.

Kędzierski M., Gasiński A., Uchman A., 2015. Last occurrence of *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) foraminiferid index of the Cretaceous-Paleogene boundary: the calcareous nanofossil proof. Geologica Carpathica, 66: 181–195.

Kłosowska B., 1997. Albian and Cenomanian foraminifera from the Kosarzyska section, Niedzica succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Geologica Carpathica, 48: 163–170.

Kokoszyńska B., 1949. Stratygrafia dolnej kredy północnych Karpat fliszowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 6.

Kostka A., 1993. The age and microfauna of the Maruszyna Succession (Upper Cretaceous – Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 102.

Koszarski L., Ślączka A., 1973. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 492-496. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kotański Z., 1959. Nowe ogniwa stratygraficzne serii wierchowej w rejonie Osobitej. Przegląd Geologiczny, 7: 507–509.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotlarczyk J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm) czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. Prace Geologiczne, 108.

Kotlarczyk J., 1988. Geologia Karpat Przemyskich – "szkic do portretu". Przegląd Geologiczny, 36: 325–333.

Kowalczewska O., Gasiński M.A., 2018. Late Cretaceous foraminiferids from sections in the Zabratówka area (Skole Nappe, Outer Carpathians, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 88: 71–85.

Kowalski A., 2021. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 1–36.

Koziar J., 2007. Tensyjna geneza inwersji w basenie polskim z nawiązaniem do tensyjnego rozwoju masywu czeskiego. *W:* 8th Czech-Polish Workshop On Recent Geodynamics of the Sudety Mts. and Adjacent Areas, Abstracts: 17–21.

Krajewski K.P., 1980. Z badań sedymentologicznych utworów kredy wierchowej w Dolinie Kościeliskiej. Przegląd Geologiczny, 28: 636–637.

Krajewski K.P., 1981a. Phosphatic microstromatolites in the High-Tatric Albian limestones of the Polish Tatra Mountains. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 29: 175–183.

Krajewski K.P.,1981b. Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr. Kwartalnik Geologiczny, 25: 731–759.

Krajewski K.P., 1981c. Phosphate pisolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 51: 339–352.

Krajewski K.P., 1983. Albian pelagic phosphate-rich macrooncoids from the Tatra Mts, Poland. *W:* Coated Grains (red. T.M. Peryt): 344–357. Springer, Berlin.

Krajewski K.P., 1984. Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. Sedimentology, 31: 443–470.

Krajewski K., 1985. Zabijak Marlstone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 34–37.

Krajewski K.P., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 121: 81–158.

Krassowska A., 1976. Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Krylowem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 291: 51–101.

Krassowska A., 1977. Kreda w okolicy Kraśnika-Zakrzewa (na podstawie głębokich otworów wiertniczych). Przegląd Geologiczny, 25: 65–70.

Krassowska A., 1981a. Korelacja geofizyczna utworów kredy we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i na południowym Podlasiu. Przegląd Geologiczny, 29: 538–542.

Krassowska A., 1981b. Charakterystyka osadów kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny, 25: 703–716.

Krassowska A., 1982. Pozycja fauny w stosunku do kompleksów geofizycznych wydzielonych dla kredy centralnej części regionu lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 30: 269–273.

Krassowska A., 1986. Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. Kwartalnik Geologiczny, 30: 559–574.

Krassowska A., 1990. Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. Przegląd Geologiczny, 38: 168–173.

Krassowska A., 1997. Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 386–402.

Krauss E., Rutkowski J., 1962. Bentonity senonu okolic Miechowa. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 359–370.

Krobicki M., 1994. Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 106: 89–156.

Krobicki M., 1995. Storm-generated shell beds in pelagic Albian-Cenomanian sediments, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Geologica Carpathica, 46: 277–284.

Krobicki M., 1996. Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn pelagic swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by the change of brachiopod assemblages. GeoResearch Forum, 1–2: 255–264.

Krobicki M., 2022. Biała Woda valley (near Brysztan Klippe): Berriasian phosphatic structures. *W:* Cretaceous of Poland and adjacent areas, Field trip guides (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 333–336. Faculty of Geology, University of Warsaw.

Krobicki M., Olszewska B., 2005. Urgonian-type microfossils in exotic pebbles of the Late Cretaceous and Palaeogene gravelstones from the Sromowce and Jarmuta formations (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). Studia Geologica Polonica, 124: 215–235.

Krobicki M., Wierzbowski A., 1996. New data on stratigraphy of the Spisz Limestone Formation (Valanginian) and the brachiopod succession in the lowermost Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 109: 53–67.

Książkiewicz M., 1933. Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach zachodnich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 9: 88–95.

Książkiewicz M., 1938. Fauna górnoneokomska z Lanckorony. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU za 1937 r., 72: 223–261.

Książkiewicz M., 1951. Objaśnienie arkusza Wadowice, Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M. (red.), 1962. Atlas geologiczny Polski – Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:600 000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych. Inst. Geol., Warszawa.

Kubiatowicz W., 1983. Upper Jurassic and Neocomian ostracodes from central Poland. Acta Geologica Polonica, 33: 1–72.

Kudrewicz R., Olszewska-Nejbert D., 1997. Upper Cretaceous 'Echinoidlagerstätten' in the Kraków area. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 1–12.

Kuhn O., Weissert H., Föllmi K.B., Hennig S., 2004. Altered carbon cycling and trace-metal enrichment during the late Valanginian and early Hauterivian. Eclogae Geologicae Helvetiae, 98: 333–344.

Kutek J., 1996. Polski basen permsko-mezozoiczny jako asymetryczny basen ryftowy. *W:* Analiza basenów sedymentacyjnych, a nowoczesna sedymentologia: 26.

Kutek J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic rift basin. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle, 186: 213–236.

Kutek J., Marcinowski R., 1996. The Mid-Cretaceous Boreal/Tethyan biogeographical boundary in the Carpatho-Balkan area. Mitteilungen aus dem Geologische-Paläontologische Institut der Universität Hamburg, 77: 141–147.

Kutek J., Marcinowski R., Wiedmann J., 1989. The Wąwał section, Central Poland. an important link between Boreal and Tethyan Valanginian. *W:* Cretaceous in the western Tethys (red. J. Wiedmann): 717–754. E Schweizerbart, Stuttgart.

Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geologica Polonica, 24.

Lefeld J., 1973. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 497-498. Wydaw. Geol., Warszawa.

Lefeld J., 1974. Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mountains (Western Carpathians). Acta Geologica Polonica, 24: 277–364.

Lefeld J., 1985a. Pieniny Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 76–77.

Lefeld J., 1985b. Kościeliska Marl Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 77–79.

Lefeld J., 1985c. Muran Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 79–81.

Lefeld J., 1985d. Wysoka Turnia Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 30–32.

Lefeld J., 1985e. Osobita Limestone Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 33–34.

Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik J., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 84: 1–93.

Leszczyński K., 1997a. The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 41: 509–520.

Leszczyński K., 1997b. The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 41: 521–532.

Leszczyński K., 2002a. Ewolucja geologiczna strefy Ponętów-Wartkowice w kredzie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 176.

Literatura

Leszczyński K., 2010. Rozwój litofacjalny późnej kredy Niżu Polskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 33–54.

Leszczyński K., 2012. The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 56: 363–386.

Leszczyński K., 2017a. The significance of Upper Cretaceous hardgrounds and other discontinuity surfaces for basin-wide correlations, based on drillcore data from boreholes in northern Poland. Geological Quarterly, 61: 825–844.

Leszczyński K., 2017b. Ewolucja rowu tektonicznego Nasielsk–Dębe w kredzie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 470: 49–62.

Leszczyński S., 2010. Coniacian-?Santonian paralic sedimentation in the Rakowice Małe area of the North Sudetic Basin, SW Poland: sedimentary facies, ichnological record and palaeogeographical reconstruction of an evolving marine embayment. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 1–24.

Leszczyński S., 2018. Integrated sedimentological and ichnological study of the Coniacian sedimentation in North Sudetic Basin, SW Poland. Geological Quarterly, 62: 767–816.

Leszczyński S., Nemec W., 2020. Sedimentation in a synclinal shallow-marine embayment: Coniacian of the North Sudetic Synclinorium, SW Poland. The Depositional Record, 6: 144–171.

Leszczyński S., Malik K., Kędzierski M., 1995. Margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacjalne i stratygraficzne (płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 65: 43–62.

Leśniak T., 1994. Litostratygrafia i sedymentacja piaskowców z Rybia. *W:* III Krajowe spotkanie sedymentologów: 110–111.

Leško B., Nemčok J., Koráb T., 1960. Flyš Užskej hornatiny. Geologické Práce, Správy, 19: 65–94.

Lodowski D., 2022. Stop 1: P8. Raptawicka Gate: Jurassic/Cretaceous boundary interval in the High-Tatric succession. *W:* Cretaceous of Poland and adjacent areas, Field trip guides (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 320–326.

Lodowski D.G., Pszczółkowski A., Wilamowski A., Grabowski J., 2022. The Jurassic – Cretaceous transition in the High-Tatric succession (Giewont Unit, Western Tatra Mts, Poland): integrated stratigraphy and microfacies. Acta Geologica Polonica, 172: 107–135.

Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I.M., Anczkiewicz R., Ślączka A., 2002. $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating of the alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. Geologica Carpathica, 53: 45–52.

Machalski M., 2012a. A new ammonite zonation for the Maastrichtian Stage in Poland. *W:* The Maastrichtian Stage; the Current Concept (red. J.W.M. Jagt, E.A. Jagt-Yazykova): 40–44. Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht.

Machalski M., 2012b. Stratigraphically important ammonites from the Campanian-Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. Acta Geologica Polonica, 61: 91–116.

Machalski M., Malchyk O., 2019. Relative bathymetric position of opoka and chalk in the Late Cretaceous European Basin. Cretaceous Research, 102: 30–36.

Machalski M., Olszewska-Nejbert D., Wilmsen M., 2022. Stratigraphy of the Albian–Cenomanian (Cretaceous) phosphorite interval in central Poland: a reappraisal. Acta Geologica Polonica, 73: 1–31.

Machaniec E., Kowalczewska O., Jugowiec M., Gasiński M.A., Uchman A., 2020. Foraminiferal and calcareous nannoplankton bioevents and changes at the Late Cretaceous – earliest Paleogene transition in the northern margin of Tethys (Hyżne section, Polish Carpathians). Geological Quarterly, 64: 567–588.

Madzin J., Sýkora M., Soták J., 2014. Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). Geological Quarterly, 58: 163–180.

Madzin J., Sýkora M., Soták J., 2014. Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). Geological Quarterly, 58: 163–180.

Madzin J., Plašienka D., Meres Š., 2019. Provenance of synorogenic deposits of the Upper Cretaceous – Lower Palaeogene Jarmuta – Proč Formation (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 70: 15–34.

Malata E., 2002. Albian-Early Miocene foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians). Geologica Carpathica, 53, special issue: 77–79.

Malata E., Oszczypko N., 1990. Deep water agglutinated foraminiferal assemblages from Upper Cretaceous red shales of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. NATO ASI Series C 327: 507–524.

Malata T., 1996. Analiza formalnych wydzieleń litostratygraficznych oraz propozycja podziału jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych. Przegląd Geologiczny, 44: 509–513.

Malata T., Rączkowski W., 1996. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tyrawa Wołoska (1042). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Malata T., Żytko K. (red.), 2006. Kuźmina 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 110.

Malinowska L. (red), 1984. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2c. Mezozoik, kreda. Wydaw. Geol., Warszawa.

Mamczar J., 1968. The Jurassic-Cretaceous boundary in the Polish Lowland in the light of spores-and-pollen analysis. Review of Palaeobotany and Palynology, 7: 11–23.

Mamczar J., 1986. Palinostratygrafia najwyższej jury i kredy dolnej na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 116.

Marcinowski R., 1974. The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. Acta Geologica Polonica, 24: 117–217.

Marcinowski R., Radwański A., 1983. The Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). Zitteliana, 10: 65–95.

Marcinowski R., Radwański A., 1989. A biostratigraphic approach to the Mid-Cretaceous transgressive sequence of the Central Polish Uplands. Cretaceous Research, 10: 153–172.

Marcinowski R., Wiedmann J., 1985. The Albian ammonite fauna of Poland and its paleogeographical significance. Acta Geologica Polonica, 35: 119–219.

Marcinowski R., Wiedmann J., 1990. The Albian ammonites of Poland. Palaeontologia Polonica, 50: 3–94.

Marek S., 1964. Szkic paleogeograficzno-stratygraficzny kredy dolnej na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 8: 282–290.

Marek S., 1967. Infrawalanżyn Kujaw. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 200: 134–236.

Marek S., 1968. Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeżnej. Kwartalnik Geologiczny, 12: 345–368.

Marek S., 1969. Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. Kwartalnik Geologiczny, 13: 139–153.

Marek S., 1977. Kreda dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 80: 83–99.

Marek S., 1983. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna kredy dolnej w strefie uskoku Grójca. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 344: 135–153.

Marek S., 1984. Kreda dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 161–177.

Marek S., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 157–174.

Marek S., 1997a. Kreda dolna (berias-alb górny). Litostratygrafia i litofacje. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 351–366.

Marek S., 1997b. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 414–415.

Marek S., Raczyńska A., 1973. The stratigraphy and paleogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area. Geological Journal Special Issue, 5: 369–386.

Marek S., Raczyńska A., 1979. Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. Kwartalnik Geologiczny, 23: 631–637.

Marek S., Rajska M., 1997. Kreda dolna. Biostratygrafia. Makrofauna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 333–347.

Marek S., Shulgina N., 1996. Biostratigraphic correlation between Lower Cretaceous deposits in the central region of East-European Platform and the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 40: 129–140.

Marek S., Rajska M., Sztejn J., 1989. Nowe dane na temat stratygrafii pogranicza jury i kredy w Polsce centralnej (Kujawy). Kwartalnik Geologiczny, 33: 209–224.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. C – Mapa podłoża kenozoiku. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study. Journal of the Geological Society, 177: 629–646.

Masse J.-P., Uchman A., 1997. New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. Cretaceous Research, 18: 713–729.

Matyja, Barski, 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Volumina Jurassica, 4: 39–50.

Matyszkiewicz J., Słomka T., 1994, Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their palaeogeographic significance. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 211–248.

Michalík J., 1994. Lower Cretaceous carbonate platform facies, Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 111: 263–277.

Michalík J., 2007. Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central West Carpathians). Geologica Carpathica, 58: 443–453.

Michalík J., 2014. Skały węglanowe i klastyczne kredy dolnej (formacja wapieni murańskich oraz formacja z Hali Murańskiej). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 200–203. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Michalík J., Soták J., 1990. Lower Cretaceous shallow marine buildups in the Western Carpathians and their relationship to pelagic facies. Cretaceous Research, 11: 211–227.

Michalík J., Vašiček Z., Borza V., 1990. Aptychy, tintinidy, a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovce/zliechovská jednotka krížňanského príkrovu, Strážovské vrchy, centrálne Západné Karpaty. Knihovnička Zemního plyna a nafty, 9a: 69–92.

Michalík J., Reháková D., Lintnerová O., Boorová D., Halásová E., Kotulová J., Soták J., Peterčáková M., Hladíková J., Skupien P., 1999. Sedimentary, biological and isotopic record of early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 169–191.

Michalík J., Soták J., Lintnerová O., Halásová E., Bąk M., Skupien P., Boorová D., 2008. The stratigraphic and paleoenvironmental setting of Aptian OAE black shale deposits in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. Cretaceous Research, 29: 871–892.

Michalík J., Reháková D., Halásová E., Lintnerová O., 2009. The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 60: 213–232.

Michalík J., Reháková D., Grabowski J., Lintnerová O., Svobodová A., Schlögl J., Sobień K., Schnabl P., 2016. Stratigraphy, plankton communities, and

Literatura

magnetic proxies at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 67: 303–328.
Michalík J., Grabowski J., Lintnerová O., Reháková D., Kdýr S., Schnabl P., 2021. Jurassic-Cretaceous boundary record in the Carpathian sedimentary sequences. Cretaceous Research, 118, 104659.
Milewicz J., 1979. Rozmieszczenie osadów kredowych w basenie północnosudeckim. Kwartalnik Geologiczny, 23: 819–826.
Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 385–390.
Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). Acta Universitatis Wratislaviensis, 1971, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 61.
Milewicz J., 2006. O osadach santońskich na obszarze basenu północnosudeckiego. Przegląd Geologiczny, 54: 693–694.
Mitta V.V., Ploch I., 2009. The ammonite migrations in the Tethyan and Sub-Boreal basins during Rjasanensis Chron (Berriasian). *W:* Abstract Volume – 8th International Symposium on the Cretaceous System: 176–177.
Mitta V.V., Ploch I., 2012. Comparative study of the Berriasian ammonites of Poland and Central Russia (preliminary data). *W:* Contribution to current cephalopod research: Morphology, Systematics, Evolution, Ecology and Biostratigraphy. Proceeding of conference: 99–101.
Morales C., Kujau A., Heimhofer U., Mutterlose J., Spangenberg J.E., Adatte T., Ploch I., Föllmi K.B., 2015. Palaeoclimate and palaeoenvironmental changes through the onset of the Valanginian carbon-isotope excursion: evidence from the Polish Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 426: 183–198.
Morgiel J., Olszewska B., 1981. Biostratigraphy of the Polish External Carpathians, based on agglutinated foraminifera. Micropaleontology, 27: 1–30.
Moryc W., 1997. The Lower Cretaceous in the Pre-Miocene Substratum of the southern part of the Carpathian Foredeep in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 287–296.
Morycowa E., Lefeld J., 1966. Koralowce z wapieni urgońskich serii wierchowej Tatr polskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36: 519–542.
Niedźwiedzki R., Kalina M., 2003. Late Cretaceous sharks in the Opole Silesia region (SW Poland). Geologia Sudetica, 35: 13–24.
Niegodzisz J., 1965. Stromatolity z albu wierchowego Tatr. Acta Geologica Polonica, 15: 529–549.
Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988. Rozwój górnojurajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 32: 137–155.
Nowak W., 1980. Próba wyznaczenia granicy jura/kreda w Karpatach polskich na podstawie nowszych badań kalpionel. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 21 (2): 99–102.
Nowak W., 1986. Rozwój oraz próba rozpoziomowania „nierozdzielonych wapieni cieszyńskich" (rec. formacji wapieni z Goleszowa) w Kozach. Kwartalnik Geologiczny, 30: 412–413.
Obermajer M., 1986. Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego (tyton–barrem) jednostki Grajcarka we wschodniej części Pienińskiego Pasa Skałkowego. Przegląd Geologiczny, 34: 317–323.
Obermajer M., 1987a. Wstępna analiza mikropaleontologiczna formacji wapienia pienińskiego (tyton–barrem) w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Studia Geologica Polonica, 92: 41–54.
Obermajer M., 1987b. Dolnokredowa powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej w jednostce niedzickiej okolic Niedzicy, pieniński pas skałkowy. Studia Geologica Polonica, 92: 55–68.
Ogg J.G., Hinnov L.A., 2012. Cretaceous. *W:* The Geological Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 793–853. Elsevier.
Olszewska B., 1980. Stratygrafia osadów kredy górnej i paleogenu w centralnej części jednostki dukielskiej na podstawie otwornic. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 326: 59–97.
Olszewska B., 1984. Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 7–62.
Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 325–337.
Olszewska B., Malata E., 2006. Analiza paleośrodowiskowa i paleobatymetryczna zespołów mikroskamieniałości polskich Karpat zewnętrznych. *W:* Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego (red. N. Oszczypko i in.): 61–84. ING UJ, Kraków.
Olszewska B., Szydło A., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Nescieruk P., 2008. Zintegrowana biostratygrafia węglanowych osadów warstw cieszyńskich w polskich Karpatach Zachodnich. Geologia, 34 (3/1): 33–59.
Olszewska B., Matyszkiewicz J., Król K., Krajewski M., 2012. Correlation of the Upper Jurassic–Cretaceous epicontinental sediments in southern Poland and southwestern Ukraine based on thin sections. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 453: 29–80.
Olszewska-Nejbert D., 2004. Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). Geological Quarterly, 48: 159–170.
Olszewska-Nejbert D., 2005. Development of the Turonian *Conulus* Lagerstätte in the Wielkanoc quarry, Miechów Upland (South Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 199–210.
Olszewska-Nejbert D., 2007. Late Cretaceous (Turonian–Coniacian) irregular echinoids of western Kazakhstan (Mangyshlak) and southern Poland (Opole). Acta Geologica Polonica, 57: 1–87.
Opdyke N.D., Channell J.E.T., 1996. Magnetic Stratigraphy. Academic Press, San Diego.
Opolski Z., 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 15: 29–30.
Opolski Z., 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 24: 10–11.
Oszczypko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin. Geological Quarterly, 50: 169–194.
Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F., 2004. Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian flysch: the "black flysch" case study. Cretaceous Research, 25: 89–113.
Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędzierski M., Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian – Lower-Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Rača subunits of the Magura Nappe (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges; Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 27–69.
Oszczypko N., Olszewska B., Malata E., 2012. Cretaceous (Aptian/Albian – ?Cenomanian) age of "black flysch" and adjacent deposits of the Grajcarek thrust-sheets in the Małe Pieniny (Pieniny Klippen Belt, Polish Outer Carpathians). Geological Quarterly, 56: 411–440.
Passendorfer E., 1922. Urgon w Tatrach. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1: 601–603.
Passendorfer E., 1930. Studjum stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 2: 351–677.
Passendorfer E., 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkim – II. O wapieniu murańskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 19: 401–418.
Passendorfer E., 1951a. Jura Tatr. *W:* Regionalna Geologia Polski I (1): 49–57. Pol. Tow. Geol., Kraków.
Passendorfer E., 1951b. Kreda Tatr. *W:* Regionalna Geologia Polski I (1): 73–81. Pol. Tow. Geol., Kraków.
Paul C.M., 1869. Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 19: 265–279.
Paul C.M., Tietze E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 27: 31–130.
Perch-Nielsen K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *W:* Plankton Stratigraphy (red. H.M.Bolli i in.): 329–426. Cambridge University Press.
Peryt D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. Palaeontologia Polonica, 41.
Peryt D., Wyrwicka K., 1989. „Zdarzenie beztlenowe" na granicy cenomanu i turonu w Polsce południowo–wschodniej. Przegląd Geologiczny, 37: 563–569.
Peryt D., Wyrwicka K., 1991. The Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. Cretaceous Research, 12: 65–80.
Peryt D., Wyrwicka K., 1993. The Cenomanian/Turonian boundary event in Central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 104: 185–197.
Peryt D., Dubicka Z., Wierny W., 2022. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Central European Basin. Geosciences, 12, 22.
Picha F., Stránik Z., Krejči S., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer West Carpathians and their foreland, Czech Republic. AAPG Memoir, 84: 49–175.
Pióro K., 2005. The Trawne Member (Albian–Cenomanian, Pieniny Klippen Belt, Carpathians): a new insight into its foraminiferal assemblages and biostratigraphy. Studia Geologica Polonica, 124: 237–248.
Pivko D., 2002. Geology of Pilsko Mountain and surroundings (Flysch belt on northern Orava). Acta Universitatis Comenianae, 57: 67–94.
Plašienka D., 2012. Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. Geological Quarterly, 56: 601–628.
Plašienka D., Soták J., 2015. Evolution of Late Cretaceous – Palaeogene syn-orogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 43–76.
Plašienka D., Soták J., Aubrecht R., Michalík J., 2017. Discussion of 'Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians'. Geological Magazine, 154: 187–192.
Plasota T., Nawrocki J., Walaszczyk I., 2015. Magnetostratigraphy of the Campanian/Maastrichtian boundary succession from the Middle Vistula River section, central Poland. Geological Quarterly, 59: 831–842.
Ploch I., 2022. Palaeoecological implications of stable isotope analyses of late Valanginian ammonites from central Poland. Cretaceous Research, 140, 105322.
Płachno B.J., Jurkowska A., Pacyna G., Worobiec E., Gedl P., Świerczewska-Gładysz E., 2018. Plant assemblage from Opole, southern Poland: New data on Late Cretaceous vegetation of the northern part of the European Province. Proceedings of the Geologists' Association, 129: 159–170.
Poprawa P., Malata T., 2006. Model późnojurajsko–wczesnomioceńskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. Przegląd Geologiczny, 54: 1066–1080.
Pożaryski W., 1938. Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 6.

Literatura

Pszczółkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica, 109: 103–130.

Pszczółkowski A., 2003a. Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. Studia Geologica Polonica, 121: 7–50.

Pszczółkowski A., 2003b. Zdarzenia tytonu–hoterywu w sukcesji reglowej dolnej Tatr na tle stratygrafii kalpionellidowej. Przegląd Geologiczny, 51: 169–177.

Pszczółkowski A., 2009. The Tithonian – earliest Berriasian *Nannoconus* zones in selected sections of the Pieniny Klippen Belt and the Western Tatra Mountains (southern Poland). Studia Geologica Polonica, 132: 7–38.

Pszczółkowski A., 2014. Skały węglanowe kredy dolnej (formacja z Osnicy). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 190–194. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Pszczółkowski A., 2015a. Aptian age of the "spotted limestone" (Pieniny Limestone Formation) in Grajcarek Stream (Pieniny Klippen Belt, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 21–42.

Pszczółkowski A., 2015b. Aptian foraminiferal stratigraphy and *Nannoconus* assemblages from the Kopka section (Western Tatra Mountains, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 123–138.

Pszczółkowski A., Myczyński R., 2004. Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian – Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). Studia Geologica Polonica, 123: 133–197.

Pszczółkowski A., Grabowski J., Wilamowski A., 2016. Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Jurassic shallow water carbonates of the High-Tatric unit (Mały Giewont area, Western Tatra Mts, Poland). Geological Quarterly, 60: 893–918.

Pusch G., 1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. II Teil. Stuttgart, Tübingen.

Rabowski F., 1933. Spostrzeżenie geologiczne w grupie Osobitej. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 7: 379–398.

Raczyńska A., 1979a. Kreda dolna (bez albu górnego). Prace Instytutu Geologicznego, 96: 69–77.

Raczyńska A., 1979b. Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 89.

Raczyńska A., 1987. Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Prace Instytutu Geologicznego. 119: 131–140.

Radwański S., 1969. Pozycja stratygraficzna „strefy *Actinocamax plenus*" w Sudetach Środkowych. Kwartalnik Geologiczny, 13: 821–829.

Radwański S., 1975. Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 287: 5–59.

Radwański Z., 1978. Sedimentary environment of the Sromowce Formation flysch deposits (Upper Cretaceous) of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 57: 7–86.

Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J. (red.), 1995. Proceedings of the Second International Cretaceous Symposium on Stage Boundaries, Brussels 8–16 September 1995. Bulletin de l'Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66 – Supplement.

Reboulet S., Rawson P.F., Moreno-Bedmar J.A., Aguirre-Urreta M.B., Barragán R., Bogomolov Y., Company M., González-Arreola C., Idakieva Stoyanova V., Lukeneder A., Matrion B., Mitta V., Randrianaly H., Vasícek Z., Baraboshkin E.J., Bert D., Bersac S., Bogdanova T.N., Bulot L.G., Latil J.-L., Mikhailova I.A., Ropolo P., Szives O., 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Dijon, France, 30th August 2010). Cretaceous Research, 32: 786–793.

Reboulet S., Szives O., Aguirre–Urreta B., Barragán R., Company M., Idakieva V., Ivanov M., Kakabadze M.V., Moreno-Bedmar J.A., Sandoval J., Baraboshkin E.J., Çağlar M.K., Főzy I., González-Arreola C., Kenjo S., Lukeneder A., Raisossadat S.N., Rawson P.F., Tavera J.M., 2014. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). Cretaceous Research, 50: 126–137.

Reháková D., Wierzbowski A., 2005. Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Tomy Jurajskie, 3: 15–27.

Reháková D., Wierzbowski A., 2006. The Rogoża Coquina Member and overlying White Micritic Coquina: microfossils and stratigraphical setting. *W:* Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 122–123.

Remane J., 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. Acta Geologica Hungarica, 2: 15–26.

Remin Z., 2004. Biostratigraphy of the Santonian in the SW margin of the Holy Cross Mountains near Lipnik, a potential reference section for extra-Carpathian Poland. Acta Geologica Polonica, 54: 587–596.

Remin Z., 2010. Upper Coniacian, Santonian, and lowermost Campanian ammonites of the Lipnik-Kije section, central Poland, taxonomy, stratigraphy, and palaeogeographic significance. Cretaceous Research, 31: 154–180.

Remin Z., 2012. The *Belemnella* stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach. Acta Geologica Polonica, 62: 495–533.

Remin Z., 2015. The *Belemnitella* stratigraphy of the Upper Campanian – basal Maastrichtian of the Middle Vistula section, central Poland. Geological Quarterly, 59: 783–813.

Remin Z., Gruszczyński M., Marshall J.D., 2016. Changes in paleocirculation and the distribution of ammonite faunas at the Coniacian–Santonian transition in central Poland and western Ukraine. Acta Geologica Polonica, 66: 107–124.

Remin Z., Cyglicki M., Barski M., Dubicka Z., Roszkowska-Remin J., 2021. The K-Pg boundary section at Nasiłów, Poland: stratigraphic reassessment based on foraminifers, dinoflagellate cysts and palaeomagnetism. Geological Quarterly: 65, 45.

Robaszynski F., Caron M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe Méditerranée. Bulletin de la Société Géologique de France, 166: 681–692.

Rogala W., 1909. Przyczynki do górnosenońskiej fauny Karpat. Kosmos, 34: 739–748.

Rogala W., 1921. Materiały do geologii Karpat, cz.I. Nowa górnokredowa fauna z Prałkowiec koło Przemyśla. Kosmos, 46: 597–605.

Rogala W., Kokoszyńska B., 1936. Sprawozdanie ze studiów nad stratygrafią łupków spaskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 45.

Rogala W., Kokoszyńska B., 1948. Rewizja fauny kredowej z Prałkowiec koło Przemyśla. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 42: 41–44.

Rogala W., Opolski Z., Styrnałówna M., 1924. Sprawozdanie z badań geologicznych w Karpatach Starosamborskich. Kosmos, 49: 377–378.

Rotnicka J., 2005. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous fine-grained rocks from the Góry Stołowe Mountains (Sudetes, SW Poland). Geological Quarterly, 49: 15–30.

Rutkowski J., 1965. Senon okolic Miechowa. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 35: 3–53.

Sames B., Wagreich M., Wendler J.E., Haq B.U., Conrad C.P., Melinte-Dobrinescu M.C., Hu X., Wendler I., Wolfgring E., Yilmaz I.Ö., Zorina S.O., 2016. Short-term sea-level changes in a greenhouse world – a view from the Cretaceous. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 441: 393–411.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zülke R., Maystrenko Y., Frizheim N., 2008. Permian to Cretaceous tectonics. *W:* The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 2: 999–1030. Geological Society, London.

Siemiradzki J., 1909. Geologia Ziem Polskich. II. Formacje młodsze (kreda – dyluwium). Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.

Sikora W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 235: 5–121.

Sikora W., 1971. Zarys tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 221–239.

Sikora W.J., 1980. Uwagi w sprawie artykułu S.W. Alexandrowicza, K. Birkenmajera: Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 301–307.

Sikora W, Żytko K., 1959. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 141: 61–204.

Sikora W., Wieser T., Żgiet J., Żytko K., 1959. Tuff horizons in the Menilite-Krosno Series of the Flysch Carpathians. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 7: 497–503.

Sissingh W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw, 56: 37–65.

Skoczylas-Ciszewska K., 1960. Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. Acta Geologica Polonica, 10: 485–591.

Skupien P, Vašiček Z., 2002. Lower Cretaceous Ammonite and Dinocyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Silesian Basin (Outer Western Carpathians). Geologica Carpathica, 53: 179–189.

Skupien P, Bubík M., Švábenická L., Mikuláš R., Vašiček Z., Matýsek D., 2009. Cretaceous Oceanic Red Beds in the Outer Western Carpathians, Czech Republic. SEPM Special Publication, 91: 99–109.

Slimani H., M'Hamdi A., Uchman A., Gasiński M.A., Guédé K.É., Mahboub I., 2021. Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous turbiditic deposits from a part of the Bąkowiec section in the Skole Nappe (Outer Carpathians, southern Poland). Cretaceous Research, 123, 104780.

Słomka T., 1986. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 227–336.

Słomka T., 1995. Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. Prace Geologiczne, 139.

Słomka T., Słomka E., 2001. Sequences of the lithofacies and depositional intervals in the Godula Beds of the Polish Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 35–42.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.

Sokołowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Sokołowski S., 1978. Geologia strefy reglowej Tatr Polskich między Kopami Sołtysimi a Białką. Prace Muzeum Ziemi, 28: 34–63.

Staniszewska A., Ciborowski T., 2000. Dolnokredowa brekcja wapienna w autochtonicznej serii wierchowej w Tatrach Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 48: 246–250.

Starek D., Aubrecht R., Sliva L., Józsa Š., 2010. Sedimentary analysis of the Cretaceous flysch sequences at the Zemianska Dedina locality (Nižna Unit, Pieniny Klippen Belt, northern Slovakia). Mineralia Slovaca, 42: 179–188.

Stephenson R.A., Narkiewicz M., Dadlez R., Van Wees J.D., Andriessen P., 2003. Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. Sedimentary Geology, 156: 59–70.

Strzeboński P., 2005. Debryty kohezyjne warstw istebniańskich (senon górny – paleocen) na zachód od Skawy. Geologia, 31: 201–224.

Literatura

Styrnałówna M., de Cizancourt H., 1925. O budowie geologicznej Rybnika nad Stryjem. Kosmos, 50: 13–30.

Sujkowski Z., 1931. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 6: 483–615.

Szajnocha W., 1884. Studia geologiczne w Karpatach Galicyi Zachodniej. Kosmos, 9: 5–13.

Szajnocha W., 1899. Warstwy z Węgierki pod Przemyślem. Kosmos, 24: 174–182.

Szives O.A., Moreno–Bedmar J.A., Aguirre–Urreta B., Company M., Frau C., López–Horgue M., Pictet A., Ploch I., Salazar Ch., Barragán R., Latil J-L., Lehmann J., Robert E., Reboulet S., 2023. Report on the 7th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Warsaw, Poland, 21st August 2022): state of the art on the current Standard Ammonite Zonation of the Western Tethyan Mediterranean Province. Cretaceous Research, 153, 105716.

Szopa K., Włodyka R., Chew D., 2014. LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). Geologica Carpathica, 65: 273–284.

Sztejn J., 1969. Mikrofauna dolnokredowa na wale kujawskim w świetle nowych badań. Geological Quarterly, 13: 155–165.

Sztejn J., 1984. Mikrofauna w osadach młodszej kredy dolnej Niżu Polskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 111.

Sztejn J., 1990. Lower Cretaceous foraminifera assemblages in the Middle Poland. Geological Quarterly, 34: 457–464.

Sztejn J., 1991. Ostracods from the Purbeckian of Central Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 36: 115–142.

Szydło A., 1997. Biostratigraphical and palaeoecological significance of small foraminiferal assemblages in the Silesian (Cieszyn) unit, Western Carpathians, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 345–354.

Szydło A., 2005. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 415: 59–99.

Szydło A., Jugowiec M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian – Neocomian “Cieszyn Beds” (Silesian unit, Polish Western Carpathians). Geologica Carpathica, 50: 203–211.

Szydło A., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Olszewska B., 2015. Fossils from the Silesian-Subsilesian series of the Polish Western Carpathians: the implications for changes in sea level and the marine environment during the Albian-Turonian. Geological Quarterly, 59: 215–228.

Szymakowska F., 1981. Stratygrafia osadów kredy dolnej fliszowych Karpat zewnętrznych na podstawie amonitów. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 331: 57–68.

Ślączka A., Miziołek M., 1995. Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 65: 29–41.

Świdrowska J., 2007. Kreda w regionie lubelskim. Sedymentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 63–78.

Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedi A., Višnâkov I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldavia, Romania). Studia Geologica Polonica, 130.

Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 37.

Świerczewska-Gładysz E., 2012. Hexactinellid sponge assemblages across the Campanian–Maastrichtian boundary in the Middle Vistula River section, central Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 561–580.

Świerczewska-Gładysz E., Jurkowska A., 2013. Occurrence and paleontological significance of lyssacinosid sponges in the Upper Cretaceous deposits of Southern Poland. Facies, 59: 773–777.

Tarkowski R., 1991. Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografía utworów górnej kredy niecki opolskiej, Geología, Zeszyty Naukowe AGH, 51.

Teisseyre B., 1972. Zespół dolnoturońskiej mikrofauny z Krzeszowa. Acta Geologica Polonica, 22: 71–81.

Teisseyre B., 1975. Stratygrafia mikrofaunistyczna górnej kredy rowu Nysy (Sudety środkowe). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 45: 81–136.

Thierstein H., 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. Eclogae Geologcae Helvetie, 64: 459–488.

Turnau-Morawska M., 1960. Wapień glaukonitowy z albu Wielkiej Równi w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 10: 265–281.

Uchman A., 1991. Trace fossils from stress environments in the Cretaceous-Paleogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 61: 207–220.

Uchman A., 1997. Paleośrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. Przegląd Geologiczny, 45: 1018–1023.

Uchman A., 2014. Skały węglanowe i klastyczne kredy (alb-cenoman). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 110–115. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Uchman A., 2022. Lower part of Kraków Gorge and surroundings: Wysoka Turnia Formation (Hauterivian – Albian) of the High-Tatric autochthonous succession (Tatric Domain). *W:* Cretaceous of Poland and of adjacent areas (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 320.

Uchman A., Kołodziej B., 2014. Skały węglanowe i klastyczne kredy dolnej (formacja margli z Kościeliskiej). *W:* Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 195–199. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Uchman A., Rodriguez-Tovar F.J., Machaniec E., Kędzierski M., 2013. Ichnological characteristics of Late Cretaceous hemipelagic and pelagic sediments in a submarine high around the OAE-2 event: A case from the Rybie section, Polish Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 370: 222–231.

Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge und dem Nordrande. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 38: 83–264.

Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I: Einleitung und stratigraphischer Teil. Denkschrifte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 64: 643–684.

Urbaniec A., Bobrek L., Świetlik B., 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 58: 1161–1175.

Vacek M., 1881. Beiträge zur Kenntnis der mittelkarpatischen Sandsteinzone. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 30: 191–208.

Vašíček Z., Błażejowski B., Gaździcki A., Król M., Lefeld J., Skupien P., Wierzbowski A., 2020. Early Cretaceous ammonites and dinoflagellates from the Western Tatra Mountains, Poland. Acta Geologica Polonica, 65: 799–810.

Vejbæk O.V., Andersen C., Dusar M., Herngreen G.F.W., Krabbe H., Leszczyński K., Lott G.K., Mutterlose J., Van der Molen A.S., 2010. Cretaceous. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 195–209. EAGE Publications, Houten.

Voigt S., Wagreich M. (coordinators), Surlyk F., Walaszczyk I., Uličný D., Čech S., Voigt T., Wiese F., Wilmsen M., Niebuhr B., Reich M., Funk H., Michalík J., Jagt J.W.M., Felder P.J., Schulp A.S., 2008. Cretaceous. *W:* The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 2: 923–997. The Geological Society, London.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela Stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Walaszczyk I., 1987. Mid-Cretaceous events at the marginal part of the Central European Basin (Annopol-on-Vistula section, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 37: 61–74.

Walaszczyk I., 1988. Inoceramid stratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in the environs of Opole (Southern Poland). Acta Geologica Polonica, 38: 51–61.

Walaszczyk I., 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. Acta Geologica Polonica, 42: 1–122.

Walaszczyk I., 2000. Inoceramid bivalves at the Turonian/Coniacian boundary; biostratigraphy, events and diversity trend. Acta Geologica Polonica, 50: 421–430.

Walaszczyk I., 2004. Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. Acta Geologica Polonica, 54: 95–168.

Walaszczyk I., 2012. Integrated stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary succession of the Middle Vistula River (central Poland) section; introduction. Acta Geologica Polonica, 62: 485–493.

Walaszczyk I., Cobban W.A., 2006. Palaeontology and biostratigraphy of the Middle-Upper Coniacian and Santonian of the US Western Interior. Acta Geologica Polonica, 56: 241–348.

Walaszczyk I., Remin Z., 2015. Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W:* 85 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 41–50.

Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J., Peryt D., Voigt S., Wiese F., 2010. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeżna river cliff section (central Poland): A proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). Acta Geologica Polonica, 60: 445–477.

Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z., 2016. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland. Acta Geologica Polonica, 66: 312–350.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim C., Jarvis I., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman B.B., Schiøler P., Todes J., Uličný D., Voigt S., Wiese F., 2022. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico). Episodes, 45: 181–220.

Wang C., Hu X., Huang Y., Wagreich M., Scott R., Hay W., 2011. Cretaceous Oceanic Red Beds as possible consequence of oceanic anoxic events. Sedimentary Geology, 235: 72–78.

Waśkowska A., Szczęch M., 2023. The Upper Cretaceous variegated shales in the Ropianka Formation of the Magura Nappe (Outer Carpathians) – age and lithostratigraphic position. Geological Quarterly, 67,18.

Waśkowska A., Cieszkowski M., Golonka J., Kowal-Kasprzyk J., 2014, Paleocene sedimentary record of ridge geodynamics in Outer Carpathian basins (Subsilesian Unit). Geologica Carpathica, 65: 35–54.

Waśkowska A., Joniec A., Kotlarczyk J., Siwek P., 2019. The Late Creataceous Fucoid Marl of the Ropianka Formation in the Kąkolówka structure (Skole nappe, Outer Carpathians, Poland) – lithology and forminiferal biostratigraphy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 259–284.

Waśkowska A., Golonka J., Starzec K., Cieszkowski M., 2021. Campanian–Paleocene Jaworzynka Formation in its type area (Magura Nappe, Outer Carpathians). Acta Geologica Polonica, 71: 345–370.

Wdowiarz S., Wieser T., Szczurowska J., Morgiel J., Szotowa W., 1974. Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa IG 1. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 273: 5–96.

Wiałow O.S., 1951. Skhema stratigrafii severnogo sklona Karpat. Doklady Akademii Nauk SSSR, 77: 689–691. (po rosyjsku)

Literatura

Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 255–276.

Wierzbicki A., Kędzierski M., 2020. Maastrichtian climate changes – the calcareous nannofossil record from flysch deposits of the Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 447–462.

Wierzbowski A., 1994. Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 223–249.

Wierzbowski A., Remane J., 1992. The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). Eclogae Geologicae Helvetiae, 85: 871–891.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and the structure of the central part of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland – new insight from the Czertezik Succession type area. Volumina Jurassica, 19: 21–60.

Wigilew B., 1914. Neokom reglowy w Tatrach. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, 48: 42–26.

Wiśniowski T., 1908. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 21 (Dobromil). Wydaw. Kom. Fizyogr. AU, Kraków.

Wiśniowski T., 1918. Fauna małżów górnej kredy karpackiej okolicy Przemyśla. Kosmos, 43–44: 77–93.

Włodyka R., 2010. Ewolucja składu mineralnego skał cieszyńskiej prowincji magmowej. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Wojewoda J., 1997. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mountains. *W:* Obszary źródłowe: Zapis w osadach: 81–96.

Wojewoda J., Białek D., Bucha M., Głuszyński A., Gotowała R., Krawczewski J., Schutty B., 2011. Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia. *W:* Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych (red. T. Chodak i in.): 53–96. WIND, Wrocław.

Wolska A., Bąk K., Bąk M., 2016. Siliciclastic input into Upper Cenomanian synorogenic sediments of the High-Tatric Unit, Central Western Carpathians (Tatra Mountains); petrography, geochemistry and provenance. Geological Quarterly, 60: 919–934.

Wójcik A., Kopciowski R., Malata T., Marciniec P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W:* Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 209–215.

Wójcik-Tabol P., 2006. Organic carbon accumulation events in the mid-Cretaceous rocks of the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians) – a petrological and geochemical approach. Geological Quarterly, 50: 419–436.

Wójcik-Tabol P., Ślączka A., 2015. Are Early Cretaceous environmental changes recorded in deposits of the western part of the Silesian Nappe? A geochemical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 417: 293–308.

Woyda J., Waśkowska A., Remin Z., 2023. New biostratigraphic data on the Ropianka Formation in the Przemyśl area (Skole Nappe, Polish Outer Carpathians) – a clue to understanding the timing of exotic materail redeposition. Geological Quarterly, 67, 45.

Wyrwicka K., 1984. Litostratygraficzne podstawy podziału surowcowego kredy górnej z obszaru radomsko-lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 32: 333–339.

Zuber R., 1909. Przyczynki do stratygrafii i tektoniki Karpat. Kosmos, 34: 788–829.

Żytko K., 1989. Profil otworu wiertniczego Kuźmina 1 (polskie Karpaty Wschodnie). Kwartalnik Geologiczny, 33: 360–362.

Żytko K., 1999. Correlation of the main structural units of the Western and Eastern Carpathians. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 135–164.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 597–640. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.597-640

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
PALEOGEN	oligocen	szat	23,04
		rupel	27,30
	eocen	priabon	33,9
		barton	37,71
		lutet	41,03
		iprez	48,07
	paleocen	tanet	56,0
		zeland	59,24
		dan	61,66
			66,0

PALEOGEN

Paweł Urbański, Marek Jasionowski, Jacek R. Kasiński, Tomasz Malata, Tadeusz M. Peryt, Barbara Słodkowska

Wstęp

Barbara Słodkowska, Paweł Urbański, Marek Jasionowski, Tomasz Malata

Paleogen dzieli się na trzy oddziały: paleocen (66,0–56,0 mln lat temu), eocen (56,0–33,9 mln lat temu) i oligocen (33,9–23,04 mln lat temu), które łącznie trwały 42,96 mln lat. W paleogenie obszar środkowej Europy znajdował się w zasięgu dwóch prowincji paleogeograficznych o różnej historii i genezie. Obszar Niżu Polskiego, genetycznie związany z basenem pra-Morza Północnego, stanowił jego SE odnogę. Na obszarze Polski był to zbiornik epikontynentalny z dominującymi facjami płytkomorskimi; tylko na obszarze NW Polski panowały warunki głębokomorskie. Druga prowincja to zbiornik karpacki o zróżnicowanej budowie geologicznej i historii, gdzie zaznaczyła się działalność związana z ewolucją orogenu karpackiego. Obszar zapadliska przedkarpackiego jest ściśle związany ze zbiornikiem karpackim. Klimat w okresie paleogenu był bardzo ciepły z wczesnoeoceńskim optimum klimatycznym, a na przełomie eocenu i oligocenu uległ znacznemu ochłodzeniu.

Utwory paleogenu występują na znacznym obszarze Polski (fig. 1). Osady paleocenu odsłaniają się na powierzchni terenu w przełomie Wisły pomiędzy Kazimierzem Dolnym a Puławami, koło Nałęczowa, w dolinie Bystrzycy i Ciemięgi oraz koło Lublina i Chełma (Krzowski, 1993). Osady eocenu odsłaniają się na powierzchni tylko w nielicznych miejscach, głównie na obszarze Lubelszczyzny. Poznano odsłonięcia i płytkie wychodnie eocenu w dolinie Sołokiji[1] oraz koło Hrebennego i Siedlisk (Buraczyński, Krzowski, 1994; Buraczyński, 1997; Buraczyński, Rzechowski, 1998; Gedl, 2014). Osady oligoceńskie na powierzchni terenu odsłaniają się bardzo rzadko, m.in. na Lubelszczyźnie w rejonie Pagórów Chełmskich (Buraczyński, 2013).

Utwory paleogenu na Niżu Polskim wyróżnił jako pierwszy Pusch (1833–1836), który opisywał je jako „formację gliny plastycznej i węgla brunatnego" i zaliczał do miocenu oraz oligocenu. Oligocen na Niżu Polskim w okolicach Szczecina opisał Beyrich (1856), będący zresztą kreatorem tego oddziału, a utwory rupelu na tym samym terenie rozpoznał po raz pierwszy Girard (1855). Możliwość występowania wyższych pięter paleocenu w facjach morskich na obszarze Wyżyny Lubelskiej na podstawie analizy ichtiofauny dostrzegał Liszkowski (1970). Historię badań osadów paleogenu do 2004 r. zawarto w monografii „Budowa geologiczna Polski" (Peryt, Piwocki, 2004), gdzie przedstawiono również opis stratygrafii paleogenu w trzech regionach – Niż Polski wraz z jego południowym obrzeżeniem, zapadlisko przedkarpackie oraz Karpaty. Dla każdego z regionów opracowano zarys historii badań i przedstawiono podstawy stratygrafii. Zasadniczy zarys stratygrafii tych obszarów przedstawiono w układzie chronostratygraficznym z podziałem na systemy i oddziały. Całość uzupełniły dane dotyczące magmatyzmu oraz rozwoju paleogenu i neogenu w zapadliskach oraz rowach tektonicznych Niżu Polskiego, i w jego południowym obrzeżeniu.

Wiele nowszych prac dotyczyło granicy kreda/paleogen w rejonie Puław (m.in. Machalski, 2005a, b, 2012; Świerczewska-Gładysz, Olszewska-Nejbert, 2006; Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016, 2022; Machalski, Jagt, 2018; Remin i in., 2021).



FIG. 1. Rozprzestrzenienie utworów paleogenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Obszerny przegląd wystąpień paleogenu w strefach zaburzeń glacitektonicznych przedstawili: Ber, Krzyszkowski (2004), Słodkowska, Gałązka (2015) oraz Kasiński, Słodkowska (2017).

Utwory danu i zelandu udokumentowano na obszarze NE Polski (Słodkowska, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015). Utwory zelandu rozpoznano także na obszarze Pomorza koło Tucholi (Słodkowska, 2004a). Morskie osady górnego paleocenu (tanetu) po raz pierwszy udokumentowano na Niżu Polskim w wierceniach z okolic Szczecina (Grabowska, 1968, 1983). Na podstawie badań mikroflorystycznych osady tanetu wykształcone w facjach lądowych stwierdzono w wierceniach z NE Polski (Słodkowska, Gałązka, 2015). Płytkomorskie utwory eoceńskie zostały opisane na obszarze NE Polski (Słodkowska, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015; Słodkowska, Kasiński, 2016a), a także na północnej Lubelszczyźnie (Kramarska i in., 2008; Kasiński, 2016; Słodkowska, Kasiński, 2016b; Słodkowska i in., 2022). Utwory rupelu, włączone obecnie do dolnego oligocenu, zostały rozpoznane na Niżu Polskim jeszcze w połowie XIX w., ale ich dokumentację biostratygraficzną opracowano przeszło 100 lat później (m.in. Słodkowska, 2004a, 2009; Słodkowska, Gałązka, 2015). Wiele nowych danych o litologii, stratygrafii i paleogeografii oligocenu na obszarze Wielkopolski przedstawili Widera

[1] Zachowano tradycyjny i utrwalony zapis form dopełniacza i miejscownika nazwy rzeki Sołokija [red.].

Wstęp

(2007, 2021), Widera i Kita (2007) oraz Widera i in. (2021, 2022). Osady górnego oligocenu wyróżniono na Niżu Polskim w zasadzie na podstawie litologicznej; są to piaszczyste osady brakiczne formacji leszczyńskiej, której zasięg ogranicza się do zachodniej i częściowo środkowej części Niżu (Ciuk, 1970; Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997).

Badania paleogenu na Niżu Polskim wniosły wiele danych uzupełniających wiedzę o rozwoju wschodniej części basenu NW Europy (Knox i in., 2010).

Badania paleogenu w podłożu zapadliska przedkarpackiego mają krótką historię, wynikającą głównie z niewielkiego ich rozprzestrzenienia oraz późnego odkrycia (zob. Moryc, 1995; Gedl, 2000a, 2015; Oszczypko i in., 2000; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl i in., 2016). W związku z częstym brakiem odpowiednich wskaźników biostratygraficznych precyzyjne określenie wieku tych utworów jest trudne lub niemożliwe, a część z nich może być w istocie młodsza, tj. mioceńska (zob. Moryc, 2005; Jarosiński i in., 2010; Gedl i in., 2016). W starszej literaturze geologicznej uważano, że w paleogenie obszar obecnego zapadliska przedkarpackiego i jego północnych obrzeży był lądem (tzw. wał metakarpacki – zob. Tokarski, 1958), który podlegał erozji (zob. Jarosiński i in., 2009, 2010; Krzywiec, 2010; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016) i generalnie był pozbawiony morskiej sedymentacji; pogląd ten okazał się jednak nieuzasadniony (zob. Gedl, 2012).

Badania geologiczne paleogenu w Karpatach zewnętrznych rozpoczęły się w I połowie XIX w. Pierwszym ich podsumowaniem były mapy „Atlasu Geologicznego Galicji". Dalszy rozwój rozpoznania osadów nastąpił w trzeciej i czwartej dekadzie XX w. Wyróżniane wówczas wydzielenia litostratygraficzne zostały zestawione w słowniku stratygraficznym Karpat zewnętrznych (Świdziński, 1947). Znaczne uszczegółowienie tego podziału nastąpiło w II połowie XX w. (zob. historię badań w Ryłko, 2004).

Pod względem biostratygraficznym podział paleogenu był zasadniczo oparty na badaniach mikrofauny otwornicowej (np. Waśkowska-Oliwa, 2005; Cieszkowski i in., 2007; Waśkowska, 2011, 2015; Szydło i in., 2014; Olszewska, Szydło, 2017; Machaniec i in., 2020), nanoplanktonu wapiennego (Oszczypko-Clowes, 2008; Garecka, 2008, 2012; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010; Garecka, Szydło, 2015; Dziadzio i in., 2016; Wójcik-Tabol i in., 2023), a także promienic (Bąk, 1995; Bąk i in., 1997) i cyst bruzdnic (Gedl, 2013).

Efektem przeprowadzonych badań było powstanie wielu opracowań o charakterze litostratygraficznym. Zaproponowano schematy podziału litostratygraficznego dla całych Karpat lub ich znacznych części (np. Golonka i in., 2013). W wielu strefach Karpat opracowano również propozycje formalizacji tych wydzieleń (Oszczypko i in., 2005).

1 Paleogen basenu Niżu Polskiego

Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska, Paweł Urbański

1.1. GENEZA BASENU I PALEOGEOGRAFIA

Basen Niżu Polskiego jest basenem epikratonicznym, rozciągającym się od Morza Północnego przez Niemcy i Polskę po Litwę, Białoruś i Ukrainę (Knox i in., 2010), o niejasnej genezie, w pierwszej fazie (paleocen) związanej z naprężeniami kompresyjnymi (Mazur i in., 2005). Dominującym zdarzeniem w jego rozwoju była późnokredowo-paleoceńska faza inwersji strukturalnej bruzdy śródpolskiej, po której nastąpiła faza druga, związana z wypiętrzeniem wału śródpolskiego w środkowym–późnym eocenie. Na przełomie eocenu i oligocenu (Knox i in., 2010) na znacznej części obszaru na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w tym zwłaszcza na obszarze monokliny przedsudeckiej, powstał zespół wąskich rowów tektonicznych związanych z rozwojem europejskiego systemu kenozoicznych ryftów, a także naciskami od strony tworzącego się orogenu karpackiego (Jarosiński i in., 2009). W obrębie rowów miąższość osadów kenozoicznych znacznie wzrasta (nawet do ponad 800 m) i występują tam grube pokłady węgla brunatnego, głównie wieku mioceńskiego, co świadczy o synsedymentacyjnej aktywności tektonicznej (Kasiński, 1984, 2004).

Obszar Polski pozakarpackiej w paleocenie był silnie zerodowany i speneplenizowany. W paleogenie na teren ten wkraczały kilkukrotnie transgresje morskie. We wczesnym i środkowym paleocenie, eocenie środkowym i późnym do wczesnego oligocenu obszar Niżu Polskiego pokrywało niezbyt głębokie morze. W późnym paleocenie i wczesnym eocenie oraz późnym oligocenie obszar Niżu Polskiego był lądem.

Niżowy zbiornik morski wczesnego paleocenu (dan) miał połączenie z borealną prowincją faunistyczną basenu duńskiego i basenu wschodnioeuropejskiego, a jednocześnie poprzez terytorium północnych Niemiec z merydionalną prowincją zachodniej Europy.

W paleocenie środkowym (zeland) nadal panowały morskie warunki sedymentacji i tworzyły się utwory wyższej części formacji puławskiej. Sedymentacja odbywała się w strefie litoralnej w niewielkiej odległości od brzegu. Nastąpiło spłycenie basenu związane z postępującą regresją.

W późnym paleocenie (tanet) morze wycofało się całkowicie z obszaru Niżu Polskiego, który podlegał intensywnej denudacji. W gorącym i wilgotnym klimacie zaczęły rozwijać się zjawiska krasowe i pokrywy zwietrzelinowe. Na całym obszarze nastąpił wyraźny wzrost temperatury, prowadzący do panowania warunków tropikalnych, przerywanych jednak przez epizody klimatu suchego (Albers, 1981). W niewielkich, izolowanych depresjach powstawały lokalnie osady rzeczne, jeziorne i bagienne zarówno na obszarze NW, jak i NE Niżu (Grabowska, 1983; Słodkowska, Gałązka, 2015). Przeważały procesy wietrzenia i erozji typowe dla klimatu ciepłego i wilgotnego, co zapewne ma związek z PETM (ang. *Paleocene–Eocene Termal Maximum*).

Utwory paleogenu na Niżu Polskim osiągają przeciętnie 100 m miąższości, a w zapadliskach tektonicznych – nawet do 700 m. Są rozwinięte bardzo nieregularnie, w sposób nieciągły i zawierają liczne luki stratygraficzne. Tylko z pojedynczych profili są znane utwory należące do wszystkich pięter tego okresu (Piwocki, Kramarska, 2004). Paleogen to klastyczne osady płytkomorskie, z utworami węglanowymi w paleocenie. Facje oceaniczne rozwinęły się tylko w rupelu w NW części Polski (Gramann, Kockel, 1988). Płytkomorskie, brakiczne i lądowe osady z występującym podrzędnie węglem brunatnym powstały w tym czasie na znacznym obszarze Niżu Polskiego.

Granica północna występowania osadów paleogenu na obszarze Niżu Polskiego przebiega kilkadziesiąt kilometrów na północ od wybrzeża Morza Bałtyckiego, granica południowa – wzdłuż północnego przedpola Roztocza, północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i NW części sudeckiego uskoku brzeżnego, (fig. 1; Piwocki, 2004a; Knox i in., 2010).

Kenozoiczny rozwój tektoniczny na obszarze Niżu Polskiego zachodził w zmieniającym się na przemian reżimie kompresyjnym i ekstensyjnym. Główna faza regionalnej kompresji miała miejsce w późnej kredzie i paleocenie. Kolejne fazy kompresji (środkowy–późny eocen i późny oligocen) przyczyniały się do wynoszenia wału śródpolskiego i obszarów otaczających, czego skutkiem jest brak osadów (Krzywiec, 2002; Jarosiński i in., 2009). Natomiast w wyniku odprężenia tektonicznego (przełom eocen/oligocen) zostało zainicjowane odmłodzenie przedkenozoicznych systemów rowów tektonicznych na Niżu Polskim (fig. 2).

Wzmiankowane struktury rowowe były często reaktywowane w neogenie, a nawet w czwartorzędzie. W wyniku powolnej i równomiernej subsydencji dna rowów była w nich możliwa sedymentacja miąższych formacji osadowych (Kasiński, Słodkowska, 2016; Słodkowska, Kasiński, 2016a).

1.2. STRATYGRAFIA PALEOGENU

W stratygrafii utworów paleogenu Niżu Polskiego są stosowane trzy podstawowe kategorie klasyfikacyjne: litostratygraficzna, biostratygraficzna i chronostratygraficzna. Fundamentalne znaczenie dla paleogenu na Niżu Polskim ma klasyfikacja litostratygraficzna, uzupełniona w różnym stopniu przez dane biostratygraficzne, radiometryczne i klimatostratygraficzne. Ważne są dane mikrofaunistyczne (otwornice) w odniesieniu do utworów morskich oraz dane mikroflorystyczne (fitoplankton, sporomorfy, nanoplankton)

w odniesieniu do utworów morskich, brakicznych i lądowych paleogenu. Obserwuje się zróżnicowanie regionalne w występowaniu osadów paleogenu. We wschodniej i NE Polsce profil paleogenu rozpoczynają osady dolnego paleocenu, a w NW Polsce – osady środkowego paleocenu, górnego eocenu lub dolnego oligocenu.

1.2.1. Litostratygrafia

Podstawą przyjętych kryteriów podziałów litostratygraficznych są cechy litologiczne. Pozwalają one w zasadzie na jednoznaczne określenie jednostki litostratygraficznej w odróżnieniu od jednostek sąsiadujących (fig. 3; Kasiński, Słodkowska, 2016). Na podstawie określonych cech litologicznych i genetycznych osady paleogenu Polski pozakarpackiej zostały zgrupowne w ośmiu jednostkach litostratygraficznych o randze formacji, z których cztery obejmują swym zasięgiem cały Niż Polski. W paleocenie wyróżniono dwie formacje – puławską i odrzańską, w eocenie formacje tanowską i pomorską, a w oligocenie cztery formacje – mosińską dolną, czempińską, mosińską górną i leszczyńską (tab. 1; Kasiński, Słodkowska, 2016).

Paleocen. Współczesny zasięg geograficzny paleocenu obejmuje obszar północnej i wschodniej Polski. Przeciętna miąższość paleocenu wynosi ok. 35 m (fig. 4; Piwocki, 2004a).

Współcześnie osady dolnego paleocenu (danu) występują najpełniej w przełomie środkowej Wisły, na wyniesieniu mazurskim oraz w niecce pomorskiej i szczecińskiej (fig. 4, 5). Profil paleocenu rozpoczynają morskie osady danu zaliczane do formacji puławskiej (Odrzywolska-Bieńkowa i in., 1981; Słodkowska, 2004b). Utwory te osiągają maksymalnie miąższość nieco ponad 100 m i są pod względem litologicznym zbliżone do najwyższego mastrychtu. Są to piaskowce z glaukonitem i fosforytami, przechodzące w gezy piaszczyste znane jako siwak (Hansen i in., 1989). W górnej części formacji puławskiej występują wapienie piaszczyte z glaukonitem i zniszczone skamieniałości mięczaków, które zawierają mieszany zespół mikrofauny ciepłolubnej i borealnej (Giel, 1983).

Utwory paleocenu środkowego (zelandu) należące również do formacji puławskiej występują na nieco mniejszym obszarze, obejmującym synklinorium brzeżne. Osadziły się gezy margliste z czertami, margle i wapienie, miejscami z drobnymi gruzłami fosforytów (Marzec, 1973; Matl, Śmigielska, 1977). Wapnistość osadów maleje ku górze profilu, co świadczy o powolnym ustępowaniu warunków morskich.

Osady tanetu występują w nielicznych miejscach na Niżu (fig. 6); rozpoznano je w niecce szczecińskiej. Są to utwory formacji odrzańskiej, którą rozpoczynają węgliste piaski i muły z licznymi korzeniami i uwęglonym detrytusem roślinnym. W stropie tej formacji występuje pokład węgla brunatnego, określany jako VII pokład odrzański. W okolicach Iławy i na wyniesieniu mazurskim występują ciemnobrunatne iły i muły tego wieku (Słodkowska, Gałązka, 2015).

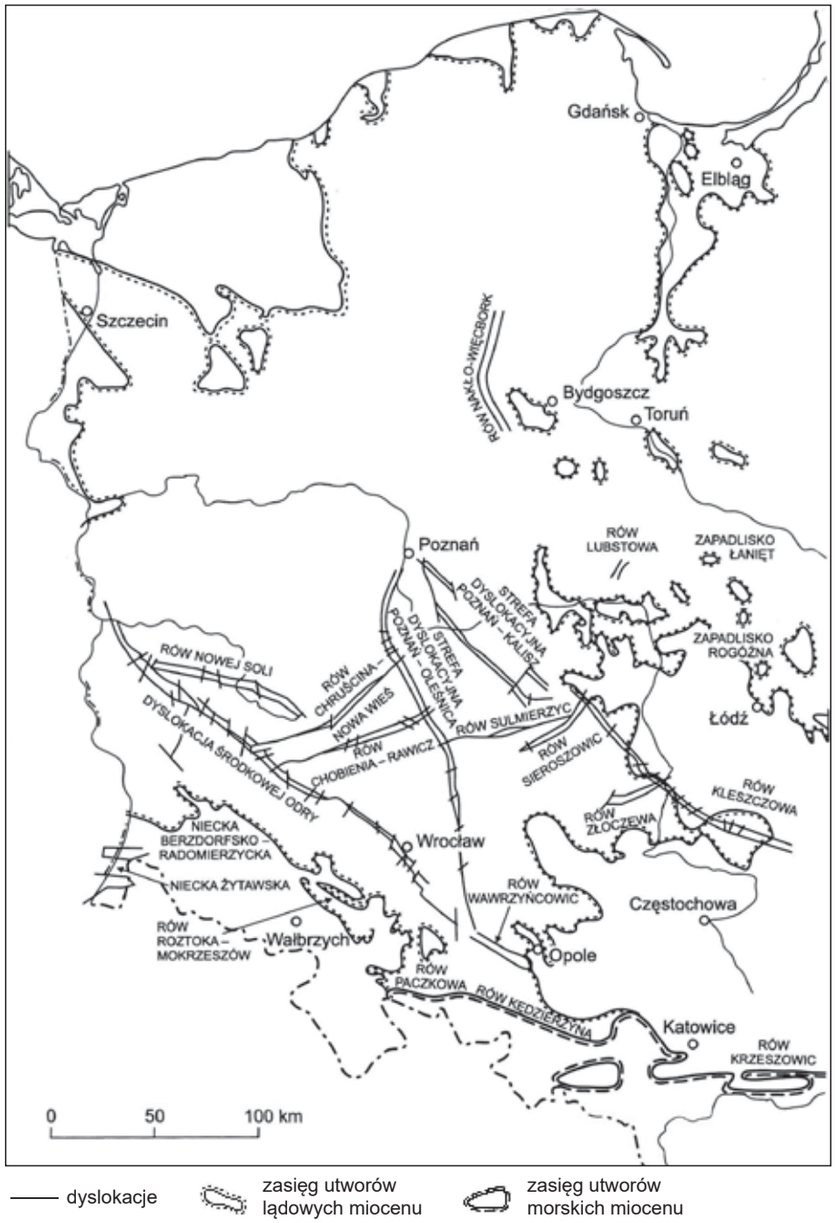


FIG. 2. Sieć odmłodzonych kenozoicznych rowów tektonicznych na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, 2004)

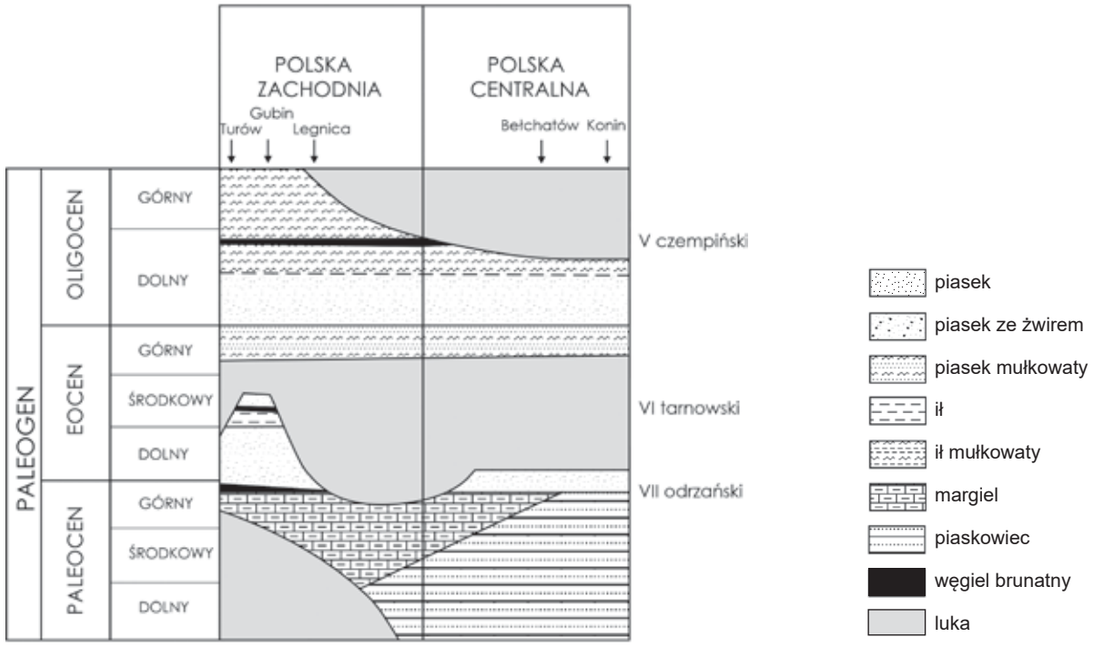


FIG. 3. Schemat stratygraficzny cykli węglotwórczych w paleogenie na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016)

TAB. 1. Schemat litostratygraficzny paleogenu na Niżu Polskim

Chronostratygrafia			Litostratygrafia							
Oddział	Piętro	Wiek [mln lat]	Nazwa jednostki litostratygraficznej	Podjednostki litostratygraficzne	Kreator	Nazwa, typowy profil	Synonimy	Miąższość [m]	Pokład węgla	Obszar występowania (+ obszar typowy)
Oligocen	szat	23,04–27,30	formacja leszczyńska	–	Ciuk (1967)	od miasta Leszno (woj. wielkopolskie), w okolicach którego znajdują się profile stratotypowe	–	śr. 25	–	zachodnia i częściowo środkowa część Niżu Polskiego, na terenie Ziemi Lubuskiej, Wielkopolski i Dolnego Śląska
	rupel	27,30–33,90	formacja mosińska górna*	–	Ciuk (1970)	od miejscowości Mosina położonej w rowie poznańskim	–	śr. 23,5	–	północna, środkowa i wschodnia Polska
			formacja czempińska	–	Ciuk (1967)	od miasta Czempiń położonego na skraju rowu poznańskiego, między dobrze zbadanymi złożami węgla brunatnego Mosina i Czempiń	formacja iłów toruńskich (Jentzsch, 1897); formacja rupelska (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987)	śr. 23	V pokład czempiński	północna część monokliny przedsudeckiej i niecki mogileńsko-łódzkiej, wał śródpolski w jego pomorskiej i kujawskiej części, w nieckach pomorskiej i warszawskiej oraz na wyniesieniu Łeby, na terenie obniżenia nadbałtyckiego
			formacja mosińska dolna*	ogniwo z Chłapowa	Ciuk (1967)	typowy profil ustalono w otworach wiertniczych w okolicy Mosiny; nazwa „ogniwo z Chłapowa" pochodzi od miejscowości Chłapowo na wyniesieniu Łeby	–	5–50	–	niecka szczecińska i mogileńska, NW część monokliny przedsudeckiej i na peryklinie Żar oraz w niecce pomorskiej i warszawskiej, na wyniesieniu Łeby, w obniżeniu nadbałtyckim oraz po części na wyniesieniu mazurskim
Eocen	priabon	33,90–37,71	formacja pomorska	ogniwo z Połczyna	Ciuk (1972)	od miejscowości Połczyno na wyniesieniu Łeby	seria mieroszyńska (Marzec, Woźny, 1972); formacja jerzmanowicka (Piwocki, 2004a); formacja z Siemienia (Pożaryska, 1977)	śr. 18	–	rozległe terytoria Niżu Polskiego, przebiegające mniej więcej na północ i SE od linii Gubin–Głogów–Konin–Warszawa–Puławy–Tomaszów Lubelski; na południe od tego obszaru osady formacji pomorskiej i jej odpowiedników występują sporadycznie w postaci cienkich, ocalałych od późniejszej erozji strzępów
	barton	37,71–41,03								
	lutet	41,03–48,07	formacja tanowska	–	Ciuk (1974)	od miejscowości Tanowo, w której wykonano otwór Szczecin IG 1	–	33,60–61,60	VI pokład tanowski	niecka szczecińska
	iprez	48,07–56,00								
Paleocen	tanet	56,00–59,24	formacja odrzańska	–	Ciuk (1972)	wyróżniona w otworze Szczecin IG 1	–	śr. 5	VII pokład odrzański	niecka szczecińska
	zeland	59,24–61,66	formacja puławska	–	Pożaryska (1965)	od miejscowości Puławy, gdzie znajdują się znane odsłonięcia paleocenu	–	śr. 30	–	Niż Polski na całym obszarze występowania paleocenu
	dan	61,66–66,00								

* jednostka nieformalna

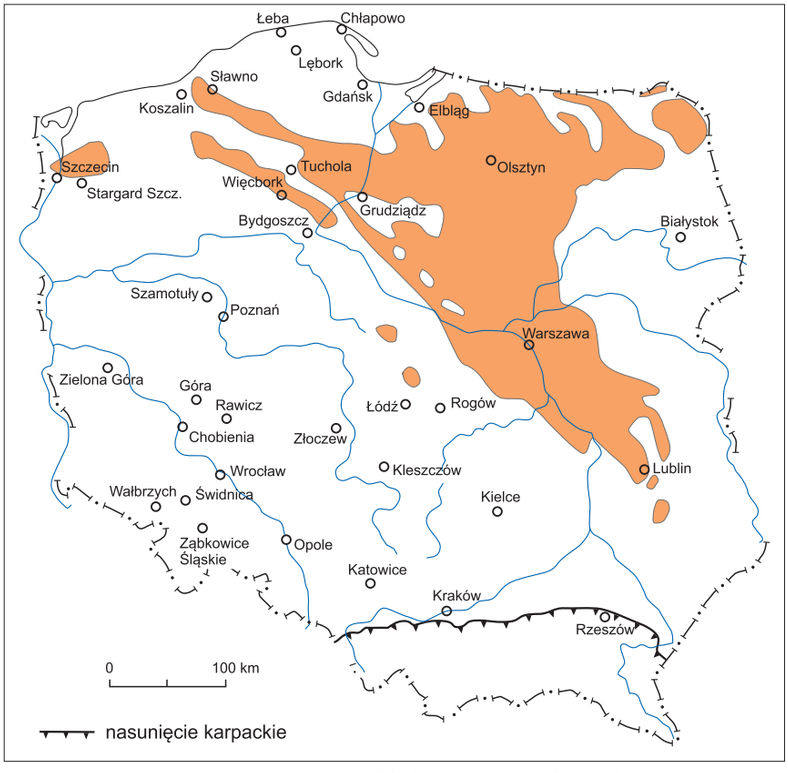


FIG. 4. Rozprzestrzenienie utworów paleocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Eocen. Utwory eocenu pod nadkładem młodszych osadów rozpościerają się w formie pokrywy na północnej Lubelszczyźnie, w obniżeniu podlaskim, w niecce warszawskiej, na wyniesieniu mazurskim oraz w obniżeniu nadbałtyckim. Znane są też z wyniesienia Łeby i południowego Bałtyku oraz z niecek pomorskiej i szczecińskiej. W niecce mogileńsko-łódzkiej i na monoklinie przedsudeckiej oraz na peryklinie Żar tworzą odosobnione, mniejsze lub większe płaty ograniczone zazwyczaj do stref basenu o założeniach tektonicznych lub do jego głębszych części (fig. 7). Osady lądowe eocenu dolnego/środkowego zachowały się do dzisiaj jako zwietrzeliny, np. w lejach krasowych i w lokalnych zagłębieniach, zwykle o genezie tektonicznej. Występują również w krach glacitektonicznych wśród osadów czwartorzędowych.

Profil eocenu na Niżu Polskim rozpoczynają osady morskie formacji tanowskiej, reprezentujące środkowy iprez. Są one znane jedynie z NW części NIżu Polskiego (fig. 8A–C). Dolna część tego pakietu osadów jest wykształcona w postaci drobnoziarnistych piasków glaukonitowo-kwarcowych, w części przyspągowej z domieszką drobnego żwiru kwarcowego i zwietrzałych skaleni. Powyżej leżą kolejno: kompleks mułowcowy, warstwa piasku glaukonitowo-kwarcowego i warstwa laminowanego łupku ilastego z blaszkami muskowitu na powierzchniach warstwowania. Powyżej, na tym samym obszarze, zalegają iły z cienkimi soczewami ilastego węgla brunatnego (iprez górny/lutet) oraz pokład węgla brunatnego z detrytusem zżelifikowanych ksylitów (VI pokład tanowski).

Profil formacji pomorskiej (barton/priabon; fig. 8E) rozpoczyna poziom transgresywnych piasków glaukonitowo-kwarcowych, w części przyspągowej z ziarnami żwirku kwarcowego i konkrecjami fosforytowymi, a w części przystropowej z przewagą mułowców wapnistych (tab. 1; fig. 8E; Knox i in., 2010).

Wyżej zalega kompleks bezwapnistych mułowców ilastych i piaszczystych z domieszką glaukonitu i muskowitu. Wśród mułowców występują poziomy ichnośladów z grup repichnia i pascichnia (Piwocki, 2004b). Formację pomorską w północnej części Niżu

1
Paleogen basenu Niżu Polskiego

	Litologia	Biostratygrafia			Środowisko	
Profil stratotypowy	Opis, facja	Poziomy dinocystowe	Poziomy otwornicowe	Poziomy nanoplanktonowe	Środowisko sedymentacji	Klimat
Torzym 104/92	bardzo drobnoziarniste i pylaste bezwapienne piaski kwarcowe, szare i szarozielonkawe z obfitym łyszczykiem i nielicznym glaukonitem, tylko w zachodniej Polsce	D15	B6	NP25	obszar lądowy, dominuje erozja i denudacja, w zachodniej Polsce transgresja morska, strefa litoralna	ciepłoumiarkowany
otw. Sulechowo	drobnoziarniste i mułkowate piaski kwarcowe z glaukonitem, w spągu z ziarnami żwiru kwarcowego, w części stropowej przechodzące w szare i szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem	D14nb	B5	NP24	transgresja morska, sedymentacja w strefie litoralnej, częściowo w lagunach	wilgotny, ciepłoumiarkowany
Smardzewo 04/21	szarobrunatne piaski mułkowate, mułki i iły z przewarstwieniami piasków, często laminowane i zawierające liczne struktury bioturbacyjne; powszechnie występują zawęglenia i domieszka drobnych ksylitów; w dolnej części sekwencji występuje lokalnie cienki pokład atrytowego węgla brunatnego	D14na	B5	NP22–NP23	warunki brakiczne, osady środowisk lagunowych, deltowych, barierowych i pływowych	wilgotny, ciepłoumiarkowany
Mosina 191/52 Chłapowo II Szczecin IG 1	szarozielone i ciemnozielone piaski kwarcowo-glaukonitowe z igłami gąbek, w spągu z warstewką żwirku kwarcowego i konkrecjami fosforytowymi; osady te miejscami zawierają przewarstwienia mułków piaszczystych z glaukonitem i muskowitem, toczeńce ilaste i drobne konkrecje syderytowe	D13	B5	NP21	kolejna transgresja morska, sedymentacja w środowiskach pływowych i deltowych	umiarkowany
Szczecin IG 1	szarozielone mułowce piaszczyste z glaukonitem i muskowitem oraz iłowce łupkowate z przemazami jasnozielonych piasków glaukonitowych, z ziarnami bursztynu, żwirkiem kwarcowym i pojedynczymi konkrecjami fosforytowymi; osady są miejscami wapniste i zawierają nieoznaczalny detrytus fauny mięczaków, ichnoskamieniałości, szczątki ryb oraz uwęglony detrytus roślinny; szarozielone piaski kwarcowe z domieszką glaukonitu i cienkimi przeławiceniami mułowców piaszczystych, z pojedynczymi ziarnami bursztynu	D11–D12	B4	NP16–NP20	transgresja morska, sedymentacja w strefie litoralnej	subtropikalny, ciepłoumiarkowany
Szczecin IG 1 Goleniów IG 1	mułki piaszczyste glaukonitowe, szarozielone z fauną, miejscami mułki piaszczyste z substancją węglistą, laminowane; w NW Polsce ciemnobrunatne mułowce z fragmentami roślin; piaski glaukonitowe, iły mułkowate, szarozielonkawe, łupki ilaste w NW Polsce, mułowce węgliste, lokalnie cienki pokład węgla brunatnego	D5–D10	B3–B4	NP9–NP15	dominuje erozja i denudacja, miejscami regredujący zbiornik morski	tropikalny i subtropikalny
Szczecin IG 1	iły i mułki ciemnobrunatne z pokładem węgla brunatnego w NW Polsce	D4–D5	B2	NP6–NP9	sedymentacja lądowa w strefie nadbrzeżnych bagnisk	wilgotny, ciepłoumiarkowany
Żarnówko IG 3	jasnoszare gezy piaszczyste i zielone piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, wapniste i margliste miejscami zsylifikowane, z konkrecjami fosforytowymi; szarozielone piaski lub piaskowce z glaukonitem, miejscami z konkrecjami fosforytowymi, oraz szare gezy piaszczyste z redeponowanymi szczątkami makrofauny kredowej	D1–D4	B1–B2	NP1–NP6	sedymentacja w strefie litoralnej, w górnej części regresja	umiarkowany

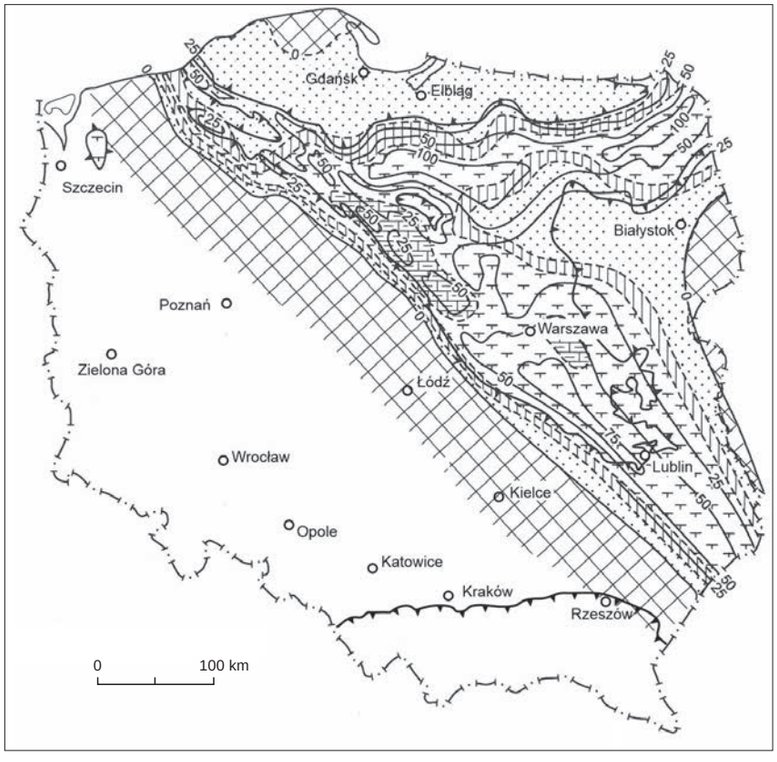


FIG. 5. Rozkład facji morskich utworów dolnego paleocenu na Niżu Polskim (wg Jaskowiak-Schoeneichowej, Krassowskiej, 1988)

1
Paleogen basenu Niżu Polskiego

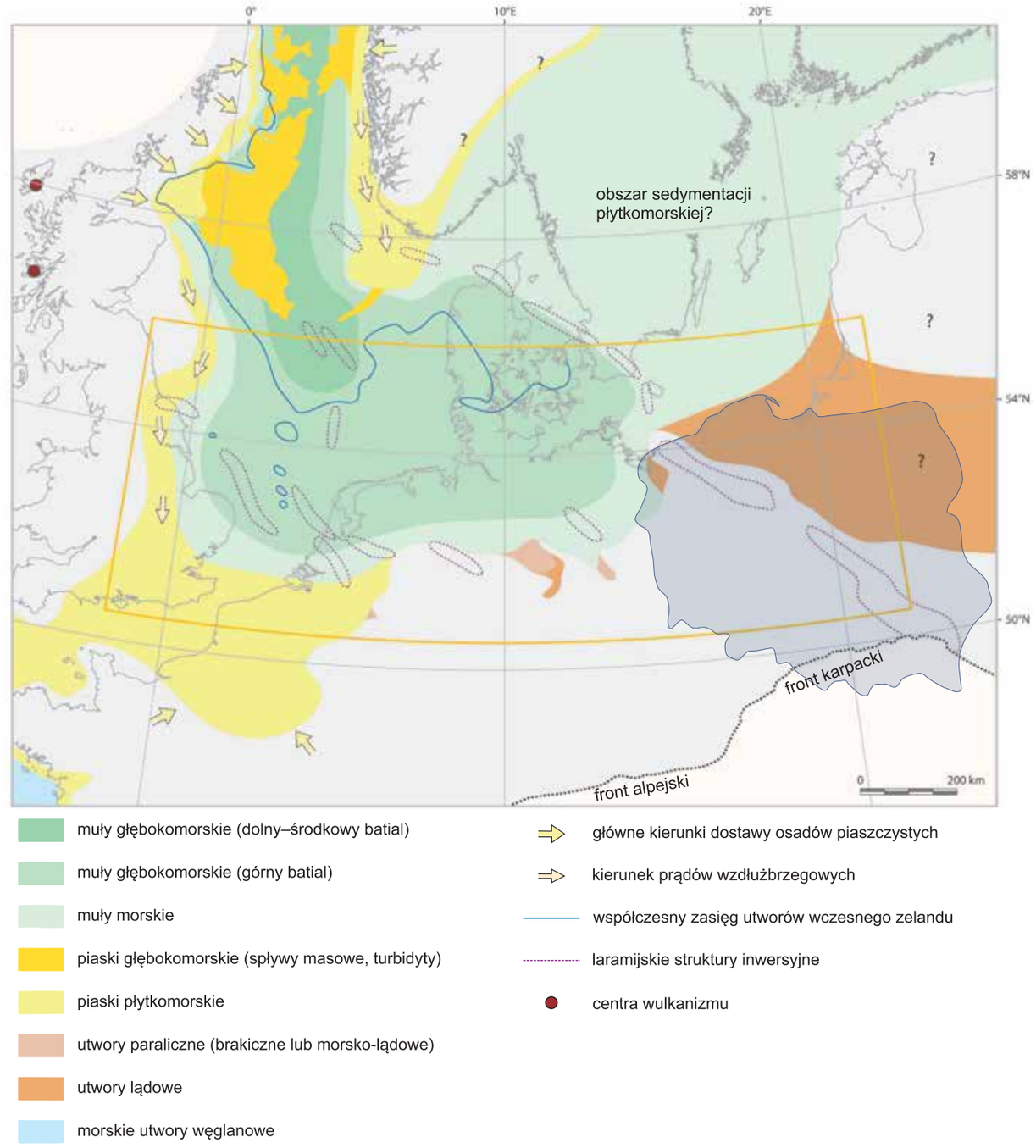


FIG. 6. Rozkład facji osadów tanetu w środkowej Europie (wg Knoxa i in., 2010)

Polskiego reprezentuje ogniwo z Połczyna (tab. 1). Jest ono reprezentowane przez szarozielone piaski mułkowe i muły piaszczyste z glaukonitem i pojedynczymi konkrecjami fosforytowymi. W tych płytkowodnych osadach morskich występują ułamki skorup mięczaków, zęby rekinów i kręgi wieloryba, a także liczne bioturbacje. Kompleks ten zawiera obfite koncentracje bursztynu bałtyckiego (sukcynitu), najlepiej rozpoznane w rejonie Chłapowa (fig. 9; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987; Kramarska i in., 2008). Występujące tam osady bursztynonośne stanowią kontynuację tzw. niebieskiej ziemi z Półwyspu Sambijskiego (Katinas, 1971; Kasiński i in., 2020), która jest skałą macierzystą dla największych na świecie eksploatowanych złóż bursztynu bałtyckiego. W rejonie Chłapowa osady eocenu górnego znajdują się na znacznej głębokości (poniżej 110 m p.p.t.), co czyni ewentualną eksploatację chłapowskiego złoża bursztynu nieopłacalną. Duże nagromadzenia bursztynu o znaczeniu złożowym rozpoznano w utworach formacji z Siemienia na obszarze północnej Lubelszczyzny w rejonie Górki Lubartowskiej (Kasiński, Tołkanowicz, 1999; Kasiński, 2016; Słodkowska i in., 2022; Karnkowski i in., 2024).

Granica eocenu i oligocenu nie jest zbyt wyraźna. Przebiega ona w spągu zielonkawych piasków kwarcowo-glaukonitowych, wyróżnianych jako formacja mosińska dolna.

Oligocen. Osady oligoceńskie występują powszechnie na obszarze Niżu Polskiego (fig. 10). Współczesna miąższość utworów oligoceńskich wynosi przeciętnie ok. 50 m (Piwocki, 2004a). Litostratygraficznie zostały podzielone na formacje: mosińską dolną, rupelską/czempińską, mosińską górną i lokalnie leszczyńską.

Formacja rupelska jest znana z niecki szczecińskiej, gdzie osadziły się iły septariowe – głębokowodne iłowce i mułowce z przeławiceniami piaskowców żelazistych z fauną mięczaków i tzw. piaski szczecińskie. Utwory te powstały w oceanicznej fazie rozwoju zbiornika zachodnioeuropejskiego (Gramann, Kockel, 1988). Ku wschodowi i SE osady formacji rupelskiej zazębiają się z brakicznymi osadami formacji czempińskiej, które tworzyły się w środowiskach limnofluwialnych, lagunowych, barierowych i pływowych. Osady są często laminowane i zawierają liczne struktury bioturbacyjne („iły toruńskie"). Pojawiający się w dolnej części sekwencji cienki pokład węgla brunatnego, V pokład czempiński, świadczy o obecności środowisk bagiennych (proksymalne partie lagun, bagna nadbrzeżne – fig. 11 i 12; Kasiński i in., 2009; Kasiński, Saternus, 2010). W stanowisku Konin-Przydziałki występują piaski drobnoziarniste z kaolinitem, zawierające ośrodki fauny morskiej – małże z rodzaju *Glycymeris* i ślimaki z rodzaju *Turritella* (Ciszewska, 1992) oraz liczne struktury sedymentacyjne (Wojewoda, 1992;

Widera, Kita, 2007; Widera, 2022). Osady te zostały uznane za litoralny odpowiednik głębszych facji (piasków glaukonitowych) morza z początku oligocenu (formacja mosińska górna; fig. 13A) i wyróżnione jako nieformalna jednostka piasków kaolinitowych (Widera, 2007).

Najstarsza dolnooligoceńska formacja mosińska dolna odróżnia się litologicznie dość wyraźnie od leżących niżej osadów górnoeoceńskiej formacji pomorskiej. Granica ma charakter erozyjny, podkreślony obecnością gruboziarnistego piasku, żwiru kwarcowego, fosforytów (tzw. fasolka oligoceńska) i niekiedy okruchów bursztynu. W wyższej części dolnego oligocenu występują osady brakiczne należące do formacji czempińskiej z lokalnie występującym V czempińskim pokładem węgla brunatnego.

Formację mosińską górną tworzą piaski kwarcowe i mułowce z glaukonitem, w spągu ze żwirem kwarcowym. Jest to ostatni zapis oligocenu na znacznym obszarze Niżu Polskiego. Tylko w zachodniej Polsce (fig. 13B) stwierdzono osady oligocenu górnego wykształcone w facji brakiczno-morskiej należące do formacji leszczyńskiej. Górna granica osadów oligoceńskich przebiega poniżej utworów mioceńskich i jest stosunkowo łatwa do wyznaczenia na podstawie różnic litologicznych, zwłaszcza wobec występowania uwęglonych szczątków roślin, zmian barwy skał na szarą do brunatnej oraz braku ziarn glaukonitu w osadzie.

1.2.2. Biostratygrafia

Dla stratygrafii utworów morskich paleogenu na Niżu Polskim podstawowe znaczenie ma biostratygrafia, uwzględniająca zmienność mikrofauny oraz analizę dinocyst (tab. 1). Dla utworów lądowych, ze względu na charakter osadów, dobrymi biomarkerami są zawarte w nich mikroszczątki roślinne; badania palinologiczne pozwalają na kalibrację wiekową niemych faunistycznie osadów lądowych i są uzupełnieniem datowań litostratygraficznych

Podobnie jak w basenie Morza Północnego, podstawę biostratygrafii morskich utworów paleogenu na Niżu Polskim stanowią zespoły otwornic planktonicznych i bentosowych (Spiegler, 1987; Olszewska i in., 1996). Stwierdzono tu występowanie poziomów otwornicowych charakterystycznych zarówno dla dolnego i środkowego paleocenu (danu i zelandu), jak również dla środkowego i górnego eocenu (bartonu i priabonu), oraz występowanie dolnooligoceńskich (rupelskich) poziomów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977; Köthe, 1988; Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990). Na granicy eocenu i oligocenu obserwuje się zubożenie fauny otwornicowej.

W osadach paleogenu stwierdzono nanoplankton wapienny zaliczony do poziomów nanoplanktonowych NP1–NP4 (dolny paleocen), NP15–NP21 (środkowy i górny eocen) oraz NP22–NP24 (dolny oligocen; Martini, 1971; Gaździcka, 1996). Na obszarze pozakarpackim w osadach morskich i brakicznych paleogenu występują także poziomy fitoplanktonowe (dinocystowe). W paleocenie stwierdzono występowanie poziomów D1–D4, w dolnym eocenie zdiagnozowano poziomy D7–D9, a w środkowym i górnym eocenie – poziomy D11–D12. W dolnym oligocenie występują poziomy D13 i D14 (Köthe, 1990; Powell, 1992; Grabowska, 1996; Słodkowska, 2004a, 2009; Köthe, Pieskar, 2007; Słodkowska, Gałązka, 2015).

W osadach paleogenu na Niżu Polskim występują małżoraczki poziomów K4 i K11/K12 (Szczechura, Olempska-Roniewicz, 1996). W rozpoziomowaniu tych osadów ma także udział makrofauna, głównie małże (Hinsch i in., 1988; Janssen, King, 1988). Dla biostratygrafii osadów lądowych i brakicznych istotne znaczenie mają zespoły sporowo-pyłkowe: 7–10, 12–15, 18–20 (Krutzsch, 1966, 1967) oraz SP1, SP2 i SP4–SP8 (Grabowska, 1996).

1.2.3. Chronostratygrafia

Wiek bezwzględny osadów paleogenu został w kilku próbkach określony radiometrycznie przez datowanie glaukonitu metodą potasowo-argonową (Odrzywolska-Bieńkowa i in., 1978; Pożaryska, Kreutzer, 1978; Krzowski, 1993, 1997; Buraczyński, Krzowski, 1994). Wyniki pomiarów nie są jednak w pełni wiarygodne (zazwyczaj zawyżone) z uwagi na redepozycję agregatów glaukonitu i ich różny stopień zwietrzenia.

1.2.4. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia

W paleogenie basenu Niżu Polskiego dominują sekwencje depozycyjne typu exxonowskiego (zob. Krzywiec, 1993; Porębski, 1996). Ich granicami są niezgodności subhoryzontalne lub korelatywne, gdzie niezgodność stopniowo przechodzi w ciągłość. Są to najczęściej sekwencje typu TST, LST i SMST.

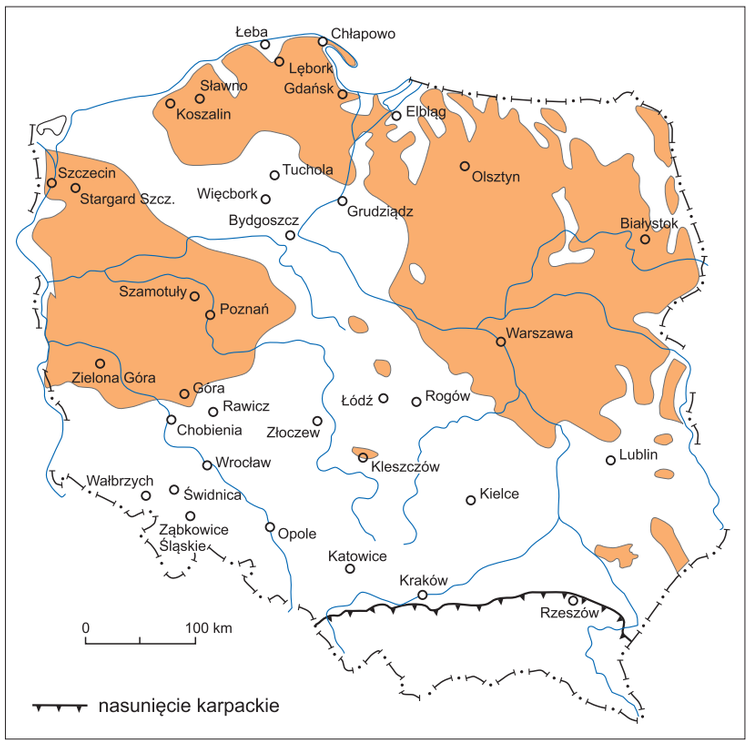


FIG. 7. Rozprzestrzenienie utworów eocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

Obraz stratygrafii sekwencyjnej paleogenu Niżu Polskiego można odnieść do osadów basenu Morza Północnego. Sekwencje te można także korelować z cyklami sedymentacyjnymi w przewarstwieniach osadów lądowych Niżu Polskiego (fig. 14).

Zgodnie z najnowszymi propozycjami litostratygraficznymi Kasińskiego i Słodkowskiej (2024) wprowadzono zasady cyklostratygrafii, sprowadzające się do przyjęcia za podstawowe jednostki litostratygraficzne kolejnych cykli sedymentacyjnych. Są one z reguły cyklami prostymi o ziarnie malejącym ku górze, a więc zastosowano tu *de facto* zasady cyklostratygrafii. Początek sekwencji cyklicznej pozostaje w związku z wyraźnym wzrostem energii środowiska w wyniku działania mechanizmów allo- lub autocyklicznych, np. ruchów tektonicznych obniżających powierzchnię depozycyjną, kompakcji niżej leżących osadów lub wzrostu potencjału erozyjnego w obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego (Kasiński, 1983, 1984, 1989). Taki model rozwoju każdej kolejnej sekwencji cyklicznej zakłada sukcesję od środowisk o najwyższej energii (materiał okruchowy o najgrubszej frakcji) przez środowiska o niższej energii (osady drobnookruchowe i ilaste) po osady środowiska o najniższej energii (osady fitogeniczne). Daje to możliwość wyróżnienia jednostek izochronicznych.

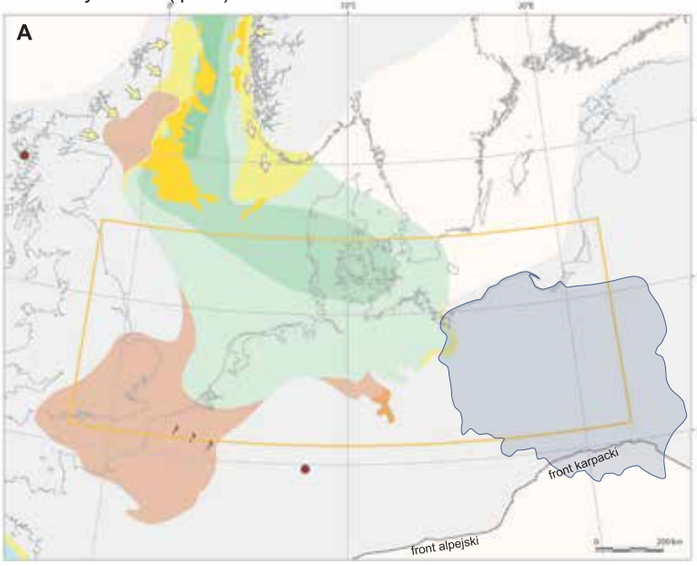
1.2.5. Klimatostratygrafia

Klimatostratygrafia ma istotne znaczenie dla rozpoziomowania utworów lądowych wybranych partii profilu jako uzupełnienie metod litostratygraficznych. Ze względu na morski i brakiczny charakter sedymentacji metoda klimatostratygraficzna (oparta na badaniach flory lądowej) ma znaczenie w utworach górnego paleocenu i dolnego oligocenu, tj. w lądowych odcinkach paleogenu. Analizy pyłkowe prowadzone w tych osadach mają jednak znaczenie palinostratygraficzne, a zmienne zespoły pyłkowe datują nieme faunistycznie odcinki paleogenu bez wyróżniania w nich faz florystycznych.

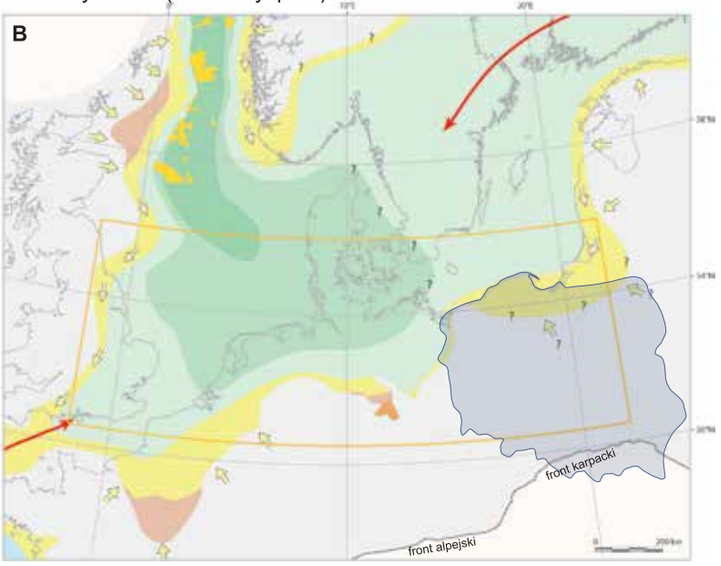
Po masowym wymieraniu, które miało miejsce z końcem kredy, świat organiczny zaczął odradzać się we wczesnym paleocenie. W osadach lądowych najniższego paleocenu zaznacza się zwiększony udział roślin pionierskich – mchów i paprotników, wkraczających na ląd po globalnych pożarach spowodowanych czynnikami o charakterze katastroficznym (Vajda, McLoughlin, 2004; Ocampo i in., 2006). W umiarkowanych szerokościach geograficznych panował wówczas klimat ciepły, od ciepłoumiarkowanego do subtropikalnego (Słodkowska, Kasiński, 2016a). Stopniowy wzrost temperatury był dokumentowany narastającą ekspansją ciepłolubnej mikrofauny z zachodu (Pożaryska, Szczechura, 1968a, b; Giel, 1981).

W badaniach klimatostratygraficznych odniesiono się do globalnych zdarzeń klimatycznych zarejestrowanych w postaci krzywej ilustrującej zmienną ilość izotopu tlenu O^{18} zawartego w skorupkach otwornic bentosowych (Zachos i in., 2001; Miller i in., 2020). Na tej

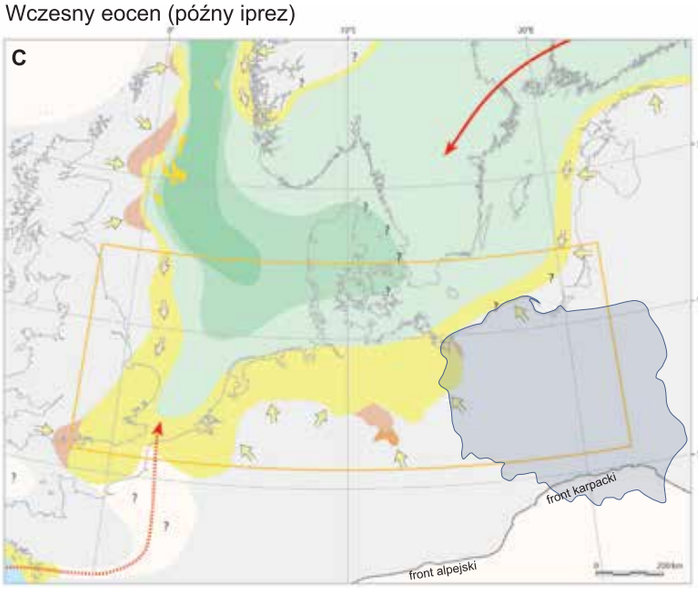
Wczesny eocen (iprez)



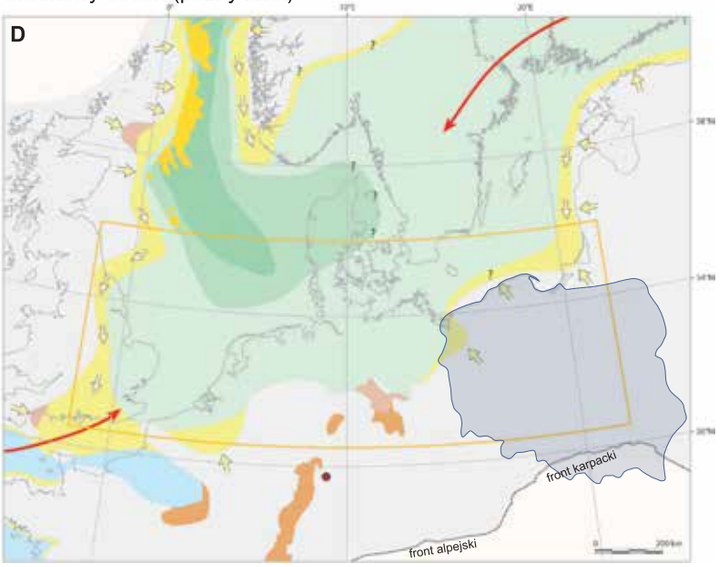
Wczesny eocen (środkowy iprez)



Wczesny eocen (późny iprez)



Środkowy eocen (późny lutet)



Późny eocen (środkowy priabon)

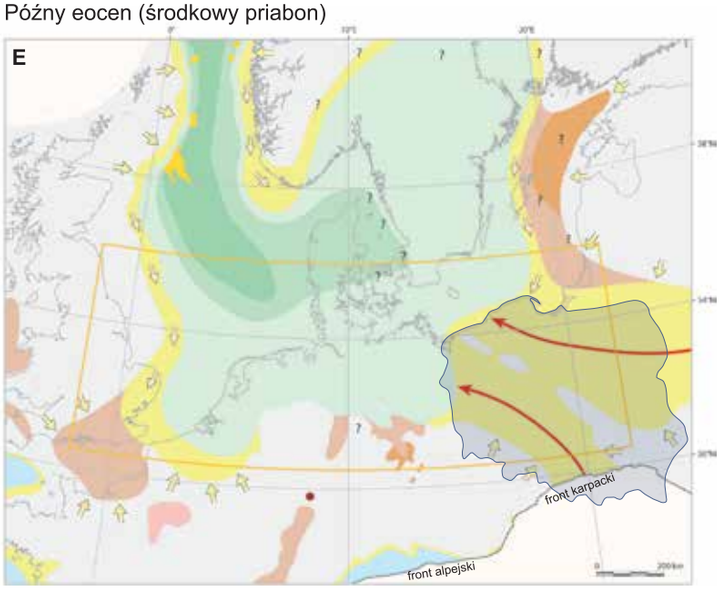




FIG. 8. Rozkład facji osadów od wczesnego do późnego eocenu w środkowej Europie (wg Knoxa i in., 2010)

krzywej zaznaczają się maksima odpowiadające globalnym zdarzeniom klimatycznym (fig. 14; Kasiński, Słodkowska, 2016). Zdarzenie PETM (ang. *Paleocene–Eocene Thermal Maximum*) ma swój zapis w NW części Niżu Polskiego w postaci akumulacji węglotwórczej VII pokładu odrzańskiego z licznym udziałem wysoko ciepłolubnej flory (Grabowska, 1983).

Zdarzenie EECO (ang. *Early Eocene Climate Optimum*) na obszarze Niżu Polskiego nie ma zapisu w osadach, ponieważ we wczesnym eocenie Polska pozakarpacka pozostała denudowanym i peneplenizowanym obszarem lądowym, na którym w SW części tworzyły się pokrywy wietrzeniowe laterytowe oraz typu terra rossa. Związane to było z wilgotnym subtropikalnym klimatem eoceńskiego optimum klimatycznego (Wojewoda i in., 1995). W tym czasie trwała również intensywna denudacja krasowa (Wójcik, 1974). Kolejne zdarzenie klimatyczne to MECO (ang. *Middle Eocene Climatic Optimum*), z którym można wiązać powstanie VI tanowskiego pokładu węgla brunatnego w NW Polsce. W środkowym i późnym eocenie nastąpiła akumulacja bursztynu, który utworzył się z żywicy lasów rosnących na obszarach lądowych podczas wczesnoeoceńskiego optimum klimatycznego (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016).

U schyłku eocenu klimat ewoluował w kierunku ochłodzenia. Globalne zdarzenie EOT (ang. *Eocene–Oligocene Transition*) zakończyło etap cieplarniany, kiedy obszar półkuli północnej był wolny od lodu i dominował klimat tropikalny i subtropikalny. W oligocenie na skutek znacznego oziębienia klimatu odnotowano zmiany w panującej florze – wymarło kilka grup roślinnych. Od tego czasu flora uległa przekształceniom i stała się zbliżona do współczesnej roślinności. Impuls klimatyczny zaznaczył się w tym czasie również w zespołach mikrofauny. Oziębienie wód morskich oraz obniżenie w wodzie zawartości węglanu wapnia utrudniało rozwój organizmów o skorupkach węglanowych. Nastąpił etap zlodowaceń związany z rozwojem pokryw lodowych i zaznaczającą się sezonowością. Na obszarze Polski we wczesnym oligocenie w warunkach brakiczno-lądowych utworzył się V czempiński pokład węgla brunatnego (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016).

1.2.6. Magnetostratygrafia

Osady paleogenu na Niżu Polskim nie mają jak dotąd syntetycznego opracowania danych metodami magnetostratygraficznymi.

1.2.7. Chemostratygrafia, badania izotopowe

W osadach paleogenu (głównie morskich) podstawowym narzędziem wskazującym na zmiany paleotemperatur jest metoda izotopowa. Te wartości zestawione zostały w krzywe (Zachos, 2001, 2008), a ich ekstrema wyraźnie wskazują epizody związane ze zmianami klimatycznymi (fig. 15; Kasiński, Słodkowska, 2016). Na obszarze Niżu Polskiego brak jest badań izotopowych morskich i lądowych osadów paleogenu.

1.3. PODZIAŁ PALEOGENU NA NIŻU POLSKIM

Schematy korelacyjne. Regionalną korelację stratygraficzną dobrze ilustruje przekrój wykonany na podstawie profilowań sejsmicznych. Został on poprowadzony przez paleogeńsko-neogeńską sukcesję osadową we wschodniej części basenu Morza Północnego i basen wschodnioniemiecko-polski (fig. 14; Knox i in., 2010). Powyższa korelacja wyraźnie ilustruje zanik facji głębokomorskich na obszarze Niżu Polskiego. Ich nieliczne ślady są notowane w NW Polsce, pozostałe facje to utwory płytkomorskie i brakiczne z zaznaczającymi się lokalnie pokładami węgla brunatnego.

Granica kreda/paleogen. Granicę kredy i paleogenu wyznacza dość powszechna na Niżu Polskim niezgodność i luka stratygraficzna powstała zapewne we wczesnym paleocenie. Osady paleocenu spoczywają zazwyczaj niezgodnie na utworach górnego mastrychtu, rzadziej na starszych piętrach kredy górnej (kampan, turon). W zachodniej części pobrzeża i w przyległej części Morza Bałtyckiego występuje znaczna luka stratygraficzna, sięgająca nawet jury górnej (Kramarska, 2000). Mniejsza luka występuje także w obrzeżeniu niecki pomorskiej, gdzie osady paleocenu leżą na dolnej części kredy górnej. W pozostałej części Niżu Polskiego granica ta jest mniej lub bardziej czytelna pod względem litologicznym i zazwyczaj ma charakter erozyjny (fig. 16; Piwocki, 2004a; Remin i in., 2021; Machalski i in., 2022). Pod względem biostratygraficznym utwory kredy i paleogenu różnią się wyraźnie zarówno zespołami faunistycznymi, jak i florystycznymi.

Granicę pomiędzy kredą a paleogenem można obserwować na powierzchni w okolicach Doliny Środkowej Wisły w rejonie Puław – odsłonięcia w Nasiłowie, Bochotnicy i Kamiennym Dole (fig. 16; Piwocki, 2004a, z literaturą tam cytowaną; Remin i in., 2021; Machalski i in., 2022). Granica litologiczna między opokami górnego mastrychtu a gezami paleoceńskimi jest dobrze widoczna. Opoki mastrychckie są zakończone twardym wapieniem (twarde dno), w którym znajdują się liczne kanały po organizmach mułożernych. Nad twardym dnem leży kilkudziesięciocentymetrowa warstwa piaskowca glaukonitowego. W dolnej części występują dość licznie fragmenty wapienia kredowego, a w górnej znajdują się duże nagromadzenia fosforytów (warstwa fosforytowa), powyżej występuje geza paleoceńska. Niemniej jednak granica kreda/paleogen w tych odsłonięciach jest dyskusyjna. Według wielu autorów za tę granicę przyjmuje się strop twardego wapienia (np. Machalski, 1998, 2005a, b, 2012; Świerczewska-Gładysz, Olszewska-Nejbert, 2006; Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016; Machalski, Jagt, 2018). Inni autorzy widzą tę granicę w stropowej części piaskowca glaukonitowego, tj. w warstwie fosforytowej (fig. 16; np. Remin i in., 2021).

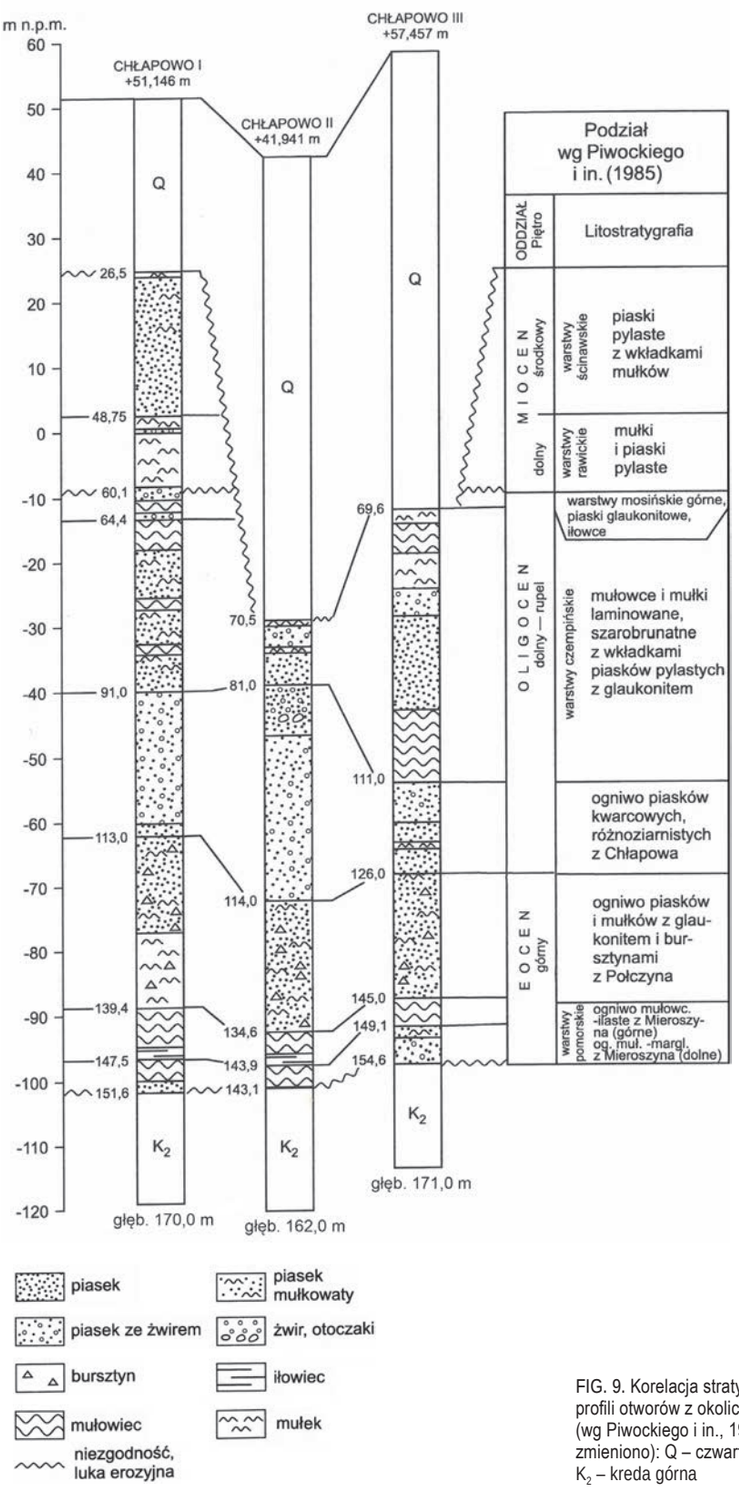


FIG. 9. Korelacja stratygraficzna profili otworów z okolic Chłapowa (wg Piwockiego i in., 1985, zmieniono): Q – czwartorzęd; K_2 – kreda górna



FIG. 10. Rozprzestrzenienie utworów oligocenu w Polsce (wg Piwockiego, 2004a)

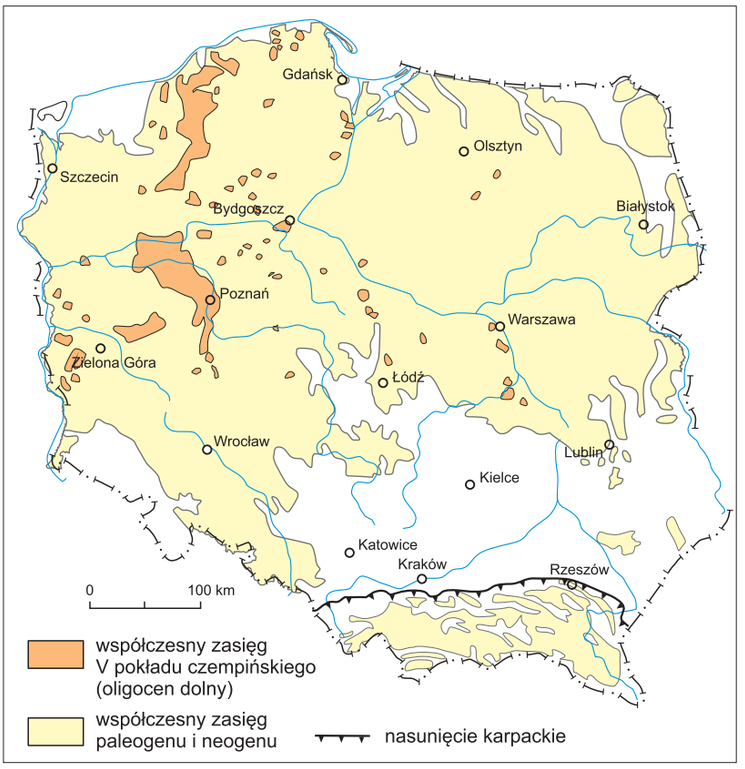


FIG. 11. Mapa zasięgu V czempińskiego pokładu węgla (wg Kasińskiego, Saternusa, 2010)

Granica paleogen/neogen. Granica pomiędzy utworami paleogenu a neogenu na przeważającej części obszaru Niżu Polskiego występuje w stropie osadów regresywnych najwyższej części dolnego oligocenu (rupelu). Znaczna luka stratygraficzna obejmuje wyższą część rupelu i cały szat. Wyjątek stanowi niewielki obszar w SW części Niżu (okolice Leszna i Zielonej Góry), gdzie ponad osadami dolnego oligocenu występuje niezbyt miąższa seria osadów brakicznych szatu, tj. formacja leszczyńska (Piwocki, 2004a). Na tym obszarze granica paleogen/neogen przebiega w spągu osadów lądowych miocenu (formacja rawicka i formacja gorzowska) lub w spągu IV dąbrowskiego pokładu węgla brunatnego. Przeważnie jest ona podkreślona niezbyt czytelną powierzchnią erozyjną.

1.4. HISTORIA SEDYMENTACJI PALEOGENU NA NIŻU POLSKI

Paleocen. Na przełomie mastrychtu i paleocenu nastąpiła główna faza inwersji bruzdy śródpolskiej (Krzywiec, 2002; Gutowski i in., 2003). We wczesnym paleocenie na obszarze Polski przeważały warunki morskie. W części NW zbiornik morski przetrwał w niecce szczecińskiej, a jako resztkowy zachował się we wschodniej i NE części Niżu Polskiego (fig. 5). Zbiornik ten miał połączenie z borealnymi basenami Morza Północnego i NE Europy, a poprzez obszar północnych Niemiec – z medyterańską prowincją zachodniej Europy (Piwocki, 2004a). Po regresji morza we wczesnym i środkowym paleocenie (dan–zeland), w późnym paleocenie (tanet) morze ustąpiło z całego obszaru Niżu Polskiego (fig. 6; Knox i in., 2010). W warunkach lądowych w klimacie subtropikalnym i tropikalnym zachodziło niezwykle intensywne wietrzenie chemiczne. Na wypiętrzonych wcześniej, na przełomie mezozoiku i kenozoiku, krystalicznych skałach bloku przedsudeckiego i Sudetów powstałe *in situ* pokrywy zwietrzelinowe osiągają miąższość do 150 m (fig. 17; Wojewoda i in., 1995), a na Niżu Polskim – do 75 m (Kasiński, Słodkowska, 2016).

Eocen. We wczesnym eocenie Polska pozakarpacka pozostawała nadal obszarem lądowym, denudowanym i peneplenizowanym. Lokalna transgresja morska, zapewne wczesnego eocenu, jest znana tylko z niecki szczecińskiej. Dotarła ona z zachodniej Europy, gdzie objęła znaczne terytorium (fig. 8A–E). Epikontynentalny zalew morski rozwijał się w środkowym eocenie, osiągając maksimum w późnym eocenie.

Wczesnoeoceńskie optimum klimatyczne zakończyło się ok. 49 mln lat temu, gdy temperatura powierzchniowych wód Oceanu Arktycznego – wynosząca wtedy 13°C – zaczęła się stopniowo obniżać (fig. 15; Shellito i in., 2003; Sluijs i in., 2006). Coraz wyraźniej zaznaczały się sezonowe zmiany klimatyczne. Z czasem lasy wiecznie zielone zostały zastąpione przez lasy mieszane i liściaste, zrzucające liście w porze zimowej. Być może spadek temperatury był istotnym czynnikiem stresogennym, powodującym wzmożone żywicowanie drzew (fig. 18; Słodkowska, Kasiński, 2016b). Lasy bursztynodajne rosły na obszarze Fennoskandii oraz wzdłuż wschodnich (tarcza ukraińska) i południowych (blok małopolski) wybrzeży eoceńskiego morza epikontynentalnego (fig. 8A–E, 21; Knox i in., 2010; Słodkowska, Kasiński, 2016). W wyniku wielokrotnej redepozycji zdiagenezowanych żywic kopalnych w osadach górnego eocenu (Półwysep Sambijski i północna Lubelszczyzna) i dolnego oligocenu (Wołyń) powstały duże złoża bursztynu bałtyckiego (sukcynitu; fig. 19).

Morze wkraczało na obszar Niżu Polskiego od wschodu z obszaru Ukrainy, na co wskazuje mikrofauna zimnolubna prowincji borealnej w osadach formacji z Siemienia (tab. 1). Nieco później zalew objął Polskę północną, łącząc się z chłodnymi wodami oceanicznymi poprzez obszar Danii, o czym świadczy mikrofauna zimnolubna w formacji pomorskiej.

Oligocen. Transgresja morska rozwinęła się na początku oligocenu (Ciuk, Pożaryska, 1982). Kolejny epizod transgresywny formacji mosińskiej górnej zakończył sedymentację paleogenu na Niżu Polskim we wczesnym oligocenie. Pod koniec oligocenu (szat) otwarte morze definitywnie opuściło obszar Niżu Polskiego (fig. 13; Knox i in., 2010). Śladem regresji morskiej są piaszczyste, brakiczne utwory najwyższej części oligocenu – formacji leszczyńskiej niezawierającej szczątków organicznych.

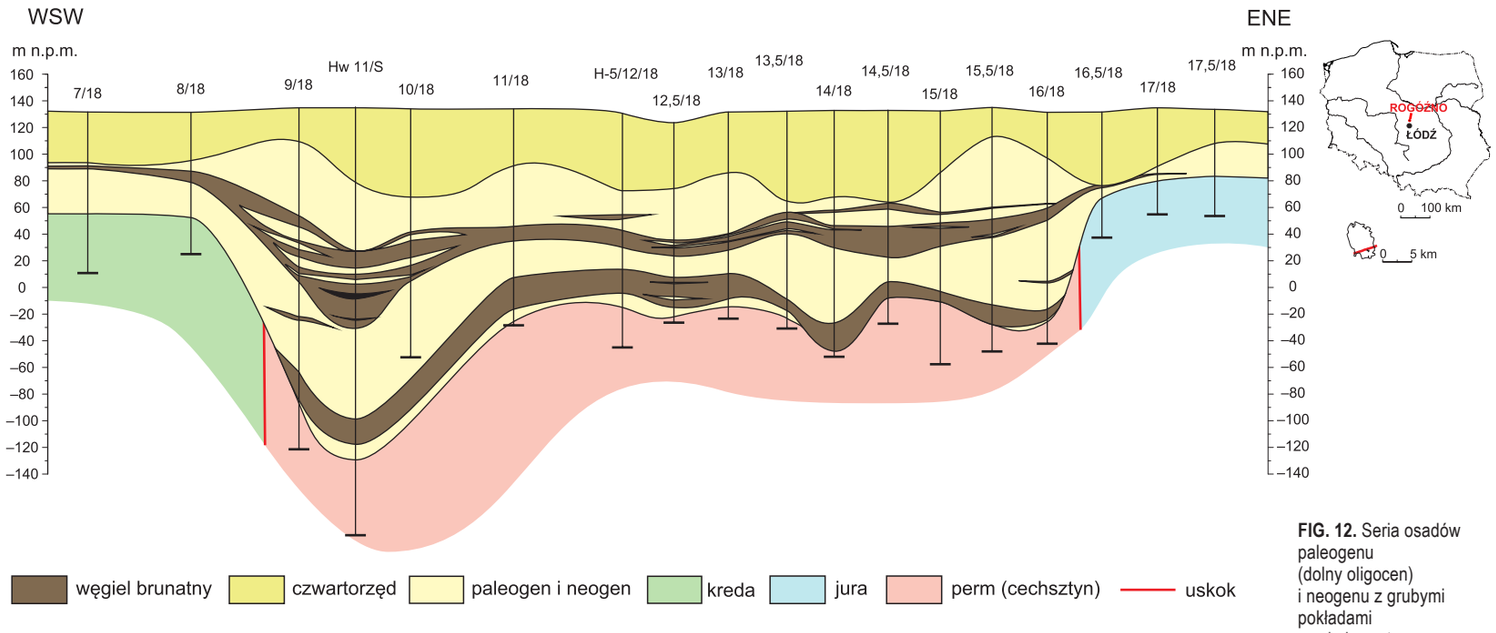


FIG. 12. Seria osadów paleogenu (dolny oligocen) i neogenu z grubymi pokładami węgla brunatnego (złoże Rogóźno) wypełniająca nieckę ponad wysadem solnym (wg Kasińskiego i in., 2009); w części przyspągowej V czempiński pokład węgla brunatnego

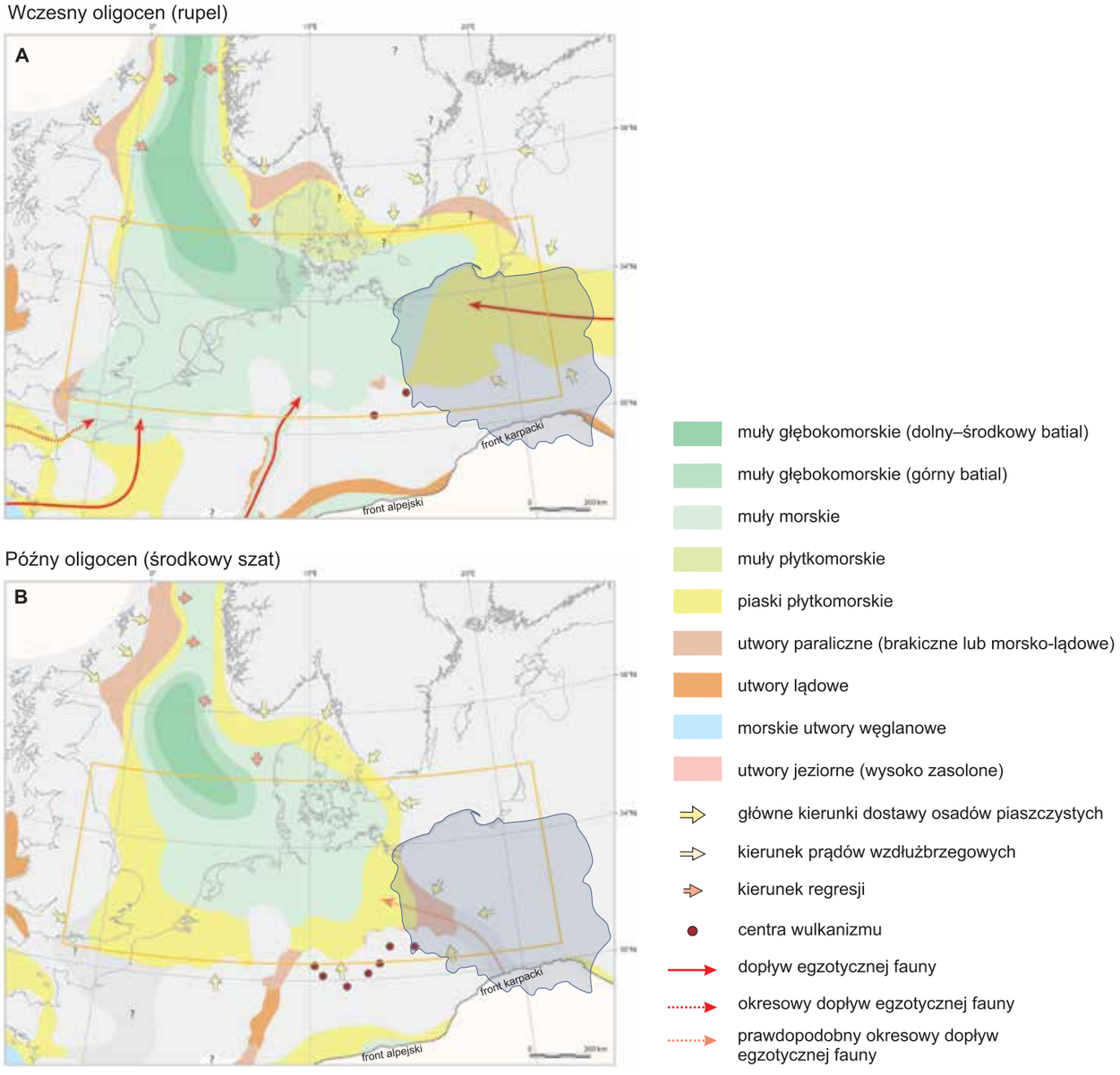


FIG. 13. Rozkład facji osadów oligocenu w środkowej Europie (wg Knoxa i in., 2010)

1
Paleogen basenu Niżu Polskiego

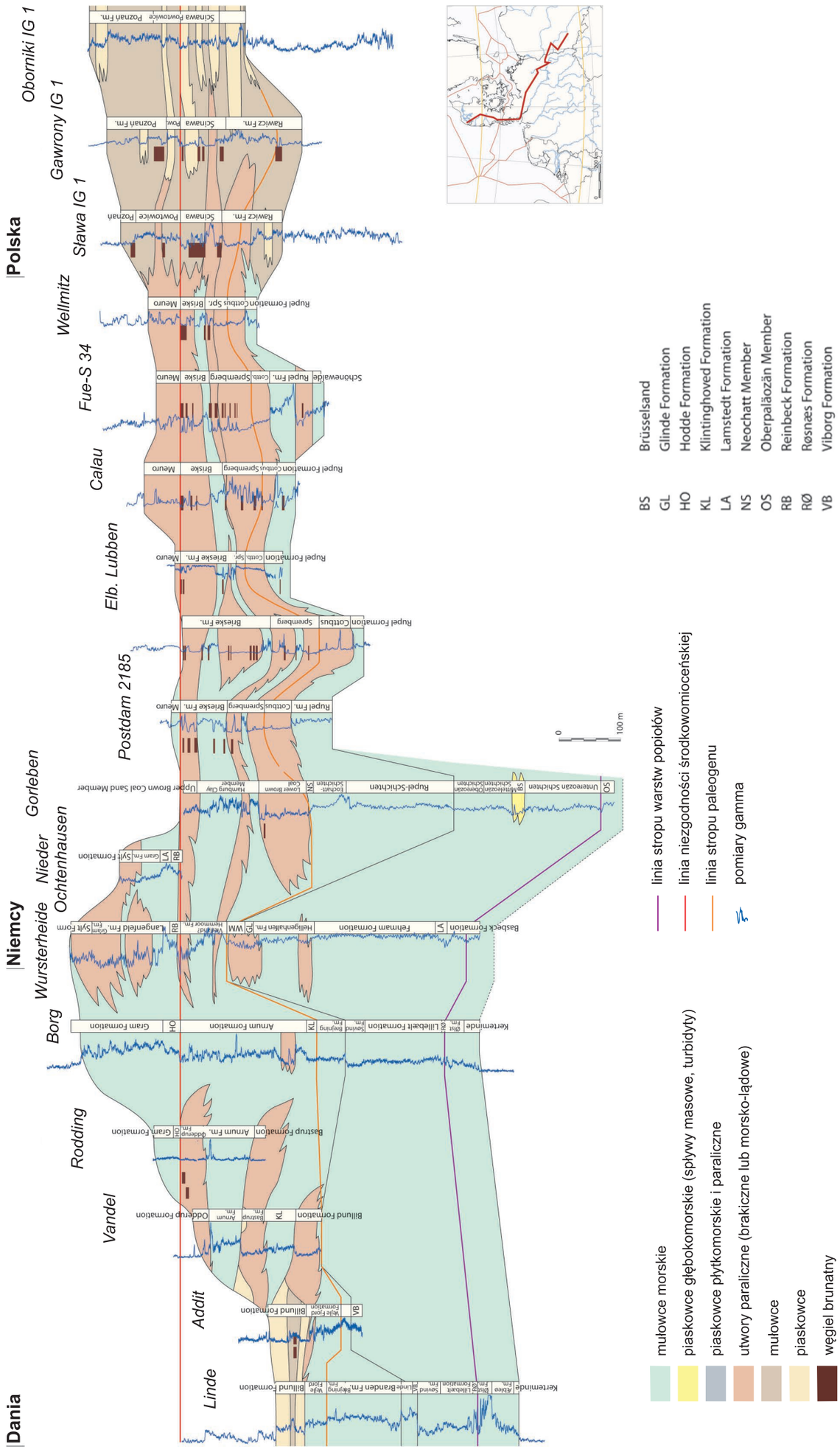


FIG. 14. Korelacja stratygraficzna utworów paleogenu i neogenu środkowej Europy na podstawie profilowań sejsmicznych (wg Knoxa i in., 2010)

1

Paleogen basenu Niżu Polskiego

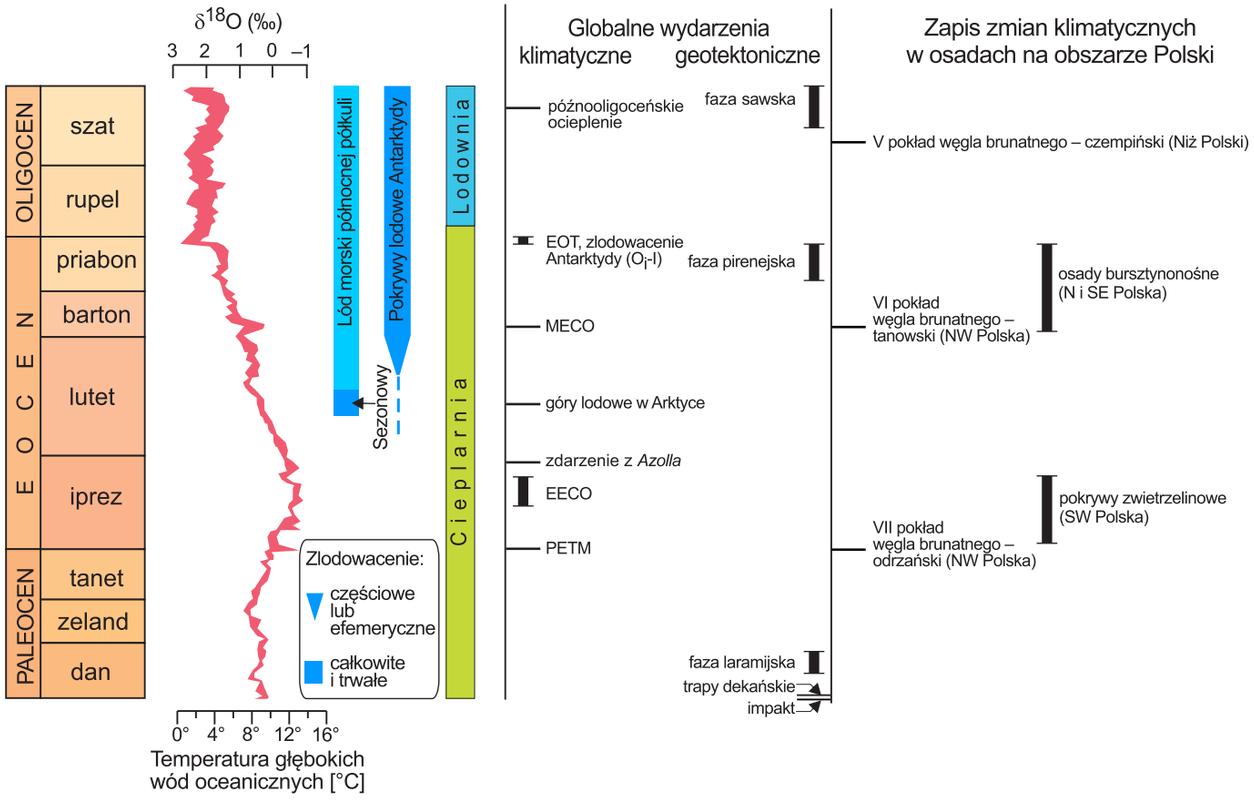


FIG. 15. Globalne zdarzenia magnetostratygraficzne, izotopowe, tektoniczne i klimatyczne w paleogenie: PETM (*Paleocene–Eocene Thermal Maximum*) – paleoceńsko-eoceńskie maksimum termiczne; EECO (*Early-Eocene Climate Optimum*) – wczesnoeoceńskie optimum klimatyczne; MECO (*Middle Eocene Climatic Optimum*) – środkowoeoceńskie optimum klimatyczne; EOT (*Eocene–Oligocene Transition*) – przejście eocen–oligocen; krzywa izotopowa tlenu wg Zachosa i in. (2001, 2008); wg Kasińskiego, Słodkowskiej (2016); zmieniono

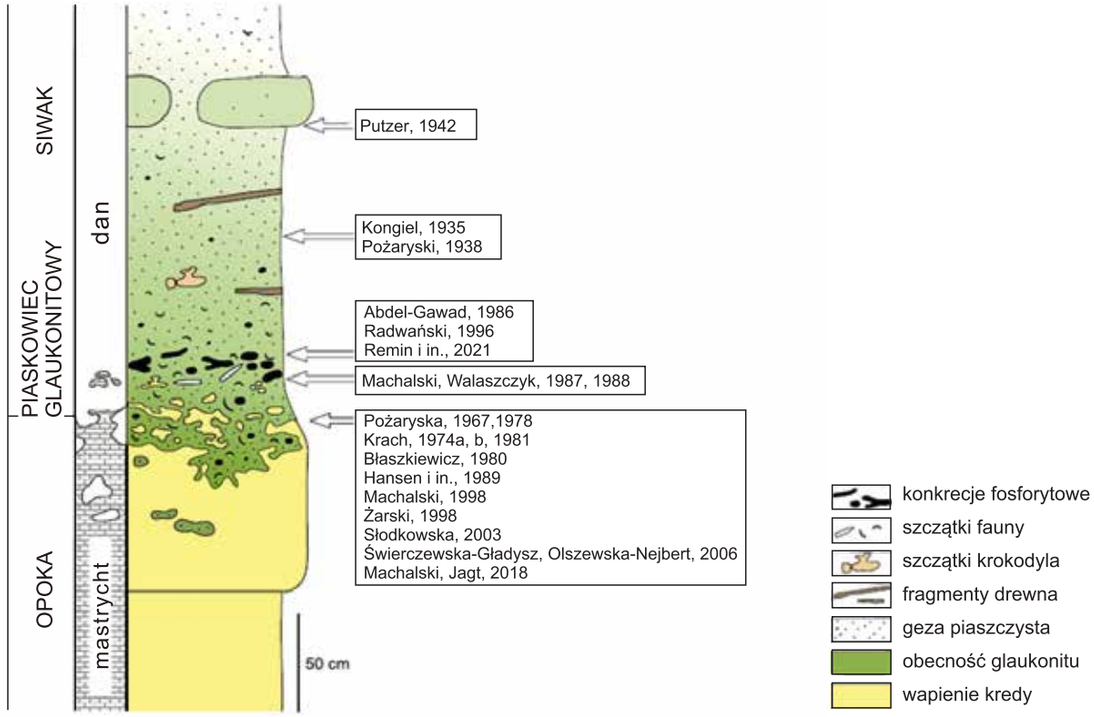


FIG. 16. Granica kreda/paleogen (mastrycht/dan) w okolicach Kazimierza Dolnego (wg różnych autorów na podstawie Machalskiego i in., 2022)



FIG. 17. Paleoceńskie pokrywy zwietrzelinowe *in situ* na skałach bazaltowych przedpola Sudetów w niecce żytawskiej na Górnych Łużycach – Kopalnia Węgla Brunatnego „Turów" (Słodkowska, Kasiński, 2016a)

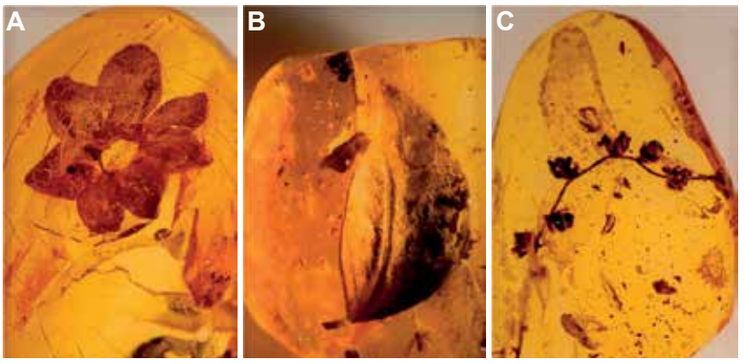
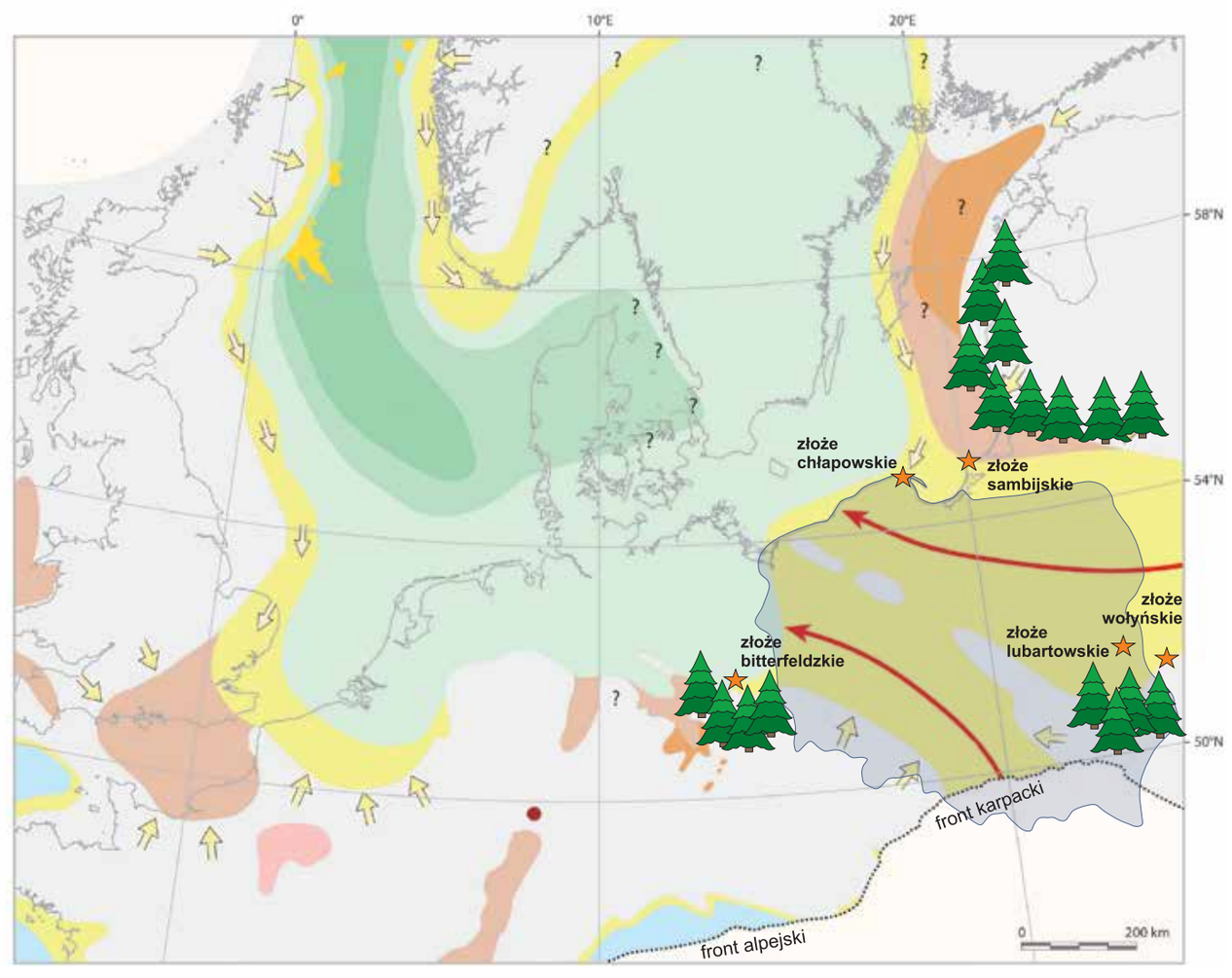


FIG. 18. Makroszczątki roślin z lasów bursztynodajnych zachowane w bursztynie (ze zbiorów Muzeum Bursztynu w Ribnitz-Damgarten, Niemcy; wg Słodkowskiej, Kasińskiego, 2016b): **A** – kwiat ostrokrzewu (*Ilex* sp.) (okrytozalążkowe), wielkość 0,8 cm; **B** – liść okrytozalążkowych, wielkość 2,4 cm; **C** – kwiaty dębu (*Quercus* sp.), wielkość 2,0 cm



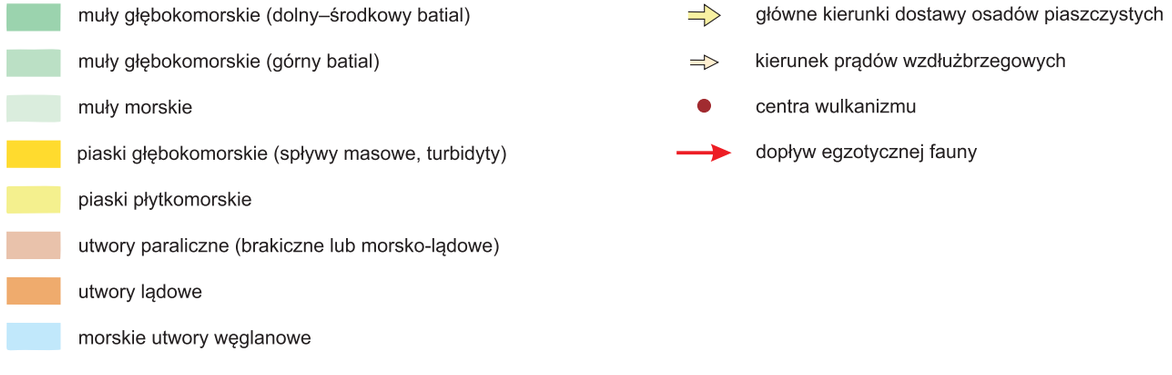


FIG. 19. Rozprzestrzenienie eoceńskich lasów bursztynodajnych i różnowiekowych paleogeńskich złóż bursztynu na obszarze Fennoskandii oraz wzdłuż wschodnich (tarcza ukraińska) i południowych (blok małopolski) wybrzeży eoceńskiego morza epikontynentalnego (Słodkowska, Kasiński, 2016b)

Paleogen w zapadlisku przedkarpackim 2

Marek Jasionowski

Utwory paleogenu zalegające pod morskimi osadami miocenu mają na terenie zapadliska przedkarpackiego bardzo ograniczone występowanie. Spoczywają one na zróżnicowanych litologicznie skałach podłoża – prekambru, paleozoiku lub mezozoiku (Oszczypko i in, 1989; Buła, Habryn, 2011). Stwierdzono je na dwóch obszarach (fig. 20): w NE części zapadliska (na południe od Biłgoraja – w rejonie Tarnogrodu), gdzie tworzą niewielkiej miąższości płat osadów morskich i lądowych (Gedl, 2000a, 2015; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl i in., 2016), oraz w okolicach Rzeszowa, na linii nasunięcia Karpat fliszowych, gdzie nawiercono lądowe osady głęboko wciętych dolin (Moryc, 1995). Ponadto w okolicach Krakowa (zob. Alexandrowicz, 1969; Felisiak, 1992, 2016; Wójcik i in, 2015), a także w innych rejonach w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Miziołek, Filar, 2019; Miziołek i in., 2022; Łaba-Biel i in., 2024), do paleogenu (przynajmniej częściowo) są przypisywane utwory lądowe związane z procesami wietrzeniowymi i krasowymi.

Osady eocenu i oligocenu w rejonie Tarnogrodu (Gedl, 2000a, 2015; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl i in., 2016) są genetycznie związane z podobnie wykształconymi utworami tego wieku na Niżu Polskim. Powstały one na obszarze platformowym przed uformowaniem się zapadliska przedkarpackiego, zatem nie mogą być uznane za utwory wypełniające to zapadlisko (Myśliwiec, Śmist, 2006). Nie zostały one dotychczas wydzielone jako osobne formalne jednostki litostratygraficzne lub przypisane do już istniejących wydzieleń. Pierwotnie ich ciągły zasięg musiał być dużo większy, jednak ograniczony do NE części zapadliska przedkarpackiego. Wskazuje na to nie tylko występowanie osadów w rejonie Tarnogrodu oraz na Roztoczu w rowie Sołokiji (Buraczyński, Krzowski, 1994; Gaździcka, 1994; Gedl, 2014), lecz także obecność redeponowanych dinocyst eoceńskich i oligoceńskich w morskich osadach badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego (zob. Gedl, 2012). Tereny położone dalej na zachód (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, rejon Krakowa) były w paleogenie obszarami lądowymi. Podlegały one erozji, a występujące tam lądowe osady związane z wietrzeniem i krasowieniem nie zawierają żadnych wskaźników biostratygraficznych, które przynajmniej częściowo wskazywałyby na ich paleogeński wiek (zob. Felisiak, 1992).

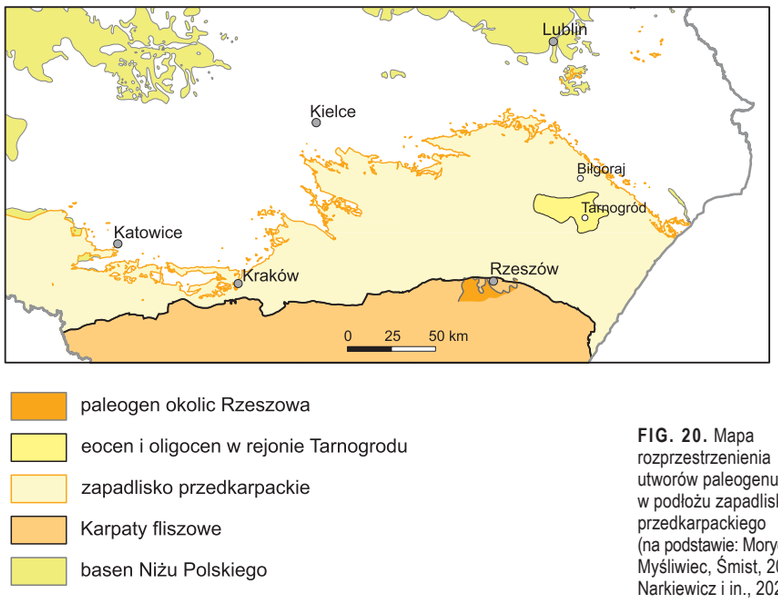


FIG. 20. Mapa rozprzestrzenienia utworów paleogenu w podłożu zapadliska przedkarpackiego (na podstawie: Moryc, 1995; Myśliwiec, Śmist, 2006; Narkiewicz i in., 2023)

Najstarszą częścią serii osadowej paleogenu z rejonu Tarnogrodu o udokumentowanym wieku są utwory piaszczyste spoczywające na skałach jury środkowej, które nawiercono w otworze Łukowa 4 na głęb. 812–822,7 m (fig. 21; Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl, 2015). Są one wykształcone jako ciemnoszare, dobrze wysortowane i intensywnie zbioturbowane drobnoziarniste piaskowce. W ich spągu występują klasty mułowców z jurajskiego podłoża. Wiek tych utworów na podstawie dinocyst określono na górny eocen (Gedl, 2015). Charakter palinofacji wskazuje na morskie środowisko sedymentacji w stosunkowo płytkim zbiorniku.

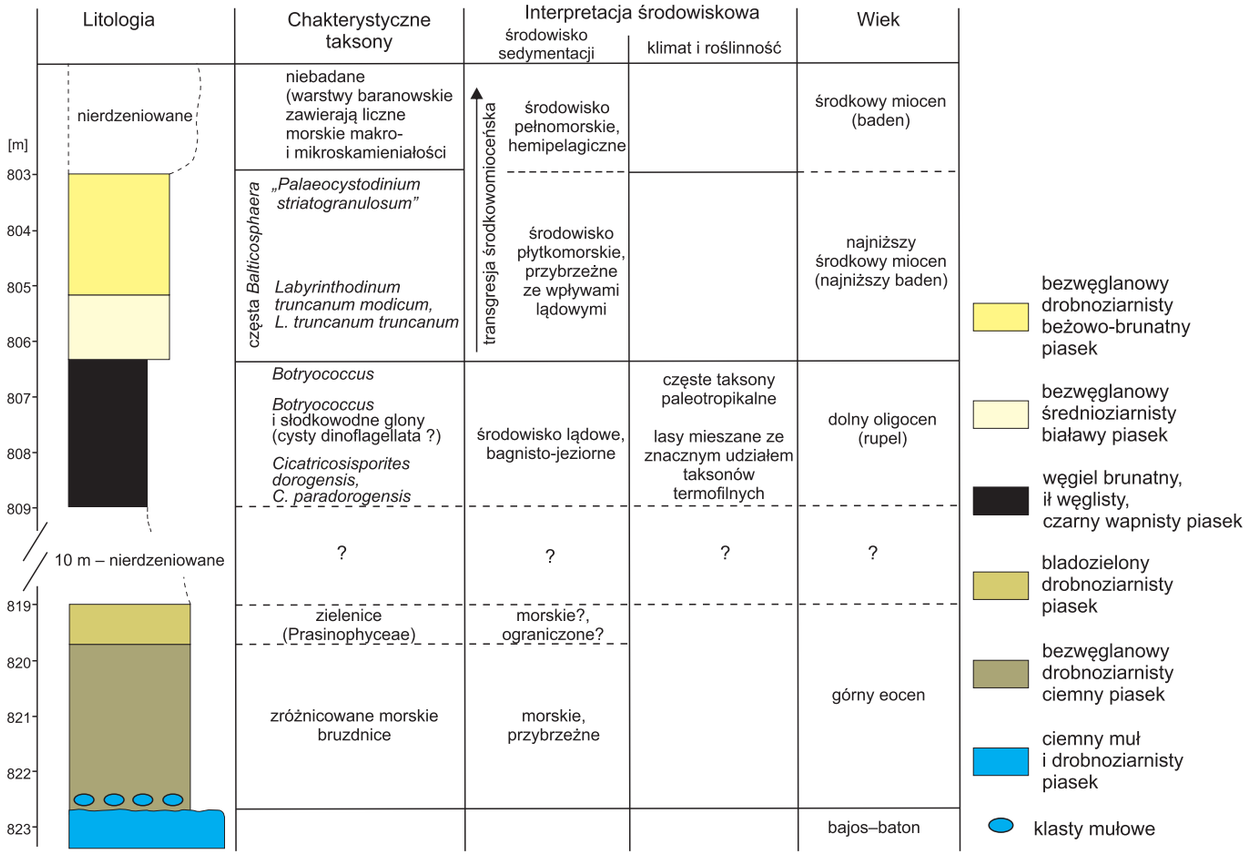


FIG. 21. Osady eocenu i oligocenu w otworze wiertniczym Łukowa 4 (Gedl i in., 2016)

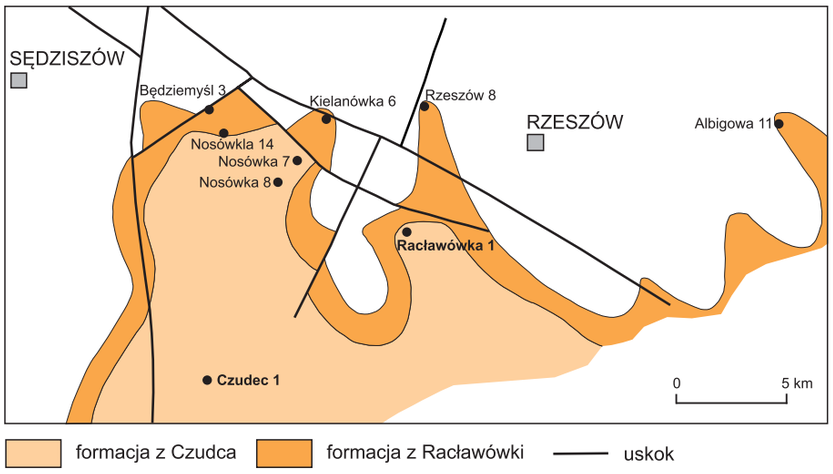


FIG. 22. Mapa utworów paleogenu wypełniających wcięte doliny w rejonie Rzeszowa

Utwory oligocenu mają szersze rozprzestrzenienie w zapadlisku przedkarpackim i zostały udokumentowane na podstawie wyników badań palinologicznych, poza otworem Łukowa 4, także w kilku innych wierceniach (Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl, 2015; Gedl i in., 2016). Na podstawie podobnego wykształcenia litologicznego i facjalnego, pozycji stratygraficznej oraz korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej stwierdzono je również w kolejnych odwiertach w tym rejonie. Sukcesja utworów oligoceńskich na omawianym obszarze wg Myśliwca i Śmista (2006) obejmuje dwa kompleksy litofacjalne: dolny złożony z brunatnych piaskowców z przewarstwieniami osadów fitogenicznych oraz górny, który tworzą jasne, dobrze przemyte i wysortowane piaski i piaskowce kwarcowe. Cechą wspólną obydwu wydzieleń jest bezwapnistość oraz brak makroskamieniałości. Ponieważ nie stwierdzono również możliwej do oznaczenia mikrofauny otwornicowej, to ich wiek określono na podstawie badań palinologicznych. Bogate zespoły dinocyst umożliwiające datowanie występują jedynie w dolnym kompleksie utworów oligocenu. Kompleks górny jest ich pozbawiony. Późniejsze badania Gedla i in. (2016) wykazały, że górny kompleks jest prawdopodobnie wieku środkowomioceńskiego (dolny baden; fig. 21).

Na obszarze między Rzeszowem a Sędziszowem występują w podłożu paleorynny erozyjne (paleodoliny) wypełnione osadami zlepieńcowymi i mułowcowo-piaskowcowymi o dużej miąższości (fig. 22, 23; Moryc, 1995). Są to osady lądowe, pozbawione mikrofauny morskiej, ale zawierające obfitą florę wskazującą prawdopodobnie na wiek paleogeński. Na tych utworach lub – w przypadku ich braku – bezpośrednio na osadach mezo-paleozoicznego podłoża, spoczywają przekraczająco utwory ilaste z morską mikrofauną dolnego badenu (formacja skawińska). Wyznaczają one w tym rejonie początek transgresji morza mioceńskiego. Podobne doliny kopalne związane z przedśrodkowomioceńską (paleogeńską?) erozją fluwialną, wypełnione osadami paleogeńskimi lub mioceńskimi, są znane z wielu innych miejsc pod nasunięciem Karpat fliszowych (zob. Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

Omawiane utwory dzielą się na dwa odmienne litologicznie kompleksy osadowe, które Moryc (1995) wyróżnił jako dwie oddzielne jednostki litostratygraficzne: formację zlepieńców z Racławówki i wyżej położoną formację mułowcowo-piaskowcową z Czudca (tab. 2). Utwory te poza otworami stratotypowymi (odpowiednio Racławówka 1 i Czudec 1) nawiercono na omawianym obszarze także w kilku innych odwiertach (fig. 23). Były one słabo rdzeniowane – pobrano wyłącznie pojedyncze rdzenie z krótkich interwałów głębokościowych; materiału rdzeniowego, który pozwalałby je scharakteryzować, jest zatem niewiele.

Formacja zlepieńców z Racławówki w stratotypowym otworze wiertniczym osiąga 130 m miąższości. Zalega ona na serii iłowcowo-łupkowej kulmu (karbon dolny), a przykryta jest mułowcami i piaskowcami formacji z Czudca (fig. 23). Tworzą ją zlepieńce polimiktyczne (Moryc, 1995; tab. 2). Litologia otoczaków wykazuje podobieństwo do utworów podłoża – osadów węglanowych dewonu lub karbonu i klastycznych utworów starszego paleozoiku. Wiek formacji oszacowano na podstawie zalegania pod opisaną niżej formacją z Czudca.

Formacja mułowcowo-piaskowcowa z Czudca w otworze stratotypowym (Czudec 1) osiąga miąższość prawie 100 m i spoczywa na wyżej opisanej formacji zlepieńców z Racławówki (Moryc, 1995). Jest ona zbudowana z mułowców i iłowców (tab. 2). Na ogół są to skały bezwapniste, z licznymi zwęglonymi szczątkami roślin (Moryc, 1995). Spotyka się także przewarstwienia piaskowców. W mułowcach w profilu otworu wiertniczego Czudec 1, Moryc (1995) stwierdził warstwę z drobnymi ślimakami. W formacji z Czudca nie znaleziono fauny morskiej, stwierdzono natomiast obecność obfitej makroflory lądowej. W przeciwieństwie do formacji z Czudca, nadległe osady ilaste formacji skawińskiej zawierają bogaty zespół mikrofauny morskiej dolnego badenu. Utwory formacji z Czudca są najpewniej osadami lądowymi o charakterze bagienno-jeziornym, na co wskazuje typ osadu oraz występująca w nich kopalna flora. Wiek utworów formacji z Czudca nie jest pewny i został wstępnie określony na podstawie badań florystycznych w otworach Nosówka 9 i Czudec 1 na paleogen, chociaż nie można wykluczyć, że utwory te to dolny miocen (Moryc, 1995; zob. też Jarosiński i in., 2010).

Formacja andrychowska wydzielona przez Oszczypko i Oszczypko-Clowes (2003) w otworze Andrychów 6 miała – przynajmniej częściowo – należeć do oligocenu. Kwalifikacja wiekowa tych osadów zdaniem Moryca (2005) może jednak budzić wątpliwości, a osady do niej zaliczane należą w istocie do formacji stryszawskiej (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki) i są wieku karpackiego (górny dolny miocen; Moryc, 2005).

W okolicach Krakowa w spągu morskich utworów miocenu występują osady lądowe – wietrzeniowe i krasowe, którym przypisuje się częściowo wiek oligoceński, częściowo dolnomioceński (Alexandrowicz, 1969; Felisiak, 1992), a w niektórych przypadkach także dolnokredowy (Wójcik i in., 2015; zob. też Felisiak, 2016). Są to utwory bez fauny – głównie gliny zwietrzelinowe, iły zielone, iły z krzemieniami i piaski kwarcowe powstałe w wyniku wietrzenia jurajskich i kredowych skał występujących w podłożu. Wypełniają one rozmaite erozyjne formy krasowe, często wykorzystujące powierzchnie spękań, a nawet uskoków, i ułożone w trzech piętrach (fig. 24). Osady najstarszego piętra górnego wypełniają drobne formy krasowe o rozwinięciu pionowym (studnie, rozmyte szczeliny, leje krasowe) i rzadziej poziomym (komory) oraz tworzą niewielkie wystąpienia na zboczach dolin. Są najbardziej zróżnicowane litologicznie i obejmują gliny zwietrzelinowe, iły i piaski. Środkowe piętro jest jednolite litologicznie (iły z krzemieniami oksfordzkimi) i reprezentuje system paleodolin krasowych. Dolinom tym towarzyszy system pustek krasowych wypełnionych białymi piaskami, krzemieniami i zielonymi iłami. Piętro dolne wyznaczają pionowe systemy kanałów i szczelin, rozwinięte pod dnami dolin do głębokości większej niż 100 m, wypełnione iłami i piaskami. Opisane utwory powstały prawdopodobnie w oligocenie i niższym miocenie (po karpat), równocześnie z uskokami środkowoalpejskimi, tworzącymi główne zręby i rowy tektoniczne omawianego obszaru. Podobne osady krasowe były opisywane ostatnio także z otworów wiertniczych z innych rejonów w podłożu zapadliska przedkarpackiego (Miziołek, Filar, 2019; Miziołek i in., 2022; Łaba-Biel i in., 2024).

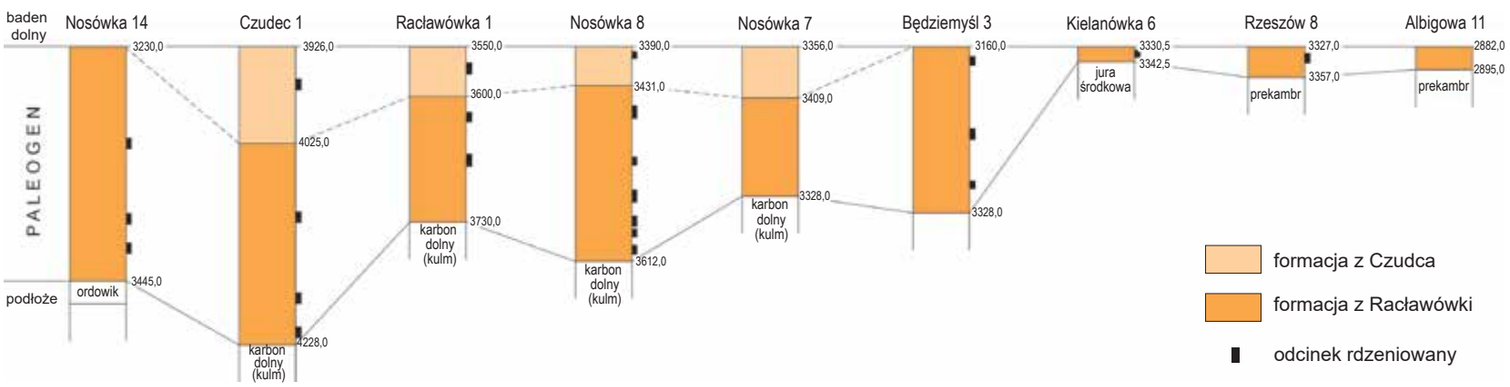


FIG. 23. Korelacja litostratygraficzna utworów paleogenu w rejonie Rzeszów–Sędziszów (Moryc, 1995)

TAB. 2. Schemat litostratygraficzny paleogenu w zapadlisku przedkarpackim

Nazwa (kreator)	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chrono-stratygraficzny	Uwagi
Formacja z Raclawówki (Moryc, 1995)	do 215	rejon Sędziszów Małopolski–Rzeszów	jednostka znana wyłącznie z kilku wierceń w rejonie Rzeszowa, wydzielona i opisana przez Moryca (1995)	otw. Racławówka 1, głęb. 3600,0–3730,0 m	południowa Polska, okolice Rzeszowa w rejonie nasunięcia karpackiego	zlepieńce polimiktyczne składające się z bardzo dobrze obtoczonych otoczaków, zwykle o średnicy 0,5–4,0 cm (rzadko do 7,0 cm), spojonych substancją ilasto-hematytową, barwy czerwonej i czerwono-zielonej; inwentarz otoczaków stanowią iłowce i mułowce czerwono-zielone, zbliżone do barwy spoiwa, piaskowce drobnoziarniste i pelityczne, szare, na ogół bezwapniste, piaskowce szarozielone z glaukonitem o spoiwie węglanowym oraz krystaliczne wapienie brązowobeżowe; rzadziej otoczaki twardych ciemnoszarych skał ilasto-krzemionkowych, piaskowców kwarcytowych (a nawet kwarcytów) stalowoszarych i różowych oraz szaroglazów; litologia otoczaków wykazuje podobieństwo do utworów podłoża – węglanowych dewonu lub karbonu i klastycznych starszego paleozoiku; zalega na osadach iłowcowo-łupkowych kulmu (karbon dolny), a przykryta jest mułowcami i piaskowcami formacji z Czudca	brak	paleogen?; wiek na podstawie zalegania pod formacją z Czudca	brak wskaźników biostratygra-ficznych
Formacja z Czudca (Moryc, 1995)	do 100	rejon Sędziszów Małopolski–Rzeszów	jednostka znana wyłącznie z kilku wierceń w rejonie Rzeszowa, wydzielona i opisana przez Moryca (1995)	otw. Czudec 1, głęb. 3926,0–4025,0 m	południowa Polska, okolice Rzeszowa w rejonie nasunięcia karpackiego	mułowce i iłowce, na przemian seledynowozielone, szarozielone i ciemnoszare, prawie czarne, na ogół bezwapniste, z licznymi zwęglonymi szczątkami roślin, niekiedy z większymi fragmentami zwęglonych gałązek drzew oraz drobnymi wystąpieniami węgla; spotyka się także warstwy piaskowców; w osadach tych powszechnie występuje piryt; cechą charakterystyczną formacji jest całkowity brak skamieniałości fauny morskiej oraz obecność obfitej makroflory, świadczących o lądowym środowisku sedymentacji; dolna granica formacji zaznacza się bardzo wyraźnie, zarówno charakterem litologicznym osadów, jak i na profilach geofizyki wiertniczej, a górna jest mniej jednoznaczna, gdyż powyżej występują podobne litologicznie utwory ilaste należące do formacji skawińskiej, jednak zawierające morską mikrofaunę badenu dolnego	obfita flora lądowa, ślimaki słodkowodne; brak fauny morskiej	paleogen?, ale nie można wykluczyć dolnego badenu	wiek niejednoznaczny (szerokie zasięgi wiekowe taksonów)
Osady eoceńskie	do kilku-nastu	rejon Tarnogrodu	utwory znane wyłącznie z wierceń z okolic Tarnogrodu opisane przez Myśliwca i Śmista (2006) oraz Gedla (2015)	otw. Łukowa 4, głęb. 812,0–822,7 m	izolowany płat w podłożu zapadliska przedkarpackiego na południe od Biłgoraju (okolice Tarnogrodu)	ciemnoszare, dobrze wysortowane, intensywnie zbioturbowane, drobnoziarniste piaskowce; spotyka się w nich rycia z ichnorodzaju *Ophiomorpha*; w spągu występują klasty podłoża	brak makroskamieniałości; liczne morskie bruzdnice (dinocysty), zielenice (prazynofity – *Prasinophyceae*); ichnoskamieniałości *Ophiomorpha*	eocen	–
Osady oligoceńskie	do kilku-dziesięciu	rejon Tarnogrodu	utwory znane wyłącznie z wierceń z okolic Tarnogrodu, m.in.: Wola Różaniecka 10, Jedlinki 2, Księżpol 11 i 12, Potok Górny 4, Łukowa 4 (zob. Myśliwiec, Śmist, 2006; Gedl, 2015; Gedl i in., 2016)	otw. Łukowa 4, głęb. 806,3–812,0 m	izolowany płat w podłożu zapadliska przedkarpackiego na południe od Biłgoraju (okolice Tarnogrodu)	brunatne piaskowce z soczewkami osadów fitogenicznych (w tym węgla brunatnego); bezwapniste, pozbawione makrofauny; warstwowane poziomo, soczewkowo, faliście i smużycie, ze strukturami zmarszczkowymi i rizoidami; powszechne bioturbacje; rozrzucony zwęglony detrytus flory oraz błyszczące łuski węgla; obok ziaren kwarcu obecne łyszczyki, skalenie, glaukonit i minerały ciężkie (cyrkon, rutyl i dysten); ubogie ilościowo spoiwo ma charakter oblekający ziarna, rzadziej kontaktowo-porowy i obejmuje autigeniczny glaukonit, tlenki Fe, kaolinit, szamozyt oraz niezidentyfikowany materiał kryptokrystaliczny	brak makrofauny; szczątki makroflory; liczne bruzdnice (dinocysty), palinomorfy	oligocen	–

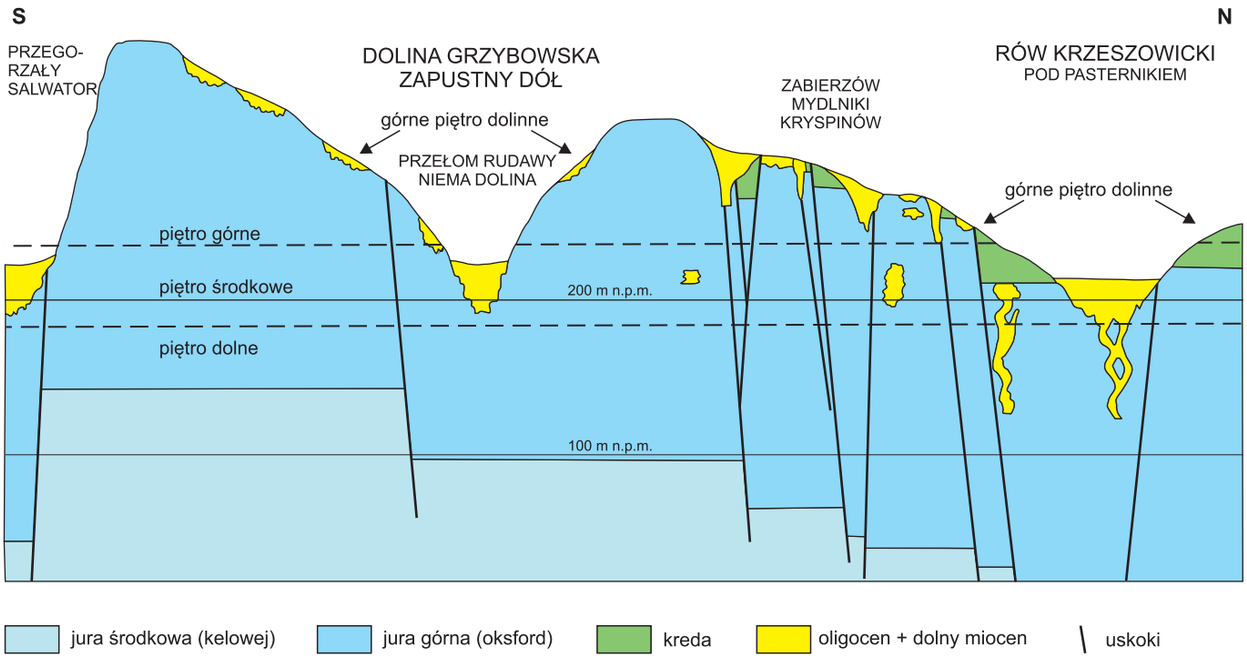


FIG. 24. Piętra krasu paleogeńskiego i neogeńskiego na południe od Rowu Krzeszowickiego między Zabierzowem a Krakowem (Felisiak, 1992)

3 Paleogen w Karpatach zewnętrznych

Tomasz Malata

Utwory paleogenu występują we wszystkich seriach osadowych Karpat zewnętrznych. W bardziej wewnętrznych z nich – magurskiej, dukielskiej/przedmagurskiej i wschodniej części serii śląskiej – dominują one pod względem miąższości i zajmowanej powierzchni. Profil prawie wszystkich serii osadowych Karpat zewnętrznych obejmuje cały paleogen, jedynie w serii dukielskiej kończy się w górnym oligocenie.

Profil paleogenu najbardziej północnej z karpackich serii osadowych – serii skolskiej – rozpoczyna się stropową częścią warstw inoceramowych (formacja ropianiecka – Kotlarczyk, 1978; kreda–paleocen; tab. 3), wykształconych jako łupki ilaste lub margliste przeławicane piaskowcami cienko- lub średnioławicowymi. Zawierają one warstwy wapieni turbidytowych (wapienie z Birczy – Gucik, 1963) oraz liczne pakiety osadów spływów podmorskich, często z egzotykami (iły babickie). Ku górze profilu przechodzą one w łupki pstre (paleocen–dolny eocen) wykształcone jako łupki ilaste barwy czerwonej lub zielonej, rzadko z cienkimi przeławiceniami piaskowców. Wyższa część eocenu to warstwy hieroglifowe – drobnorytmiczna seria zbudowana z zielonych łupków ilastych oraz piaskowców cienko- lub średnioławicowych. W jej obrębie miejscami występują iły z Czudca – osady spływów podmorskich. Warstwy hieroglifowe są nadścielone przez popielate margle o niewielkiej miąższości – margle globigerinowe (najwyższy eocen–najniższy oligocen). Powyżej margli osadziły się warstwy menilitowe (tab. 3). Ich spągowa część to warstwy podrogowcowe o niewielkiej miąższości, złożone zwykle z łupków brunatnych, rzadziej piaskowców. Nad nimi występują rogowce menilitowe – twarde skały krzemionkowe, brunatne, występujące w cienkich ławicach (fig. 25B). Powyżej nich często osadzały się jasne, twarde margle dynowskie. Główną masę warstw menilitowych tworzą jednak wyżej leżące brunatne, bitumiczne łupki ilaste. W centralnej



FIG. 25. Utwory paleogenu Karpat: **A** – warstwy menilitowe i krośnieńskie dolne (oligocen); Znamirowice; **B** – piaskowce, łupki, rogowce i margle – warstwy podrogowcowe i rogowce – warstwy menilitowe (oligocen); Krościenko; **C** – piaskowce gruboławicowe typu leskiego – warstwy krośnieńskie dolne (oligocen); Hoczew; **D** – piaskowce z Radziechowych (paleocen–eocen); Lipowa 14; **E** – warstwy menilitowe (oligocen); Rudawka Rymanowska; **F** – warstwy nadotryckie – warstwy krośnieńskie dolne (oligocen); Cisowiec. Fot. L. Balicki

części jednostki skolskiej są one rozdzielone gruboławicowymi piaskowcami kliwskimi o miąższości dochodzącej do kilkuset metrów. W zewnętrznej części jednostki skolskiej warstwy menilitowe kończą profil paleogenu (i przechodzą do dolnego miocenu). Ku południowi ich górna część jest zastępowana stopniowo przez warstwy krośnieńskie dolne (tab. 3), zbudowane głównie z gruboławicowych, drobnoziarnistych piaskowców muskowitowych przeławicanych szarymi mułowcami marglistmi. Miejscami pomiędzy warstwami menilitowymi a krośnieńskimi można wydzielić warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych (ilaste łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce), lokalnie zawierające również ławice lub konkrecje syderytowe.

Odmiennie wykształcona jest najbardziej zewnętrzna część serii skolskiej na południe od Przemyśla. Górna część warstw hieroglifowych jest zastąpiona przez jasne, miękkie margle i wapienie pasieczniańskie (eocen). Wyżej leżą warstwy popielskie (tab. 3) – miąższa olistostroma z wczesnego oligocenu. Zbudowana jest ona z ciemnoszarych mułowców, w profilu zastępuje warstwy podrogowcowe. Dopiero nad nimi zalegają warstwy menilitowe.

W najbardziej wewnętrznej części obszaru występowania serii skolskiej można zaobserwować z kolei facje przejściowe między serią skolską a podśląską. Są to drobnorytmiczne piaskowce i łupki z licznymi przewarstwieniami łupków i margli pstrych.

Położona na południe od serii skolskiej seria podśląska cechuje się bardzo małą miąższością starszego paleogenu i wykształceniem ilasto-marglistym. W paleocenie i we wczesnym eocenie osadziła się górna część margli węglowieckich – czerwone, jasnopopielate, zielonkawe lub plamiste miękkie margle. Ku górze profilu (od dolnego eocenu) są one zastępowane przez ilaste łupki pstre, a w górnym eocenie – przez ilaste łupki zielone. Wyżej w profilu tej serii znajdują się margle globigerinowe, warstwy menilitowe, przejściowe i krośnieńskie dolne, wykształcone podobnie jak w serii skolskiej. Jednak warstwy menilitowe cechuje znacznie bardziej ilasty charakter – bez piaskowców kliwskich, które ku południowi wyklinowują się już w południowej części obszaru występowania serii skolskiej.

W zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych do serii podśląskiej zaliczano zróżnicowane litologicznie utwory odsłaniające się m.in. w okolicach Żywca, Wadowic i w oknach tektonicznych strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Rozwój wielu z tych utworów wskazuje jednak na większe analogie litologiczne z serią skolską niż podśląską. Ogólnie występują tam (mniej lub bardziej lokalnie): piaskowce mszywiołowo-litotamniowe z Szydłowca (kreda–dolny paleocen), łupkowo-piaskowcowe drobnorytmiczne warstwy z Gorzenia (paleocen) i podobne do nich glaukonitowe piaskowce z Czerwina (paleocen). Wszystkie reprezentują facje typu warstw inoceramowych. Ponadto lokalnie wyróżnia się piaskowce i łupki z Radziechowych (paleocen–eocen; fig. 25D), łupki i margle pstre (paleocen–eocen), niekiedy z przewarstwieniami piaskowców typu ciężkowickich (eocen), łupki i cienkoławicowe piaskowce warstw hieroglifowych i łupki z Lipowej (fig. 26C) oraz warstwy menilitowe.

Bardziej wewnątrz – w stosunku do serii podśląskiej – osadziły się utwory serii śląskiej (tab. 3). Profil paleogenu tej serii rozpoczynają bardzo miąższe warstwy istebniańskie (kreda górna–paleocen). W wielu strefach da się je podzielić na warstwy istebniańskie dolne (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce), których sedymentacja (głównie w czasie kredy) mogła sięgać do wczesnego paleocenu, oraz warstwy istebniańskie górne (w całości paleoceńskie). Warstwy istebniańskie górne obejmują łupki istebniańskie dolne (ciemnoszare łupki z soczewami cienkoławicowych piaskowców), piaskowce istebniańskie górne (gruboławicowe piaskowce i zlepieńce z przeławiceniami ciemnoszarych, mułowcowych osadów spływów podmorskich) i łupki istebniańskie górne.

Nad warstwami istebniańskimi profil górnego paleocenu–eocenu tworzą łupki pstre, często z warstwami gruboławicowych piaskowców ciężkowickich oraz wyżej leżące drobnorytmiczne osady łupkowo-piaskowcowe (warstwy hieroglifowe). Są one przykryte marglami globigerinowymi (przełom eocenu i oligocenu) oraz warstwami menilitowymi (oligocen) zbudowanymi głównie z ilastych, brunatnych łupków bitumicznych (fig. 25A,E) z pakietem rogowców w spągu. Sporadycznie w dolnej części warstw menilitowych występują gruboławicowe piaskowce magdaleńskie. Miejscami powyżej warstw menilitowych spoczywają warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych, jak i krośnieńskich. Profil paleogenu serii śląskiej kończą warstwy krośnieńskie dolne. Generalnie ich dolna część jest zbudowana z gruboławicowych, drobno- lub średnioziarnistych piaskowców muskowitowych z przewarstwieniami łupków mułowcowych, które w NE części serii śląskiej stanowią cały profil warstw krośnieńskich (tzw. piaskowce facji leskiej; fig. 25C). W pozostałych strefach ku górze profilu przechodzą one w cienko- lub średnioławicową serię łupkowo-piaskowcową, miejscami z pakietami piaskowców gruboławicowych, a następnie w serię zbudowaną głównie z szarych, marglistych łupków mułowcowych.

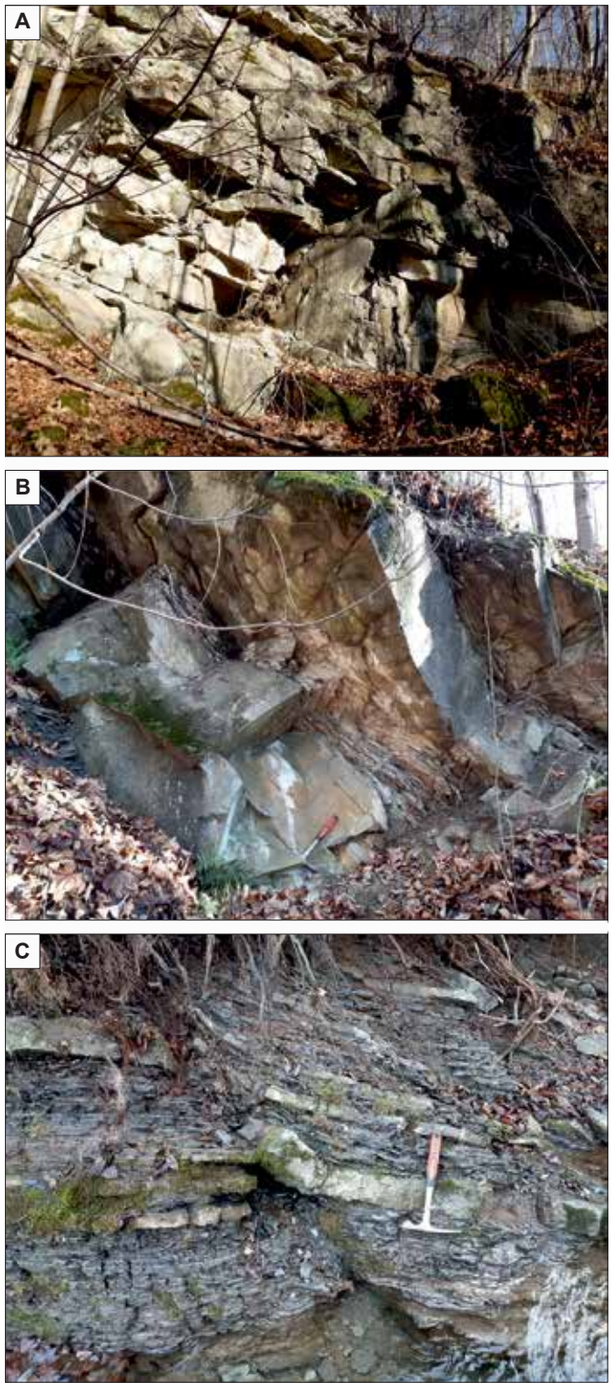


FIG. 26. Utwory paleogenu Karpat: **A** – piaskowce ciężkowickie górne (piaskowce ze Skawiec) – eocen dolny; Tarnawa Dolna; **B** – piaskowce z Mutnego (paleocen); Mutne; **C** – łupki z Lipowej (eocen); Lipowa 6. Fot. L. Balicki

W warstwach krośnieńskich dolnych serii śląskiej występują korelacyjne poziomy wapieni kokolitowych – wapień z Jasła i wapień z Zagórza. W serii skolskiej znajdują się one zazwyczaj w obrębie warstw menilitowych lub rzadziej – przejściowych.

Nieco odmiennie przedstawia się profil warstw krośnieńskich dolnych w SE części występowania serii śląskiej na terenie Polski (Bieszczady). Dolną i górną część ich profilu stanowią tam drobno- lub średniorytmiczne osady piaskowcowo-łupkowe (warstwy podotryckie i nadotryckie; fig. 25F). Rozdzielone są one kompleksem piaskowców otryckich (tab. 3) o miąższości miejscami przekraczającej 1000 m, zbudowanym głównie z muskowitowych piaskowców gruboławicowych o innym materiale i kierunku paleotransportu niż piaskowce gruboławicowe facji leskiej (fig. 25C). Przedzielane są one pakietami łupkowo-piaskowcowymi. W tej strefie wapienie kokolitowe z Jasła i Zagórza znajdują się w warstwach nadotryckich.

Kolejną, ku południowi, serią osadową Karpat zewnętrznych jest seria dukielska (tab. 3). W zachodniej jej części paleogen rozpoczyna się piaskowcowo-łupkowymi, drobno- lub średnioławicowymi warstwami inoceramowymi, których sedymentacja rozpoczęła się w późnej kredzie. W części wschodniej są one zastępowane warstwami łupkowskimi i piaskowcami ciśniańskimi. Piaskowcowo-łupkowe

TAB. 3. Schemat litostratygraficzny paleogenu w Karpatach zewnętrznych

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
				Seria
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-łupkowa z licznymi przeławiceniami innych skał, ogólnie pomiędzy formacją z Dołhego a łupkami pstrymi paleocenu–eocenu	warstwy ropianieckie (Paul, 1869); formacja z Ropianki (Kotlarczyk, 1978); formacja rybotycka (z Rybotycz) (Wójcik i in., 1996)*,**; częściowo: suita stryjska (Wiałow, 1951); formacja z Pisarzowic (Golonka i in., 2013)*	przejście łupków w margle krzemionkowe lub utwory piaskowcowo-łupkowe
Wapienie z Birczy	Gucik (1961)	wapienie detrytyczne w stropowej części warstw inoceramowych lub w spągowej części łupków pstrych	–	spąg najniższego przewarstwienia wapienia detrytycznego
Iły babickie	Kropaczek (1917a)	osady spływów podmorskich z egzotykami w górnej części warstw inoceramowych lub w łupkach pstrych	częściowo: okruchowce z Makówki (Kotlarczyk, 1978)	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej warstw inoceramowych lub w łupkach pstrych
Łupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	ilaste łupki o barwach czerwonych i zielonych powyżej warstw inoceramowych	formacja pstrych łupków (Rajchel, 1990); formacja łupków pstrych z Żohatynia (Wójcik i in., 1996)*	przejście od szarych łupków z piaskowcami w zielone i czerwone łupki ilaste
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria łupkowo-piaskowcowa, zwykle bezwapnista, pomiędzy łupkami pstrymi a marglami globigerinowymi	formacja hieroglifowa (Rajchel, 1990); formacja hieroglifowa z Bachórza (Wójcik i in., 1996)	przejście od zielonych i czerwonych łupków ilastych w serię łupkowo-piaskowcową
Iły z Czudca	Rajchel (1990)	osady spływów podmorskich (niekiedy z egzotykami) w obrębie warstw hieroglifowych jednostki skolskiej	–	powtarzające się przewarstwienia w obrębie warstw hieroglifowych
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi a menilitowymi	ogniwo margli globigerinowych ze Strwiąża, formacja hieroglifowa (Rajchel, 1990); formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście od łupków ilastych zielonych warstw hieroglifowych w margle
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996*)	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce
Warstwy podrogowcowe	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	mało miąższy pakiet łupków brunatnych i piaskowców między marglami globigerinowymi a rogowcami	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo podrogowcowe z Łodyny (Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce
Rogowce menilitowe	Glocker (1843)	pakiet warstwowanych skał krzemionkowych w dolnej części warstw menilitowych	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dynowa (z Ulanicy) (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się ławic rogowców wśród brunatnych łupków
Margle dynowskie	Kotlarczyk (1966)	pakiet jasnych margli w dolnej części warstw menilitowych, przeławicający się z górną częścią rogowców lub nadścielający je	margle z Ulanicy (Jerzmańska, Jucha, 1963); formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dynowa (z Ulanicy) (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się ławic margli wśród rogowców lub łupków brunatnych
Piaskowce kliwskie	Paul, Tietze (1877)	pakiet gruboławicowych piaskowców kwarcowych w obrębie warstw menilitowych	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo piaskowców kliwskich (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się licznych przewarstwień gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków brunatnych
Warstwy przejściowe	nieznany	seria o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne, niekiedy piaskowce kliwskie), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce); wydziela się je tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*; warstwy przejściowe z Liskowatego (Malata, Zimnal, 2016)	pojawienie się w profilu łupków brunatnych piaskowców lub mułowców typu warstw krośnieńskich; niekiedy pakiety o litotypie warstw krośnieńskich w obrębie warstw menilitowych określa się nazwą warstwy łopianieckie
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
Warstwy krośnieńskie dolne	Horwitz (1930) *sensu* Żgiet (1961)	w jednostce skolskiej są to głównie gruboławicowe piaskowce muskowitowe	–	początek zwartego pakietu gruboławicowych piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych lub przejściowych
Margle i wapienie pasieczniańskie	Paul, Tietze (1877)	seria marglista zastępująca górną część warstw hieroglifowych w najbardziej zewnętrznej części jednostki skolskiej	–	początek pakietu jasnych margli powyżej warstw hieroglifowych
Warstwy popielskie	Kropaczek (1919)	ciemne osady spływów podmorskich z egzotykami, poniżej warstw menilitowych	–	ostra granica z warstwami hieroglifowymi lub marglami pasieczniańskimi
				Seria
Margle węglowieckie	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	miękkie pstre margle kredowo-paleogeńskie	formacja margli węglowieckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja typu węglowieckiego (Golonka i in., 2013)*	przejście od pstrych łupków godulskich (rzadko piaskowców istebniańskich) w pstre margle
Łupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	łupki ilaste barwy czerwonej i zielonej	–	stopniowe przejście pstrych margli lub serii glaukonitowej (piaskowce z Gorzenia, piaskowce z Czerwina) w pstre łupki ilaste
Piaskowce z Szydłowca	Książkiewicz (1951)	górnokredowa seria piaskowcowo-zlepieńcowa powiązana przejściami z marglami węglowieckimi i glaukonitową serią piaskowcowo-łupkową; stanowią odpowiednik warstw inoceramowych w strefie zazębiania się facji skolskiej i podśląskiej	piaskowce bryozoowo-litotamniowe; formacja z Poznachowic, ogniwo piaskowców z Goryczkowca (Golonka i in., 2013)*	zwykle tektoniczna, ale miejscami przejście od pstrych margli węglowieckich
Warstwy z Gorzenia	Książkiewicz (1951)	seria glaukonitowa powyżej piaskowców z Szydłowca; stanowią odpowiednik górnej części warstw inoceramowych w strefie zazębiania się facji skolskiej i podśląskiej	piaskowce z Czerwina (Burtan, 1956); formacja z Poznachowic, ogniwo piaskowców z Gorzenia (Golonka i in., 2013)*	stopniowe przejście od piaskowców z Szydłowca

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne; ** Wójcik i in. (1996) przedstawili dwa warianty nazwy formacji; *** Grzybowski (1987) opisał te utwory bez wprowadzania nazwy, Hiltermann (1943) wprowadził nazwę warstwy globigerinowe, a Bieda (1946) nazwał je marglami globigerynowymi,

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
skolska					
przejście utworów piaskowcowo-łupkowych lub łupkowych w osady paleogenu o dominacji pstrych łupków	2200	jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w jednostkach dukielskiej i magurskiej)	cienko- i średnioławicowe piaskowce przeławicane łupkami marglistymi, z przewarstwieniami margli turbidytowych, łupków pstrych, gruboławicowych piaskowców i zlepieńców oraz osadów osuwisk podmorskich	otwornice, nanoplankton, małże, amonity	turon–paleocen
strop najwyższego przewarstwienia wapienia detrytycznego	25	środkowa część jednostki skolskiej	uławicone, uziarnione frakcjonalnie jasnokremowe wapienie detrytyczne, zapiaszczone, przeławicane piaskowcami i łupkami	otwornice, nanoplankton	paleocen
powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-łupkowej warstw inoceramowych lub w łupkach pstrych	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej	ciemnoszare lub czarne bezstrukturowe mułowce piaszczyste z egzotykami wapieni, piaskowców, łupków łyszczykowych, węgla kamiennego	otwornice, nanoplankton, ślimaki, małże	mastrycht–paleocen
przejście od zielonych i czerwonych łupków ilastych w serię łupkowo-piaskowcową warstw hieroglifowych, a w wewnętrznej części jednostki skolskiej do warstw menilitowych	200	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	czerwone, zielone i rzadziej jasnoszare łupki ilaste, bezwapniste, miejscami z przewarstwieniami cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców	otwornice	paleocen–eocen (zwykle sięgają do dolnego eocenu, ale w wewnętrznej części jednostki mogą trwać po eocen górny)
ostra granica pomiędzy serią łupkowo-piaskowcową z dominacją zielonych łupków ilastych a łupkami brunatnymi warstw menilitowych (podrogowcowych)	250	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	zielone łupki ilaste z przeławiceniami cienko- lub średnioławicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych, z glaukonitem	otwornice	środkowy–górny eocen
powtarzające się przewarstwienia w obrębie warstw hieroglifowych	15	niemal cała jednostka skolska (z wyjątkiem części najbardziej wewnętrznej)	brązowe mułowce piaszczyste, margliste, z egzotykami, głównie skał osadowych	otwornice, nanoplankton wapienny	środkowy–górny eocen
przejście margli w brunatne łupki bitumiczne warstw menilitowych	1–27	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle turbidytowe z przeławiceniami zielonych łupków ilastych i cienkoławicowych piaskowców (Leszczyński, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	granica eocen/oligocen
pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowitowych i (lub) szarych mułowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	650	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców, rogowcami i marglami w dolnej części oraz pakietem gruboławicowych, kwarcowych piaskowców kliwskich	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Kotlarczyk i in., 2006)	oligocen–dolny miocen
pojawienie się wśród brunatnych łupków ławic rogowców	30	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki bitumiczne, często skrzemionkowane, z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców, rzadko zastąpione przez gruboławicowe piaskowce kwarcowe lub zlepieńce (patrz fig. 27B)	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	dolny oligocen
zanik ławic rogowców wśród łupków brunatnych	30	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	uławicone twarde skały krzemionkowe barwy brunatnej przeławicane skrzemionkowanymi łupkami brunatnymi, piaskowcami glaukonitowymi i twardymi marglami (patrz fig. 27B)	otwornice	dolny oligocen
zanik ławic margli wśród łupków brunatnych	20	cała jednostka skolska	jasne, białawe margle z podrzędnymi przewarstwieniami rogowców i łupków brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Bieńkowska-Wasiluk, 2021)	dolny oligocen
zanik przewarstwień gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków brunatnych	600	jednostka skolska, z wyjątkiem części najbardziej południowej	gruboławicowe piaskowce kwarcowe, zwykle słabo zwięzłe, glaukonitowe, często groboziarniste, podrzędnie przeławicane bitumicznymi łupkami brunatnymi	otwornice, ryby	oligocen, możliwe przejście do dolnego miocenu
zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich	250	wydzielenie występuje lokalnie, ale jego rozprzestrzenienie to cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przeławicające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i zwykle gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	2500	cała jednostka skolska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
przejście (zwykle dość ostre) w łupki z Niebylca lub serię piaskowcowo-łupkową warstw krośnieńskich górnych	1000	południowa część jednostki skolskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	gruboławicowe, nielaminowane, zwykle drobno- lub średnioziarniste piaskowce silnie muskowitowe z podrzędnymi przeławiceniami szarych łupków mułowcowych, marglistych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
ostra granica z ciemnymi mułowcami warstw popielskich	90	łuski Koniuszy i Kniażyc na południe od Przemyśla	cienkoławicowe wapienie margliste i margle barwy kremowej, sporadycznie przeławicane piaskowcami	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
ostra granica z warstwami menilitowymi	130	łuska Koniuszy na południe od Przemyśla	ciemnoszare mułowce margliste z egzotykami (głównie mezozoicznych wapieni i margli oraz fragmentów skał Karpat zewnętrznych)	otwornice, nanoplankton wapienny, cysty bruzdnic (Suchocka i in., 2019)	dolny oligocen
podśląska					
przejście pstrych margli w pstre łupki paleogeńskie	150	jednostka podśląska, brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej	miękkie margle barwy czerwonej, zielonej, popielatej lub plamistej	otwornice, nanoplankton	kampan–eocen
ostre przejście do margli globigerinowych lub warstw menilitowych	100	cała jednostka podśląska	czerwone i zielone łupki ilaste	otwornice	paleocen–eocen
stopniowe przejście w glaukonitowe warstwy z Gorzenia	250	okno tektoniczne Żywca, okolice Wadowic, okna tektoniczne Wiśniowej i Skrzydlnej	cienko- i średnioławicowe piaskowce wapniste, mikowe, zwięzłe, z przewarstwieniami zlepieńców kwarcowych z łupkami krystalicznymi i okruchami litotamniów	otwornice, nanoplankton wapienny, mszywioły, litotamnia	mastrycht–paleocen
przejście w łupki pstre	100	okolice Wadowic	piaskowce cienko- i średnioławicowe, drobnoziarniste, glaukonitowe, z podrzędnymi przeławiceniami szarozielonych łupków ilastych, niekiedy z przewarstwieniami łupków pstrych	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen

**** jednostkę wprowadził Watycha (1975), a Cieszkowski (1979) ją zredefiniował, zmniejszając wyraźnie zasięg w profilu

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Piaskowce z Czerwina	Burtan (1956)	piaskowce glaukonitowe i łupki zielone występujące pod łupkami pstrymi	warstwy z Gorzenia (Książkiewicz, 1951); formacja z Poznachowic, ogniwo piaskowców z Czerwina (Golonka i in., 2013)*	nad marglami węglowieckimi lub piaskowcami z Szydłowca
Piaskowce z Radziechowych	Nescieruk (1998)	seria piaskowcowo-łupkowa pomiędzy łupkami pstrymi a zielonoszarą serią iłowcową (łupki z Lipowej, warstwy hieroglifowe)	formacja z Lipowej, ogniwo z Radziechowych (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych w serię piaskowcowo-łupkową
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria łupkowo-piaskowcowa pod warstwami menilitowymi lub marglami globigerinowymi	łupki z Lipowej	przejście od łupków pstrych lub serii piaskowcowo-łupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych
Łupki z Lipowej	Nescieruk (1998)	seria głównie iłowcowa powyżej piaskowcowo-łupkowej serii piaskowców z Radziechowych	warstwy hieroglifowe; formacja z Lipowej (Golonka i in., 2013)*	przejście od serii piaskowcowo-łupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi lub łupkami pstrymi a warstwami menilitowymi	formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście od łupków ilastych zielonych warstw hieroglifowych
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996*)	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce
Warstwy przejściowe	nieznany	seria o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu łupków brunatnych piaskowców lub mułowców typu warstw krośnieńskich
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
				Seria
Warstwy istebniańskie	Hohenegger (1861)	osady o przewadze gruboławicowych piaskowców kwarcowych, zwykle z przewarstwieniem i nadkładem ciemnoszarych utworów łupkowo-piaskowcowych	formacja istebniańska (Wójcik i in., 1996; Golonka i in., 2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce
Warstwy istebniańskie dolne	Uhlig *w:* Liebus (1902)	miąższa seria gruboławicowych piaskowców kwarcowych	piaskowce z Suchej Góry (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo piaskowców z Suchej Góry (Rożnowa) (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Czarnej Wisełki (Golonka i in., 2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w gruboławicowe piaskowce
Łupki istebniańskie dolne	Uhlig *w:* Liebus (1902)	kompleks o przewadze ciemnoszarych łupków ilastych rozdzielający dwa miąższe pakiety gruboławicowych piaskowców istebniańskich	formacja istebniańska, ogniwo łupków z Oczkowa (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Janoski (Golonka i in., 2013)*	przejście pakietu gruboławicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców
Piaskowce istebniańskie górne	Uhlig *w:* Liebus (1902)	wyższy z dwóch kompleksów gruboławicowych piaskowców kwarcowych otoczony pakietami o przewadze ilastych łupków ciemnoszarych	piaskowce czarnorzeckie (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo piaskowców czarnorzeckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Jasnowic (Golonka i in., 2013)*	ostre przejście kompleksu łupkowo-piaskowcowego w piaskowce gruboławicowe
Łupki istebniańskie górne	Uhlig *w:* Liebus (1902)	wyższy z dwóch kompleksów o przewadze ciemnoszarych łupków ilastych spoczywający na pakiecie gruboławicowych piaskowców kwarcowych, nadścielony łupkami pstrymi	łupki czarnorzeckie (Goblot, 1928); formacja istebniańska, ogniwo łupków z Janoski (Wójcik i in., 1996)*; formacja istebniańska, ogniwo z Kamesznicy (Golonka i in., 2013)*	przejście pakietu gruboławicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców
Łupki pstre	nieznany	paleogeńskie utwory o dominacji ilastych łupków czerwonych i zielonych	formacja ciężkowicka, ogniwa łupków pstrych z Biecza i z Kowalowych (Wójcik i in., 1996)*	przejście ciemnoszarego kompleksu łupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone
Piaskowce ciężkowickie	Walter, Dunikowski (1883)	gruboławicowe piaskowce kwarcowe występujące jako pakiety wśród łupków pstrych	formacja ciężkowicka, ogniwo piaskowców z Ciężkowic (Wójcik i in., 1996)*; formacja ciężkowicka (Golonka i in., 2013)*	pakiet (lub kilka pakietów) gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych lub utworów typu warstw hieroglifowych
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	utwory łupkowo-piaskowcowe o przewadze zielonych łupków ilastych występujące pomiędzy łupkami pstrymi a marglami globigerinowymi i warstwami menilitowymi	formacja z Łączek Jagiellońskich (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Pogorzan (Golonka i in., 2013)*	stopniowe przejście czerwonych i zielonych łupków ilastych w serię łupkowo-piaskowcową z przewagą zielonych łupków ilastych
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi lub łupkami pstrymi a warstwami menilitowymi	formacja margli globigerinowych ze Znamirowic (Wójcik i in., 1996; Golonka i in., 2013)*	dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996)*	gwałtowne przejście od jasnych margli w kompleks ze znaczącym udziałem brunatnych łupków bitumicznych (lokalnie w piaskowce glaukonitowe)
Piaskowce magdaleńskie	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	gruboławicowe piaskowce kwarcowe zastępujące lokalnie warstwy menilitowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo piaskowców magdaleńskich (Wójcik i in., 1996)*	przejście pakietu jasnych margli w kompleks piaskowców glaukonitowych
Warstwy przejściowe	nieznany	utwory o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu łupków brunatnych piaskowców lub mułowców muskowitowych typu warstw krośnieńskich
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem

TAB. 3. cd.

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
przejście w pstre łupki	50	okno tektoniczne Wiśniowej	cienkoławicowe piaskowce glaukonitowe laminowane konwolutnie, średnio- lub gruboziarniste, przeławicane szarozielonymi łupkami ilastymi	otwornice	paleocen
przejście od serii piaskowcowo-łupkowej w serię o dominacji łupków zielonoszarych	80	okno tektoniczne Żywca	średnio-, grubo- i cienkoławicowe zielone piaskowce glaukonitowe o spoiwie wapnistym, uziarnione frakcjonalnie, średnio- i gruboziarniste, przeławicane łupkami marglistymi barwy szarozielonej i beżowej (Leśniak, Waśkowska-Oliwa, 2001; patrz fig. 27D)	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
przejście od serii głównie łupkowej w serię marglistą (margle globigerinowe) lub łupki bitumiczne (warstwy menilitowe)	150	miejscami w jednostce podśląskiej	zielone i szare łupki ilaste z przeławiceniami piaskowców cienkoławicowych (patrz fig. 28C)	otwornice	eocen
przejście od serii głównie łupkowej w serię marglistą (margle globigerinowe)	120	okno tektoniczne Żywca	łupki ilaste zielonobrunatne i jasnoszare, sporadycznie przeławicane piaskowcami cienkoławicowymi	otwornice	eocen
przejście w brunatne łupki bitumiczne warstw menilitowych	5	cała jednostka podśląska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle turbidytowe z przeławiceniami zielonych łupków ilastych i cienkoławicowych piaskowców (Leszczyński, 1996, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	granica eocen/oligocen
pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowitowych i (lub) szarych mułowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	150	zachodnia i wschodnia część jednostki podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców oraz rogowcami i marglami w dolnej części	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen–dolny miocen
zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich	150	miejscami w jednostce podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przeławicające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i zwykle gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	500	zachodnia i wschodnia część jednostki podśląskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
śląska					
przejście ciemnoszarego kompleksu łupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone	1500	cała jednostka śląska	bardzo gruboławicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe z pakietami ciemnoszarych utworów łupkowo-piaskowcowych w środku i w stropie wydzielenia	otwornice	kampan–paleocen
przejście w ciemnoszare łupki istebniańskie	1100	cała jednostka śląska	bardzo gruboławicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe, ze zwietrzałymi skaleniami i muskowitem, słabo zwięzłe, podrzędnie przeławicane czarnymi łupkami ilastymi (Strzeboński, 1999)	otwornice	kampan–paleocen
ostre przejście kompleksu łupkowo-piaskowcowego w piaskowce gruboławicowe	200	cała jednostka śląska	ciemnoszare łupki mułowcowe i ilaste z podrzędnymi przeławiceniami piaskowców cienkoławicowych, miejscami z pakietami łupków pstrych	otwornice	paleocen
przejście pakietu gruboławicowych piaskowców w ciemnoszary kompleks łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców	600	cała jednostka śląska	grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce gruboziarniste i zlepieńce kwarcowe ze skaleniami o barwie beżowej, szarej lub rdzawej, z podrzędnymi przeławiceniami ciemnoszarych łupków mułowcowych oraz pakietami żwirowców ilastych	otwornice	paleocen
przejście ciemnoszarego kompleksu łupkowo-piaskowcowego w łupki ilaste czerwone i zielone	480	cała jednostka śląska	ciemnoszare łupki mułowcowe i ilaste z podrzędnymi przeławiceniami piaskowców cienkoławicowych, miejscami z pakietami łupków pstrych i soczewkami lub warstwami syderytów	otwornice	paleocen
stopniowe przejście czerwonych i zielonych łupków ilastych w serię łupkowo-piaskowcową z przewagą zielonych łupków ilastych	150	cała jednostka śląska	łupki ilaste czerwone i zielone, rzadko z przeławiceniami cienkoławicowych piaskowców	otwornice	paleocen–eocen
pakiet (lub kilka pakietów) gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych lub utworów typu warstw hieroglifowych	500 (sumaryczna miąższość pakietów)	miejscami, głównie środkowa i wschodnia część jednostki śląskiej	grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce średnio- i gruboziarniste oraz zlepieńce z podrzędnymi przeławiceniami łupków mułowcowych szarych, zielonych lub czerwonych (Leszczyński, 1981)	otwornice	paleocen–eocen
dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle	450	cała jednostka śląska	zielone, szare i brunatne łupki ilaste i mułowce z przeławiceniami cienkoławicowych piaskowców drobnoziarnistych oraz miejscami pakietami łupków pstrych	otwornice	eocen
przejście pakietu jasnych margli w kompleks ze znacznym udziałem brunatnych łupków bitumicznych	20	cała jednostka śląska	miękkie, popielate margle z przeławiceniami zielonych łupków ilastych i cienkoławicowych piaskowców (Leszczyński, 1997)	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowitowych i (lub) szarych mułowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	600	cała jednostka śląska	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców oraz rogowcami i marglami w dolnej części; lokalnie zastąpione przez piaskowce kwarcowe (patrz fig. 27A, E)	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen
stopniowe przejście pakietu glaukonitowych piaskowców kwarcowych w kompleks piaskowców muskowitowych, utwory typu warstw przejściowych lub w brunatne łupki menilitowe	200	południowa część jednostki śląskiej w rejonie Gorlic, na wschód od Dunajca i w rejonie Jasła („piaskowce kliwskie")	gruboławicowe, średnio- i gruboziarniste piaskowce glaukonitowe, kwarcowe, słabo zwięzłe, z podrzędnymi przeławiceniami łupków brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich	200	wydzielenie występuje tylko miejscami (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przeławicające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i zwykle gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	3000	cała jednostka śląska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Warstwy krośnieńskie dolne	Horwitz (1930); *sensu* Żgiet (1961)	miąższy kompleks piaskowców muskowitowych i szarych mułowców marglistych w zmiennych proporcjach	–	pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
Piaskowce facji leskiej	Żytko (1968)	gruboławicowe piaskowce muskowitowe, zwykle tylko w dolnej części warstw krośnieńskich dolnych, w NE części jednostki śląskiej obejmują cały profil tych warstw	formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców z Leska (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków menilitowych lub warstw przejściowych w utwory o dominacji gruboławicowych, drobnoziarnistych piaskowców muskowitowych
Wapień z Jasła	Uhlig (1883)	laminowane wapienie kokolitowe, będące przewarstwieniem i poziomem korelacyjnym w obrębie warstw menilitowych (jedn. skolska) lub krośnieńskich (jedn. śląska i dukielska)	łupki jasielskie (Uhlig, 1883)	spąg najniższej ławicy wapienia laminowanego
Wapień z Zagórza	Haczewski (1984)	wapienie kokolitowe (wyższy poziom), nielaminowane i laminowane	–	spąg nielaminowanej ławicy wapienia z dwoma ciemnymi smugami
Warstwy podotryckie	Żytko (1968)	cienko- i średnioławicowe muskowitowe utwory piaskowcowo-łupkowe poniżej piaskowców otryckich	formacja krośnieńska, ogniwo z Zatwarnicy (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków menilitowych lub warstw przejściowych w średnio- lub cienkoławicowe utwory piaskowcowo--łupkowe pozbawione istotnych przewarstwień łupków brunatnych
Piaskowce otryckie	Sikora (1959)	pakiety gruboławicowych, twardych piaskowców głównie kwarcowych, zwykle przeławicane cienkoławicowymi pakietami piaskowcowo-łupkowymi	formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców otryckich (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście średnio- lub cienkoławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych w osady o istotnym udziale gruboławicowych piaskowców o dominacji kwarcu
Warstwy nadotryckie	Żytko (1968)	cienko- i średnioławicowe muskowitowe utwory piaskowcowo-łupkowe powyżej piaskowców otryckich	–	stopniowy, diachroniczny zanik gruboławicowych piaskowców kwarcowych w obrębie utworów piaskowcowo--łupkowych (strop najwyższego pakietu piaskowcowego położonego w pobliżu innych pakietów piaskowcowych)
				Seria
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-łupkowa w najniższej części profilu zachodniej części jednostki dukielskiej	warstwy ropianieckie (Paul, 1869)	tektoniczna
Warstwy łupkowskie	Leško i in. (1960)	seria łupkowo-piaskowcowa w najniższej części profilu wschodniej części jednostki dukielskiej	–	tektoniczna
Piaskowce ciśniańskie	Opolski (1926)	gruboławicowe piaskowce w górnej części warstw inoceramowych jednostki dukielskiej	kreda ciśniańska (Opolski, 1928)	stopniowe przejście od warstw łupkowskich
Warstwy z Majdanu	Koszarski i in. (1961)	kompleks o przewadze ciemnych łupków ilastych powyżej piaskowców ciśniańskich	–	przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji ciemnych łupków ilastych
Piaskowce z Wielkiej Rawki	Haczewski i in. (2016)	pakiet piaskowców gruboławicowych pomiędzy warstwami z Majdanu a warstwami hieroglifowymi (włączany jest tu też podobny pakiet w obrębie warstw hieroglifowych, mogący odpowiadać piaskowcom przybyszowskim)	piaskowce z Bukowca (Rubinkiewicz, Tomaszczyk, 2016)	przejście utworów o dominacji ciemnych łupków ilastych w piaskowce gruboławicowe
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	miąższy kompleks łupkowo-piaskowcowy o przewadze zielonoszarych łupków ilastych nad piaskowcami cienkoławicowymi	formacja z Solinki (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu (powyżej różnych wydzieleń) cienkoławicowego kompleksu o przewadze zielonoszarych łupków ilastych
Piaskowce przybyszowskie	Ślączka (1959)	pakiet piaskowców gruboławicowych w obrębie warstw hieroglifowych	–	spąg pakietu piaskowców gruboławicowych wśród zielonoszarych utworów łupkowo-piaskowcowych
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	popielate margle pomiędzy warstwami hieroglifowymi lub łupkami pstrymi a warstwami menilitowymi lub piaskowcami z Mszanki	formacja margli globigerinowych (Wójcik i in., 1996)*	dość szybkie przejście serii o dominacji zielonych łupków ilastych w jasne margle
Piaskowce z Mszanki	Warchałowska--Pazdrowa (1930)	gruboławicowe piaskowce w spągu warstw menilitowych	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo piaskowców z Mszanki (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica z niżejległymi marglami globigerinowymi lub zielonymi łupkami ilastymi
Margle podcergowskie	Ślączka (1959)	grubołupliwe brunatne margle w spągowej części warstw menilitowych	margle z Jawornika; formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo margli krzemionkowych z Jawornika (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście gruboławicowych piaskowców w twarde margle turbidytowe
Piaskowce cergowskie	Teisseyre (1930)	gruboławicowe piaskowce muskowitowe w obrębie warstw menilitowych	formacja menilitowa/łupków menilitowych, piaskowców cergowskich (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica z niżej leżącym pakietem brunatnych margli
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	utwory o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych, w jednostce dukielskiej zawierająca również brunatne margle oraz gruboławicowe piaskowce muskowitowe w dolnej części	łupki grybowskie (Uhlig, 1888); formacja menilitowa (Wójcik i in., 1996)*	szybkie przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji brunatnych łupków bitumicznych
Warstwy przejściowe	nieznany	utwory o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce); wydziela się ją tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się wśród łupków brunatnych piaskowców muskowitowych
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	pojawienie się w profilu serii o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
Wapień z Jasła	Uhlig (1883)	laminowane wapienie kokolitowe, będące przewarstwieniem i poziomem korelacyjnym w obrębie warstw menilitowych (jedn. skolska) lub krośnieńskich (jedn. śląska i dukielska)	łupki jasielskie (Uhlig, 1883)	spąg najniższej ławicy wapienia laminowanego

TAB. 3. cd.

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
ostra granica utworów o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem z wyżej leżącymi bardzo gruboławicowymi piaskowcami z glaukonitem (piaskowce z Ostrego)	4000	cała jednostka śląska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem (patrz fig. 27A)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen
przejście utworów o dominacji gruboławicowych, drobnoziarnistych piaskowców muskowitowych w inne utwory warstw krośnieńskich, zwykle bez piaskowców gruboławicowych lub z ich podrzędnym udziałem	2300	wschodnia część jednostki śląskiej (oraz SE część jednostki skolskiej)	gruboławicowe, drobno- lub średnioziarniste masywne piaskowce muskowitowe o spoiwie wapnistym, przeławicane szarymi, marglistymi łupkami mułowcowymi (patrz fig. 27C)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen
strop najwyższej ławicy wapienia laminowanego	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej)	laminowane równolegle wapienie kokolitowe	nanoplankton wapienny	oligocen
strop najwyższej ławicy wapienia	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej)	wapienie kokolitowe, nielaminowane i laminowane	nanoplankton wapienny	oligocen
szybkie przejście średnio- lub cienkoławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych w osady o istotnym udziale gruboławicowych piaskowców o dominacji kwarcu	1200	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	cienko- i średnioławicowe piaskowce wapniste, muskowitowe, zwykle laminowane konwolutnie lub przekątnie, przeławicane szarymi, marglistymi łupkami mułowcowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
stopniowy, diachroniczny zanik gruboławicowych piaskowców kwarcowych w obrębie utworów piaskowcowo-łupkowych (strop najwyższego pakietu piaskowcowego położonego w pobliżu innych pakietów piaskowcowych)	2000	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	gruboławicowe, różnoziarniste, twarde piaskowce kwarcowe, muskowitowe, przeławicane cienko- lub średnioławicowymi pakietami piaskowcowo-łupkowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
erozyjna lub tektoniczna	1150	SE część jednostki śląskiej (na wschód od Wisłoka)	cienko- i średnioławicowe piaskowce wapniste, muskowitowe, zwykle laminowane konwolutnie lub przekątnie, przeławicane szarymi, marglistymi łupkami mułowcowymi (patrz fig. 27F)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen
dukielska					
przejście do serii łupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	zachodnia część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średnioławicowa seria piaskowcowo-łupkowa	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
stopniowe przejście w piaskowce ciśniańskie	900	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	łupki margliste ciemnoszare, czarne i szarozielone z przewarstwieniami piaskowców cienko- i średnioławicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
przejście do serii łupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	gruboławicowe piaskowce z podrzędnymi przewarstwieniami ciemnych łupków ilastych	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht–paleocen
przejście utworów o dominacji ciemnych łupków ilastych w utwory łupkowo-piaskowcowe o dominacji zielonoszarych łupków ilastych lub w piaskowce gruboławicowe	300	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	ciemnoszare, czarne i zielone łupki ilaste z podrzędnymi przeławiceniami piaskowców drobnoziarnistych, krzemionkowych, przewarstwieniami margli i syderytów	otwornice	paleocen
przejście piaskowców gruboławicowych w utwory łupkowo-piaskowcowe o dominacji zielonoszarych łupków ilastych	40	wschodnia część jednostki dukielskiej	gruboławicowe, bezwapniste piaskowce średnio- i gruboziarniste	otwornice	paleocen–eocen
przejście zielonoszarych utworów łupkowo--piaskowcowych w piaskowce gruboławicowe (piaskowce z Mszanki) lub margle	1000	cała jednostka dukielska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	zielone i zielonoszare łupki ilaste z przeławiceniami glaukonitowych piaskowców cienkoławicowych oraz podrzędnymi przewarstwieniami i pakietami piaskowców gruboławicowych i łupków pstrych	otwornice	paleocen–eocen
strop pakietu piaskowców gruboławicowych wśród zielonoszarych utworów łupkowo-piaskowcowych	300	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej	gruboławicowe, gruboziarniste piaskowce wapniste barwy jasnoszarej lub zielonoszarej, sporadycznie przeławicane zielonymi łupkami ilastymi lub utworami łupkowo-piaskowcowymi	otwornice	eocen
przejście pakietu jasnych margli w kompleks ze znaczącym udziałem brunatnych łupków bitumicznych lub w piaskowce gruboławicowe	10	cała jednostka dukielska (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	miękkie, popielate margle z przeławiceniami zielonych łupków ilastych i cienkoławicowych piaskowców	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
szybkie przejście gruboławicowych piaskowców w bitumiczne łupki brunatne lub twarde margle turbidytowe	200	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (sporadycznie wydzielane też w południowej części jednostki śląskiej)	gruboławicowe, gruboziarniste lub zlepieńcowate, twarde piaskowce kwarcowe o barwach białawych lub brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
ostra granica z wyżej leżącym kompleksem gruboławicowych piaskowców muskowitowych	275	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej	twarde, grubołupliwe brunatne margle o genezie turbidytowej, wietrzejące na białawo	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
szybkie przejście kompleksu piaskowcowego w utwory o dominacji brunatnych łupków bitumicznych	450	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje również w południowej części jednostki śląskiej, ale reprezentuje tam ono inną pozycję w profilu)	gruboławicowe, średnio- lub drobnoziarniste piaskowce muskowitowe, twarde, uziarnione frakcjonalnie, z podrzędnymi przeławiceniami szarych łupków mułowcowych, niekiedy zawierające cienkoławicowe pakiety zbudowane z łupków i cienkoławicowych piaskowców konwolutnych (łupki cergowskie)	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
pojawienie się wśród łupków brunatnych piaskowców muskowitowych	530	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	brunatne łupki ilasto-krzemionkowe, rzadko nieco margliste, z nielicznymi przeławiceniami cienkoławicowych, drobnoziarnistych, skrzemionkowanych piaskowców; lokalnie w środkowej części zawierają przewarstwienie wapienia piaszczystego ze Skalnika	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich	800	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	przeławicające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i piaskowce muskowitowe średnio- i cienkoławicowe	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	1200	zachodnia i środkowa część jednostki dukielskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, muskowitowe, o laminacji przekątnej lub konwolutnej przeławicane szarymi, marglistymi łupkami muskowitowymi; ku górze profilu piaskowce stopniowo zanikają i przewagę zyskują łupki mułowcowe	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
strop najwyższej ławicy wapienia laminowanego	1	całe Karpaty zewnętrzne (z wyjątkiem jednostki magurskiej), w jednostce dukielskiej w okolicy Wisłoka Wielkiego	laminowane równolegle wapienie kokolitowe	nanoplankton wapienny	oligocen

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
				Seria
Warstwy biotytowe z Jaworzynki	Burtan (1973)	facja warstw inoceramowych z biotytem, glaukonitem i skaleniami; niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inoceramowe stref facjalnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotytowo-glaukonitowe (Burtan, Sokołowski, 1956); warstwy biotytowo-skaleniowe (Burtan, 1973); formacja z Jaworzynki (Oszczypko i in., 2005); niekiedy wydzielane jako odpowiednik warstw inoceramowych (Cieszkowski i in., 2006)	przejście od margli pstrych lub szarych
Łupki i margle pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	łupki i margle barwy czerwonej i zielonej w różnych poziomach paleogenu serii przedmagurskiej	formacja z Łabowej (Golonka i in., 2013)*	pojawienie się w profilu licznych przewarstwień łupków czerwonych i zielonych
Piaskowce ciężkowickie	Walter, Dunikowski (1883)	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce stanowiące przewarstwienie wśród warstw hieroglifowych lub łupków pstrych	–	ostra granica pomiędzy łupkami pstrymi lub utworami łupkowo-piaskowcowymi warstw hieroglifowych a piaskowcami gruboławicowymi
Piaskowce grojeckie	Burtan, Sokołowski (1956)	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce z egzotykami stanowiące przewarstwienie wśród warstw hieroglifowych lub łupków pstrych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo zlepieńców grojeckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Łabowej, ogniwo zlepieńców grojeckich (Golonka i in., 2013)*	ostra granica pomiędzy utworami łupkowo-piaskowcowymi warstw hieroglifowych a piaskowcami gruboławicowymi
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	seria łupkowo-piaskowcowa towarzysząca gruboławicowym piaskowcom i zlepieńcom oraz łupkom pstrym	–	przejście od łupków pstrych lub piaskowców gruboławicowych
Wapienie z Koniakowa	Szajnocha (1925)	przewarstwienie wapieni w obrębie łupków pstrych	wapienie łużańskie (Uhlig, 1886); formacja łupków menilitowych, ogniwo wapieni ze Skalnika (Wójcik i in., 1996)*; ogniwo wapieni łużańskich (Golonka i in., 2013)*	spąg przewarstwienia wapieni
Margle z Barutki	Burtan, Sokołowski (1956)	silnie margliste łupki i margle grubołupliwe	formacja łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996)*	przejście od utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifowych lub łupków pstrych
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	utwory o przeważającym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków marglistych i margli w brunatne łupki bitumiczne
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996)*	przejście łupków brunatnych w utwory o dominacji piaskowców muskowitowych
				Seria
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	miąższy, cienko- lub średnioławicowy kompleks piaskowcowo-łupkowy w dolnej części profilu jednostki magurskiej	formacja z... (Mogielicy, Ropy) (Wójcik i in., 1996)*,**; formacja z Jaworzynki, formacja ropianiecka (Oszczypko i in., 2005)	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej
Warstwy biotytowe z Jaworzynki	Burtan (1973)	facja warstw inoceramowych z biotytem, glaukonitem i skaleniami; niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inoceramowe stref facjalnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotytowo-glaukonitowe (Burtan, Sokołowski, 1956); warstwy biotytowo-skaleniowe (Burtan, 1973); formacja z… (Mogielicy, Ropy)*,**, ogniwo piaskowców z Jaworzynki (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Jaworzynki (Oszczypko i in., 2005)	przejście od łupków i margli pstrych
Piaskowce z Mutnego	Sikora, Żytko (1960)	piaskowce gruboławicowe w stropowej części warstw inoceramowych strefy Siar	piaskowce z Łyski (Burtan *w*: Nowak, 1966); formacja z… (Mogielicy, Ropy)*,**, ogniwo piaskowców z Mutnego (Wójcik i in., 1996)*; formacja z Jaworzynki, ogniwo piaskowców z Mutnego (Golonka i in., 2013)*	szybkie przejście cienko- i średnioławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych w piaskowce gruboławicowe
Warstwy gołyńskie	Książkiewicz (1974)	utwory zawierające ciemne łupki pomiędzy warstwami inoceramowymi a łupkami pstrymi; w ujęciu Książkiewicza (1974) obejmowały także piaskowce odpowiadające piaskowcom z Mutnego	formacja z Jaworzynki, ogniwo łupków z Gołyni; formacja z… (Mogielicy, Ropy)*,**, ogniwo łupków z Gołyni (Wójcik i in., 1996)*	przejście cienko- i średnioławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych warstw inoceramowych w utwory o dominacji ciemnych łupków ilastych
Łupki pstre	nieznany (zob. Świdziński, 1947)	utwory o dominacji czerwonych i zielonych łupków ilastych; mogą powtarzać się kilkakrotnie w profilu	formacja z Łabowej; formacja łupków z Łabowej (Oszczypko, 1991); formacja łupków pstrych z Łabowej (Wójcik i in., 1996)*	przejście różnych utworów warstw inoceramowych (zwykle piaskowcowo-łupkowych) w łupki ilaste czerwone i zielone
Piaskowce z Żurawnicy	Cieszkowski i in. (2006)	kompleks gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	piaskowce ciężkowickie dolne jednostki magurskiej; formacja z Łabowej, ogniwo piaskowców z Żurawnicy (Golonka i in., 2013)*	ostra granica łupków pstrych i piaskowców gruboławicowych
Piaskowce ze Skawiec	Cieszkowski, Waśkowska-Oliwa (2001)	kompleks gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	piaskowce ciężkowickie górne jednostki magurskiej; formacja z Łabowej, ogniwo piaskowców ze Skawiec (Golonka i in., 2013)*	ostra granica łupków pstrych i piaskowców gruboławicowych
Piaskowce ciężkowickie	Książkiewicz (1935)	kompleks gruboławicowych piaskowców kwarcowych wśród łupków pstrych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo piaskowców z Pewli (Wójcik i in., 1996)*; piaskowce z Żurawnicy, piaskowce ze Skawiec; piaskowce z Wojakowej (Burtan i in., 1993)	ostra granica łupków pstrych i piaskowców gruboławicowych
Warstwy hieroglifowe	Paul, Tietze (1877, 1879)	utwory łupkowo-piaskowcowe, cienkoławicowe, o dominacji ilastych łupków zielonoszarych, występujące zwykle powyżej łupków pstrych (strefa raczańska) lub margli łąckich (strefa bystrzycka); lokalnie zawierają pakiety piaskowców pasierbieckich	formacja hieroglifowa z Grzechyni (Wójcik i in., 1996)*; formacja beloweska (Golonka i in., 2013)*	stopniowe przejście łupków pstrych (rzadziej gruboławicowych piaskowców pasierbieckich lub margli) w cienkoławicowe utwory łupkowo-piaskowcowe
Warstwy podmagurskie	Książkiewicz (1935)	marglista seria łupkowo-piaskowcowa poniżej piaskowców magurskich *s.l.*	warstwy zembrzyckie (Książkiewicz, 1974); łupki z Szymbarku (Sikora, 1970); formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków z Zembrzyc (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo łupków zembrzyckich (Cieszkowski i in., 2006)	zwykle stopniowe przejście osadów łupkowo-piaskowcowych o dominacji zielonoszarych łupków ilastych lub łupków pstrych w wapniste utwory łupkowo-piaskowcowe, chociaż zdarzają się również przejścia od gruboławicowych piaskowców pasierbieckich
Piaskowce z Wątkowej	Koszarski, Koszarski (1985)	kompleks gruboławicowych piaskowców glaukonitowych w stropowej części profilu strefy facjalnej Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce magurskie glaukonitowe (Książkiewicz, 1953); formacja piaskowców magurskich, ogniwo piaskowców glaukonitowych z Wątkowej (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo piaskowców z Wątkowej (Cieszkowski i in., 2006)	stopniowe przejście marglistych osadów łupkowo-piaskowcowych w gruboławicowe piaskowce glaukonitowe
Warstwy nadmagurskie	Książkiewicz (1966)	utwory głównie łupkowe powyżej piaskowców z Wątkowej	łupki budzowskie (Książkiewicz, 1974); łupki z Małastowa (Bromowicz, 1992); formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków budzowskich (Wójcik i in., 1996)*; formacja makowska, ogniwo łupków budzowskich (Cieszkowski i in., 2006)	powolne przejście osadów o dominacji piaskowców gruboławicowych w margliste utwory głównie łupkowe warstw nadmagurskich

TAB. 3. cd.

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
przedmagurska					
przejście w łupki pstre	400	jednostka przedmagurska oraz strefy facjalne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce średnio- i cienkoławicowe, wapniste, z glaukonitem, biotytem i skaleniami oraz łupki zielonkawe i popielate	otwornice, nanoplankton wapienny	santon–paleocen
ostre przejście w gruboławicowe piaskowce lub łupki bitumiczne	190	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	czerwone, zielone, szare i plamiste miękkie łupki i margle, miejscami z przeławiceniami cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
szybkie przejście piaskowców gruboławicowych w utwory łupkowo-piaskowcowe warstw hieroglifowych	70	okolice Żywca (wydzielenie o identycznej nazwie i litologii występuje też w innych jednostkach)	piaskowce gruboławicowe i zlepieńce przeławicane zielonymi i szarymi łupkami ilastymi	otwornice	eocen
szybkie przejście piaskowców gruboławicowych w utwory łupkowo-piaskowcowe warstw hieroglifowych lub w łupki pstre	70	okolice Żywca	piaskowce gruboławicowe i zlepieńce z egzotykami	otwornice	eocen
przejście do łupków pstrych lub piaskowców gruboławicowych	120	okolice Żywca (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	popielatoszare łupki ilaste, rzadziej margliste, przeławicane cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi	otwornice	eocen
strop przewarstwienia wapieni	20	jednostka przedmagurska	wapienie detrytyczno-otwornicowe	otwornice	eocen
przejście łupków marglistych i margli w brunatne łupki bitumiczne	150	jednostka przedmagurska	łupki margliste i margle szare, brązowe i szarozielone, twarde, grubołupliwe, z nielicznymi piaskowcami cienkoławicowymi, drobnoziarnistymi, szarozielonymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
przejście łupków brunatnych w utwory o dominacji piaskowców muskowitowych	80	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	ilaste łupki brunatne, łupiące się liściasto oraz brunatne, grubołupliwe łupki margliste z podrzędnymi przewarstwieniami cienko- i średnioławicowych piaskowców glaukonitowych oraz rogowców	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby	oligocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	550	jednostka przedmagurska (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	w dolnej i środkowej części gruboławicowe piaskowce z muskowitem, drobno- lub średnioziarniste, przeławicane szarymi łupkami marglistymi, wyżej utwory piaskowcowo-łupkowe z cienko- i średnioławicowymi piaskowcami o laminacji przekątnej lub konwolutnej	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
magurska					
przejście w paleogeńskie łupki pstre	850	strefy facjalne: bystrzycka, raczańska i Siar jednostki magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane oraz szare łupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen
przejście w serię łupkowo-piaskowcową warstw inoceramowych, warstwy gołyńskie, piaskowce z Mutnego lub łupki pstre	400	strefy facjalne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej (oraz jednostka przedmagurska)	piaskowce średnio- i cienkoławicowe, wapniste, z glaukonitem, biotytem i skaleniami oraz łupki zielonkawe i popielate	otwornice	santon–paleocen
przejście piaskowców gruboławicowych w łupki pstre	300	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej: rejon Żywca i Suchej Beskidzkiej oraz wschodnia część tej strefy	gruboławicowe piaskowce kwarcowe o spoiwie wapnistym, z muskowitem i glaukonitem, z rzadka przeławicane łupkami ilastymi (patrz fig. 28B)	otwornice	paleocen
przejście ciemnych łupków w łupki pstre	25	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej, rejon Suchej Beskidzkiej	łupki ciemnoszare, czarne i ciemnozielone, zwykle ilaste, rzadziej nieco margliste, z nielicznymi przeławiceniami piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, ciemnoszarych wapnistych piaskowców, zwykle o laminacji konwolutnej lub przekątnej	otwornice	paleocen
koniec wystąpień w profilu łupków ilastych czerwonych i zielonych i przejście w inne osady	450	cała jednostka magurska	czerwone i zielone łupki ilaste ze zmienną ilością przeławiceń cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców glaukonitowych	otwornice	paleocen–eocen
przejście gruboławicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	200	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej	piaskowce gruboławicowe, jasnowietrzejące, wapniste, kwarcowe, zwykle średnioziarniste z nielicznymi przeławiceniami zlepieńców i łupków pstrych	otwornice, mszywioły, litotamnia	paleocen
przejście gruboławicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	350	strefy facjalne: Siar i raczańska płaszczowiny magurskiej	piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste oraz zlepieńce kwarcowe z domieszką okruchów łupków krystalicznych i skaleni, z nielicznymi przeławiceniami łupków zielonych i pstrych (patrz fig. 28A)	otwornice, mszywioły, litotamnia	eocen
przejście gruboławicowych piaskowców kwarcowych w łupki pstre	200	strefy facjalne: Siar i raczańska płaszczowiny magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	piaskowce gruboławicowe, gruboziarniste, jasne, kwarcowe, zwykle bezwapniste, z nielicznymi przeławiceniami ilastych łupków szarozielonych	otwornice	paleocen–eocen
stopniowe przejście osadów łupkowo-piaskowcowych o dominacji zielonoszarych łupków ilastych w wapniste utwory łupkowo-piaskowcowe warstw podmagurskich lub ostra granica z gruboławicowymi piaskowcami magurskimi	600	strefy facjalne: raczańska i bystrzycka płaszczowiny magurskiej (wydzielenie o identycznej nazwie i podobnej litologii występuje też w innych jednostkach)	zielonoszare łupki ilaste oraz cienkoławicowe, drobnoziarniste piaskowce glaukonitowe, zwykle laminowane przekątnie lub konwolutnie; miejscami występują przewarstwienia margli turbidytowych lub gruboławicowych piaskowców pasierbieckich	otwornice	eocen
stopniowe przejście marglistych osadów łupkowo-piaskowcowych w gruboławicowe piaskowce typu piaskowców magurskich (glaukonitowe lub muskowitowe)	1500	strefy facjalne: bystrzycka, raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	głównie szare i ciemnoszare łupki margliste, grubo łupiące się, z przeławiceniami ciemnopopielatych margli oraz średnio- i cienkoławicowych piaskowców drobnoziarnistych, wapnistych, niebieskoszarych, laminowanych konwolutnie, z muskowitem i glaukonitem	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
koniec sedymentacji lub powolne przejście osadów o dominacji piaskowców gruboławicowych w margliste utwory głównie łupkowe warstw nadmagurskich	1000	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej	grubo- i średnioławicowe piaskowce glaukonitowe, uziarnione frakcjonalnie, z przewarstwieniami łupków marglistych szarozielonych, popielatych i ciemnoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
koniec sedymentacji lub kontakt o niejasnej genezie z warstwami z Gładyszowa	1000	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej	łupki margliste, rzadziej ilaste, szarozielone, szare i czarne, grubo łupiące się, przeławicane nielicznymi piaskowcami glaukonitowymi, grubo- i średnioławicowymi oraz brązowymi rogowcami i marglami w dolnej części	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Margle globigerinowe	Grzybowski (1897); Hiltermann (1943); Bieda (1946)***	margle poniżej łupków typu menilitowego	formacja malcowska, ogniwo margli leluchowskich (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	niewidoczna w rejonie Leluchowa, w rejonie Zawady przejście od łupków pstrych
Łupki menilitowe	Glocker (1843)	łupki brunatne między marglami globigerinowymi a warstwami malcowskimi	formacja malcowska, ogniwo łupków ze Smereczka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	szybkie przejście od miękkich margli globigerinowych
Warstwy malcowskie	Świdziński (1961)	utwory z piaskowcami muskowitowymi powyżej łupków typu menilitowego	formacja malcowska (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	szybkie przejście od margli, łupków brunatnych lub gruboławicowych piaskowców magurskich w muskowitowe utwory piaskowcowo-łupkowe lub piaskowce gruboławicowe
Warstwy z Gładyszowa	Kopciowski, Garecka (1996)	utwory ilaste z blokami w stropowej części profilu strefy Siar	–	kontakt o niejasnej genezie z warstwami nadmagurskimi
Piaskowce pasierbieckie	Bieda (1946)	pakiety (niekiedy powtarzające się w profilu) gruboławicowych piaskowców powyżej łupków pstrych lub w obrębie warstw hieroglifowych	formacja łupków pstrych z Łabowej, ogniwo piaskowców pasierbieckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja beloweska, ogniwo piaskowców pasierbieckich (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych lub utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifowych w gruboławicowe piaskowce
Piaskowce osieleckie	Książkiewicz (1958)	lokalna, glaukonitowa odmiana piaskowców pasierbieckich	formacja hieroglifowa z Grzechyni, ogniwo piaskowców osieleckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja beloweska, ogniwo piaskowców osieleckich (Golonka i in., 2013)*	przejście od łupków pstrych lub utworów łupkowo-piaskowcowych warstw hieroglifowych w gruboławicowe piaskowce
Warstwy magurskie	Paul (1868)	miąższy kompleks gruboławicowych piaskowców muskowitowych w stropowej części profilu jednostki magurskiej	formacja magurska (Oszczypko, 1991); formacja piaskowców magurskich (Wójcik i in., 1996)*	przejście od cienko- lub średnioławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych (warstwy szczawnickie, warstwy z Zarzecza, warstwy łąckie, warstwy z Jazowska. warstwy hieroglifowe, warstwy podmagurskie) w gruboławicowe piaskowce muskowitowe
Warstwy beloweskie	Paul (1869)	cienkoławicowe utwory łupkowo-piaskowcowe z różnobarwnymi łupkami, w profilu pomiędzy łupkami pstrymi a warstwami łąckimi	formacja beloweska (Oszczypko, 1991)	przejście łupków pstrych w drobnorytmiczne, różnobarwne osady łupkowo-piaskowcowe
Warstwy łąckie	Uhlig (1888)	utwory strefy sądeckiej ze znaczącym udziałem twardych, gruboławicowych margli turbidytowych	łupki łąckie (Uhlig, 1888); formacja bystrzycka; formacja żeleźnikowska (Oszczypko, 1991); formacja z Zarzecza, ogniwo margli łąckich (Wójcik i in., 1996)*; formacja łącka (Golonka i in., 2013)*	pojawienie się w profilu utworów drobnorytmicznych miąższych pakietów twardych margli
Warstwy z Maszkowic	Oszczypko (1979)	gruboławicowe piaskowce muskowitowe z przeławiceniami gruboławicowych, twardych margli turbidytowych	formacja piaskowców magurskich, ogniwo piaskowców z Maszkowic (Wójcik i in., 1996)*	stopniowe przejście drobnorytmicznych osadów turbidytowych warstw beloweskich lub podobnych osadów z licznymi pakietami twardych margli (warstw łąckich) w gruboławicowy kompleks piaskowcowo-marglowy
Warstwy z Jazowska	Oszczypko (1979)	drobnorytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe z przewarstwieniami łupków czerwonych rozdzielające miąższe pakiety gruboławicowych piaskowców muskowitowych typu magurskiego	formacja piaskowców magurskich, ogniwo łupków z Jazowska (Wójcik i in., 1996)*; warstwy hieroglifowe	szybkie przejście piaskowców gruboławicowych z przewarstwieniami twardych margli w drobnorytmiczną serię łupkowo-piaskowcową
Warstwy szczawnickie	Birkenmajer (1956)	miąższy, cienko- lub średnioławicowy kompleks piaskowcowo-łupkowy	formacja z... (Mogielicy, Ropy)*.**, ogniwo ze Szczawnicy (Wójcik i in., 1996)*, warstwy inoceramowe	tektoniczna lub przejście od łupków pstrych z Malinowej
Warstwy z Zarzecza	Oszczypko (1979)	drobno- lub średniorytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe z łupkami barwy zielonoszarej, pomiędzy warstwami szczawnickimi a gruboławicowymi piaskowcami typu magurskiego	formacja z Zarzecza (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	mało wyraziste przejście marglistych, szarych utworów piaskowcowo-łupkowych warstw szczawnickich w osady łupkowo-piaskowcowe z łupkami zielonymi
Piaskowce z Życzanowa	Oszczypko (1979)	pakiet gruboławicowych piaskowców i zlepieńców w obrębie utworów piaskowcowo-łupkowych warstw szczawnickich	formacja szczawnicka, ogniwo z Życzanowa (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); formacja z… (Mogielicy, Ropy)*.**, ogniwo piaskowców z Życzanowa (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica utworów piaskowcowo-łupkowych z gruboławicowymi piaskowcami i zlepieńcami
Piaskowce krynickie	Świdziński (1953)	pakiet gruboławicowych piaskowców i zlepieńców w obrębie utworów łupkowo-piaskowcowych warstw z Zarzecza	formacja z Zarzecza, ogniwo krynickie (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); formacja z Zarzecza, ogniwo zlepieńców krynickich (Wójcik i in., 1996)*	ostra granica utworów łupkowo-piaskowcowych z gruboławicowymi piaskowcami i zlepieńcami
Piaskowce z Piwnicznej	Ostrowicka (1979)	miąższy kompleks gruboławicowych piaskowców muskowitowych, oddzielony od podobnych wyżejległych osadów pakietem z większą zawartością łupków (warstwy z Kowańca) lub osadami z łupkami pstrymi (ogniwo z Mniszka); w wielu strefach nie można go wyróżnić z profilu warstw magurskich z powodu braku utworów oddzielających je od piaskowców popradzkich	formacja magurska, ogniwo piaskowca z Piwnicznej (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	wyraźna granica z niżejległymi średnio- lub cienkoławicowymi osadami piaskowcowo-łupkowymi (warstwy szczawnickie, warstwy z Zarzecza)
Warstwy z Kowańca	Watycha (1975); Cieszkowski (1979)****	pakiet piaskowcowo-łupkowy w obrębie piaskowców magurskich *s.l.*; takie pakiety występują dość często, ale ich korelacja na większych obszarach jest wątpliwa	ogniwo z Mniszka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	stopniowe przejście piaskowców gruboławicowych w miąższe osady piaskowcowo-łupkowe z pakietami piaskowców gruboławicowych
Ogniwo łupków z Mniszka	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	lokalnie występujący pakiet łupków czerwonych rozdzielający miąższy kompleks muskowitowych piaskowców gruboławicowych typu magurskiego	formacja magurska, ogniwo łupków z Mniszka (Birkenmajer, Oszczypko, 1989); warstwy magurskie, łupki z Hanuszowa (Chrząstowski i in., 1995); formacja piaskowców magurskich, warstwa łupków pstrych z Hanuszowa (Wójcik i in., 1996)*	przejście gruboławicowych piaskowców muskowitowych piaskowców z Piwnicznej w ilaste łupki czerwone
Piaskowce z Popradu	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	miąższy kompleks gruboławicowych piaskowców muskowitowych powyżej przewarstwienia bardziej łupkowego (warstwy z Kowańca) lub łupków pstrych (ogniwo łupków z Mniszka)	formacja magurska, ogniwo piaskowca popradzkiego (Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	nieostre przejście osadów piaskowcowo-łupkowych z pakietami piaskowców gruboławicowych lub łupków pstrych w kompleks piaskowców gruboławicowych

TAB. 3. cd.

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
szybkie przejście w łupki brunatne typu menilitowego	4	Leluchów (krynicka strefa facjalna), Nowy Sącz–Zawada (raczańska strefa facjalna)	czerwone, popielate i zielonkawe miękkie margle	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
przejście w gruboławicowe piaskowce muskowitowe	5	Leluchów (krynicka strefa facjalna)	brunatne, bitumiczne łupki ilaste z przeławiceniem piaskowca i laminowanych wapieni	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
koniec sedymentacji, przejścia do formacji mioceńskich zaliczanych do jednostki magurskiej nieznane	800	lokalnie, strefy facjalne: raczańska (Kotlina Sądecka) i krynicka (południowe zbocza Gorców, Leluchów) płaszczowiny magurskiej	w dolnej części miejscami (Leluchów) gruboławicowe, drobnoziarniste, masywne piaskowce muskowitowe; wyżej piaskowce cienko- i średnioławicowe, drobnoziarniste, laminowane, muskowitowe, wapniste, popielatoszare oraz szare mułowce margliste z muskowitem; odpowiadają warstwom krośnieńskim innych jednostek tektonicznych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–miocen
koniec sedymentacji	80	strefa facjalna Siar płaszczowiny magurskiej, okolice Gładyszowa (Beskid Niski)	silnie wapniste mułowce ilaste i iłowce, popielatoszare, z blokami piaskowców	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen
przejście gruboławicowych piaskowców w łupkowo-piaskowcowe utwory warstw hieroglifowych lub w łupki pstre	350	strefa facjalna raczańska płaszczowiny magurskiej, zachodnia część	gruboławicowe piaskowce kwarcowe o spoiwie wapnistym, grubozianiste lub zlepieńcowate, uziarnione frakcjonalnie, barwy jasnej, z podrzędnymi przeławiceniami zielonoszarych łupków ilastych, łupków pstrych, gruboławicowych, twardych margli popielatych, wietrzejących na brunatno oraz cienko- i średnioławicowych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny, igły gąbek, mszywioły, liliowce	eocen
przejście gruboławicowych piaskowców w łupkowo-piaskowcowe utwory warstw hieroglifowych lub w łupki pstre	250	strefy facjalne raczańska i bystrzycka płaszczowiny magurskiej, rejon Osielca i Babiej Góry	gruboławicowe piaskowce drobnoziarniste, wapniste, glaukonitowe z rzadkimi przewarstwieniami zielonoszarych łupków ilastych	otwornice	eocen
koniec sedymentacji	2300	cała płaszczowina magurska	grubo- i bardzo gruboławicowe piaskowce średnioziarniste, o spoiwie wapnistym, muskowitowe z przeławiceniami szarych łupków marglistych i piaskowców cienkoławicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen
pojawienie się w profilu utworów drobnorytmicznych miąższych pakietów twardych margli	500	bystrzycka i krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	drobnorytmiczne osady łupkowo-piaskowcowe złożone z szarych, niebieskawych, żółtych i brązowych łupków marglistych oraz zielonych łupków ilastych przeławicanych cienkoławicowymi szaroniebieskimi piaskowcami drobnoziarnistymi, laminowanymi, z muskowitem i detrytusem roślinnym, miejscami z pakietami łupków pstrych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
zanik zwartych pakietów twardych margli wśród gruboławicowych piaskowców typu magurskiego lub cienkoławicowej serii łupkowo-piaskowcowej warstw hieroglifowych	600	bystrzycka strefa facjalna jednostki magurskiej	gruboławicowe, twarde margle turbidytowe, skrzemionkowane, niebieskoszare, wietrzejące na brązowo oraz piaskowce cienko- i średnioławicowe, wapniste, glaukonitowe, łupki ilaste szare, niebieskoszare i zielonkawe, łupki margliste żółte i brązowe; ku górze profilu wzrasta udział gruboławicowych piaskowców glaukonitowych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
przejście kompleksu gruboławicowych piaskowców z marglami w drobnorytmiczne łupkowo-piaskowcowe utwory warstw z Jazowska	1000	bystrzycka strefa facjalna jednostki magurskiej	gruboławicowe, różnoziarniste piaskowce muskowitowe, wapniste, szare, twarde z przeławiceniami gruboławicowych, twardych margli typu łąckiego oraz szarych mułowców i łupków marglistych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
przejście drobnorytmicznych utworów łupkowo-piaskowcowych w gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu magurskiego	150	bystrzycka strefa facjalna jednostki magurskiej, część środkowa	łupki ilaste niebieskoszare i zielonkawe z nielicznymi przeławiceniami cienkoławicowych piaskowców drobnoziarnistych, laminowanych oraz pakietami łupków pstrych	otwornice	eocen
przejście w paleogeńskie łupki pstre, warstwy z Zarzecza lub piaskowce magurskie	500	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane oraz szare łupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen–eocen (?)
przejście osadów łupkowo-piaskowcowych w gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu magurskiego	800	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, twarde, wapniste, szare, muskowitowe, laminowane oraz łupki ilaste i margliste o barwach szarozielonych i szaroniebieskich; miejscami zawierają kompleks gruboławicowych piaskowców i zlepieńców krynickich	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
przejście gruboławicowych piaskowców i zlepieńców w drobno- lub średniorytmiczne utwory piaskowcowo-łupkowe	300	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej, rejon Szczawnicy–Piwnicznej	gruboławicowe piaskowce gruboziarniste i zlepieńce kwarcowe, uziarnione frakcjonalnie, przeławicane pakietami średnio- lub drobnorytmicznych utworów piaskowcowo-łupkowych, marglistych typu warstw szczawnickich	otwornice, nanoplankton wapienny	paleocen–eocen
przejście gruboławicowych piaskowców i zlepieńców w drobno- lub średniorytmiczne utwory łupkowo-piaskowcowe	150	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej między Piwniczną a Tyliczem	gruboławicowe piaskowce i zlepieńce; piaskowce gruboziarniste, źle wysortowane, kwarcowe, z muskowitem, o spoiwie ilastym, rzadko cienkie przewarstwienia łupków ilastych oraz piaszczystych, zielonoszarych i niebieskoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
mało wyraźne przejście w osady z większą zawartością łupków (warstwy z Kowańca) lub osady z dużym udziałem łupków czerwonych (ogniwo łupków z Mniszka)	1500	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	gruboławicowe piaskowce, zwykle średnioziarniste, nieco wapniste, muskowitowe, szare, twarde oraz zlepieńce kwarcowe, miejscami przeławicane cienkimi zielonoszarymi i szarymi łupkami marglistymi lub piaszczystymi oraz cienko- lub średnioławicowymi pakietami piaskowcowo-łupkowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
nieostre przejście osadów piaskowcowo-łupkowych z pakietami piaskowców gruboławicowych w kompleks piaskowców gruboławicowych	600 (Watycha, 1975; na ogół 200)	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, zielonoszare i szare, bezwapniste, laminowane, szare i szarozielone łupki ilaste, mułowce margliste i margle z licznymi pakietami gruboławicowych piaskowców muskowitowych i zlepieńców	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
przejście ilastych łupków czerwonych w gruboławicowe piaskowce muskowitowe (piaskowce popradzkie)	80	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej, rejon Piwnicznej–Muszyny	łupki ilaste czerwone i zielone z przeławiceniami gruboławicowych piaskowców z klastami łupkowymi, piaskowców średnioławicowych, słabo wapnistych oraz cienkoławicowych piaskowców zielonoszarych	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen
niemal nigdzie niewidoczna, zwykle erozyjna, ale postulowane jest przejście w margle globigerinowe, warstwy malcowskie lub mioceńską formację z Kremnej	1300	krynicka strefa facjalna jednostki magurskiej	gruboławicowe piaskowce muskowitowe, szare, średnioziarniste, uziarnione frakcjonalnie, twarde, z cienkimi przeławiceniami szarozielonych łupków piaszczystych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	eocen–oligocen

warstwy łupkowskie, złożone z ciemnoszarych łupków ilastych oraz cienko- i średnioławicowych ciemnoszarych piaskowców nieco wapnistych, są paleoceńskie tylko lokalnie w swej stropowej części. Przykrywające je gruboławicowe piaskowce ciśniańskie o miąższości sięgającej 1400 m reprezentują już głównie paleocen, ale ich dolna granica jest diachroniczna, a miejscami spągowa część piaskowców ciśniańskich należy jeszcze do kredy.

Nad piaskowcami ciśniańskimi osadził się pakiet ciemnoszarych lub czarnych łupków ilastych z warstwami piaskowców drobno- lub średnioziarnistych, cienko- lub średnioławicowych zwany warstwami z Majdanu (paleocen). Przykrywa go pakiet piaskowców gruboławicowych i zlepieńców bezwapnistych zwany piaskowcami z Wielkiej Rawki (Haczewski i in., 2016) lub piaskowcami z Bukowca (Rubinkiewicz, Tomaszczyk, 2016). Powstał on na granicy paleocenu i wczesnego eocenu. Powyżej niego osadziła się bardzo miąższa seria warstw hieroglifowych (eocen), zbudowana głównie z łupków ilastych zielonych, szarych i ciemnoszarych z licznymi przeławiceniami drobnoziarnistych piaskowców cienko- lub średnioławicowych. W jej obrębie występują w różnych poziomach pakiety ilastych łupków czerwonych i zielonych (łupków pstrych) oraz niewielkie soczewy piaskowców gruboławicowych, z których najbardziej miąższe i najszerzej rozprzestrzenione są nazywane piaskowcami przybyszowskimi (środkowy eocen). Profil eocenu kończy miejscami kilkumetrowy pakiet margli globigerinowych (przełom eocen/oligocen). Często jest on jednak zastąpiony przez najczęściej kilkudziesięciometrowy pakiet piaskowców gruboławicowych z Mszanki (oligocen). Nad nim występują warstwy menilitowe (oligocen), złożone (od spągu) z: margli podcergowskich (= margle z Jawornika, brunatne, turbidytowe margle krzemionkowe, niekiedy z rogowcami), piaskowców cergowskich (gruboławicowe piaskowce wapniste, muskowitowe, litotyp warstw krośnieńskich) oraz łupków menilitowych (brunatne, ilaste łupki bitumiczne z podrzędnymi warstwami piaskowców i rogowców). Nad warstwami menilitowymi lokalnie można wyróżnić warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne), jak i wyżej leżących warstw krośnieńskich (łupki mułowcowe szare, piaskowce muskowitowe). Profil serii dukielskiej kończą bardzo miąższe (do 1200 m) warstwy krośnieńskie (oligocen), złożone z cienko- i średnioławicowych, laminowanych, mikowych piaskowców wapnistych oraz szarych łupków mułowcowych, marglistych. Lokalnie w ich obrębie pojawia się poziom wapienia jasielskiego (górny oligocen).

W zachodniej części polskich Karpat odpowiednikiem serii dukielskiej (pod względem pozycji w stosunku do sąsiednich serii) jest seria przedmagurska, występująca pomiędzy Koniakowem a południowymi stokami Beskidu Małego. Seria ta niekiedy jest rozdzielana na dwie osobne serie: bardziej wewnętrzną – grybowską i bardziej zewnętrzną – dukielską, ale wydaje się, że różnice między nimi nie przekraczają skali lateralnych zmian facjalnych. Profil serii przedmagurskiej różni się jednak zasadniczo od profilu serii dukielskiej, dlatego też omówiono i wyróżniono go osobno (tab. 3).

Profil paleogenu serii przedmagurskiej rozpoczynają łupki czerwone i zielone z nielicznymi soczewami piaskowców cienkoławicowych (łupki pstre, paleocen–eocen), miejscami przechodzące w paleoceńskie margle pstre. W obrębie wyższej części łupków pstrych, w dolnym eocenie, występują pakiety gruboławicowych, kwarcowych piaskowców ciężkowickich oraz piaskowców i zlepieńców grojeckich. Nad nimi występuje seria zielonych i brunatnych łupków ilastych z warstwami cienkoławicowych piaskowców glaukonitowych (warstwy hieroglifowe, eocen). Jako eoceńskie określa się również detrytyczne wapienie z fauną i florą – wapienie z Koniakowa (= wapienie łużańskie) o nie całkiem jasnej pozycji w profilu. Ponad warstwami hieroglifowymi miejscami ponownie występują łupki i margle pstre eocenu. Utwory oligocenu to początkowo lokalnie występujące szare i brązowe twarde margle i łupki margliste z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców muskowitowych (margle z Barutki). Zastąpione lub przykryte są one przez warstwy menilitowe (oligocen), złożone z brunatnych łupków ilastych, cienko- i średnioławicowych piaskowców glaukonitowych, brunatnych rogowców, margli i wapieni detrytycznych. Sedymentację serii przedmagurskiej kończą warstwy krośnieńskie (oligocen–dolny miocen). W dolnej części to drobnoziarniste, gruboławicowe piaskowce wapniste z przewarstwieniami łupków marglistych szarych i ciemnych, wyżej natomiast – seria piaskowców cienko- i średnioławicowych z łupkami szarymi mułowcowymi. Niekiedy w stropowej części seria ta przybiera charakter głównie łupkowy. W obręb warstw krośnieńskich są również włączane łupki ilaste szare z egzotykami, których pozycja w profilu i przynależność są jednak niepewne.

Najbardziej południowa seria osadowa Karpat zewnętrznych – seria magurska (tab. 3) – ma również najbardziej zróżnicowane utwory paleogenu. Wyróżnia się w niej najczęściej cztery główne strefy facjalne, od północy: Siar, raczańską, bystrzycką (sądecką) i krynicką.

Profil paleogenu strefy Siar serii magurskiej rozpoczyna górna część warstw inoceramowych (kreda–paleocen) – cienko- i średnioławicowe, laminowane piaskowce wapniste oraz szare, zielone i niebieskawe łupki margliste, rzadziej ilaste. Warstwy te są określane również jako warstwy biotytowo-skaleniowe lub warstwy z Jaworzynki (tab. 3). Zawierają one przeławicenia piaskowców gruboławicowych, niekiedy tworzących większe pakiety, szczególnie w stropowej części warstw inoceramowych, tzw. piaskowce z Mutnego (paleocen; fig. 26B). Między warstwami inoceramowymi a piaskowcami z Mutnego lokalnie wyróżnia się warstwy gołyńskie (paleocen), zbudowane z ciemnych łupków z warstwami piaskowców cienkoławicowych. Nad warstwami inoceramowymi lub piaskowcami z Mutnego osadziły się łupki pstre (paleocen–dolny eocen). W wielu miejscach są one przeławicone nawet kilkusetmetrowymi pakietami gruboławicowych piaskowców kwarcowych, tradycyjnie nazywanych piaskowcami ciężkowickimi. W celu uniknięcia mylenia ich z tak samo nazywanymi utworami serii śląskiej, zaproponowano nazwy „ogniwo piaskowców z Żurawnicy" dla dolnego ich pakietu (paleocen) oraz „ogniwo piaskowców ze Skawiec" (fig. 26A) dla pakietu górnego (dolny eocen; Cieszkowski i in., 2006). Powyżej łupków pstrych wydziela się warstwy hieroglifowe i warstwy podmagurskie (eocen). Są to utwory o przewadze łupków nad piaskowcami, przy czym w warstwach hieroglifowych szarozielone i ciemnoszare łupki ilaste dominują nad cienkoławicowymi piaskowcami glaukonitowymi. Natomiast w warstwach podmagurskich (= łupki z Zembrzyc, = łupki z Szymbarku) szare i szarozielone łupki są zwykle margliste, piaskowce natomiast są niekiedy również średnio- lub gruboławicowe. Przykryte są one miąższym pakietem gruboławicowych piaskowców glaukonitowych (piaskowce magurskie glaukonitowe, piaskowce z Wątkowej), przeławicanych marglistymi łupkami szarymi lub ciemnoszarymi (oligocen). Profil strefy Siar kończą zwykle warstwy nadmagurskie (= łupki z Budzowa, = warstwy z Małastowa; oligocen), złożone głównie z szarych łupków marglistych z podrzędnymi warstwami piaskowców i rogowców. Lokalnie wyróżnia się w nadkładzie warstw podmagurskich warstwy malcowskie (oligocen), wykształcone jako średnio- lub gruboławicowe piaskowce przeławicone pakietami łupków marglistych lub margli. W nadkładzie warstw nadmagurskich lokalnie wyróżniono warstwy z Gładyszowa – mułowce i iłowce margliste z olistolitami piaskowców i łupków.

Utwory paleogenu w kolejnej od północy strefie facjalnej serii magurskiej – strefie raczańskiej – rozpoczynają się górną częścią warstw inoceramowych, zwaną błędnie formacją ropianiecką (Ślączka, Miziołek, 1996; Oszczypko i in., 2005). W ich obrębie również lokalnie występują gruboławicowe piaskowce z Mutnego (paleocen). Nad nimi osadziły się łupki pstre (formacja łupków z Łabowej; paleocen–eocen). Wśród nich (lub nad łupkami pstrymi) występują gruboławicowe, gruboziarniste piaskowce pasierbieckie dolne (dolny–środkowy eocen), niekiedy z pakietami twardych, ciemnoszarych margli lub ich glaukonitowa, drobnoziarnista odmiana – piaskowce osieleckie. Wyżej w profilu osadziły się zielone łupki ilaste z piaskowcami cienkoławicowymi (warstwy hieroglifowe; środkowy–górny eocen), z soczewami gruboławicowych piaskowców (piaskowce pasierbieckie górne) i łupków pstrych. Ku górze warstwy hieroglifowe przechodzą miejscami w warstwy podmagurskie (szare łupki margliste z warstwami piaskowców cienko- i średnioławicowych; eocen) lub bezpośrednio w gruboławicowe piaskowce muskowitowe (warstwy magurskie).

Nieco inaczej przedstawia się profil strefy sądeckiej (bystrzyckiej). Również w tym przypadku w dolnej części profilu paleogenu występują warstwy inoceramowe i łupki pstre (formacja łupków pstrych z Łabowej). Brak tu jednak większych ławic piaskowców gruboławicowych. Nad nimi osadziły się warstwy beloweskie (dolny–środkowy eocen), złożone głównie z łupków ilastych (zielonych, niebieskawych) i marglistych (żółtych, brązowych), przeławicanych cienkoławicowymi piaskowcami i niekiedy pakietami łupków pstrych. Ku górze utwory te przechodzą w warstwy łąckie (formacja z Żeleźnikowej – Oszczypko, 1991; środkowy eocen). Są to utwory typu warstw beloweskich z licznymi, grubymi ławicami twardych margli turbidytowych. Nadkładem warstw łąckich są gruboławicowe muskowitowe piaskowce magurskie (górny eocen). Miejscami warstwy łąckie są zastąpione przez gruboławicowe piaskowce typu magurskiego z pakietami twardych margli (warstwy z Maszkowic), nad którymi znajduje się kompleks łupkowo-piaskowcowy z łupkami pstrymi (warstwy z Jazowska), a wyżej piaskowce magurskie.

Najbardziej odrębny od pozostałych jest profil strefy krynickiej. Nad warstwami inoceramowymi (zwanymi na tym obszarze warstwami szczawnickimi; kreda górna–paleocen) występuje drobnorytmiczny kompleks łupkowo-piaskowcowy (formacja z Zarzecza; paleocen–dolny eocen), miejscami z pakietami gruboławicowych piaskowców i zlepieńców krynickich (tab. 3). Lokalnie jednak bezpośrednio nad warstwami szczawnickimi zalegają muskowitowe piaskowce magurskie *s.l.* (formacja magurska; dolny eocen–oligocen). W ich obrębie wydziela się dwa bardzo miąższe kompleksy piaskowców

gruboławicowych (ogniwo z Piwnicznej i ogniwo z Popradu) rozdzielone pakietem łupkowo-piaskowcowym (ogniwo z Mniszka; środkowy–górny eocen) lub piaskowcowo-łupkowym (ogniwo z Kowańca). Nadkładem warstw magurskich są lokalnie warstwy malcowskie (oligocen–dolny miocen) złożone z cienko- i średnioławicowych piaskowców oraz szarych łupków marglistych, czyli podobne do warstw krośnieńskich.

Biostratygrafia. W paleogenie Karpat zewnętrznych biostratygrafia początkowo opierała się na nielicznych znaleziskach makrofauny (małże, ślimaki, duże otwornice). Formy te były najczęściej znajdowane w osadach spływów podmorskich (Kropaczek, 1917a, b) lub w zlepieńcach; w niektórych przypadkach z powodu redepozycji w istotny sposób postarzały wiek osadów (Bieda, 1946, 1955). Z powodu ubóstwa makroskamieniałości już od końca XIX w. zaczęła rozwijać się biostratygrafia otwornicowa. Dominujące znaczenie dla określenia wieku osadów uzyskała ona w II poł. XX w. (np. Bieda i in., 1963; Morgiel, Olszewska, 1981; Olszewska, 1997). Od lat 90. XX w. drugą główną grupą mikroskamieniałości używaną w biostratygrafii Karpat zewnętrznych jest nanoplankton wapienny. Jego zastosowanie ogranicza się wprawdzie tylko do osadów węglanowych, ale szczególnie istotne znaczenie ma dla określenia wieku najmłodszych osadów basenu Karpat zewnętrznych. Osady warstw menilitowych i krośnieńskich zawierają bowiem głównie długowieczne zespoły otwornic, które są uzależnione bardziej od środowiska niż od wieku. Trzecią grupą zyskującą coraz bardziej na znaczeniu są dinocysty. Oznaczenia wiekowe na podstawie różnych grup mikroskamieniałości dają często rozbieżne wyniki. Niezastąpione są wówczas prace korelujące występowanie poszczególnych zespołów z tych grup (zintegrowana biostratygrafia).

Jugowiec (1996) zbadała zespoły nanoplanktonu wapiennego z wapieni jasielskich. Bąk i in. (1997) opracowali biostratygrafię otwornic bentosowych i radiolarii oraz analizę paleośrodowiskową paleogeńskich pstrych łupków jednostki skolskiej. Waśkowska-Oliwa (2000) przeprowadziła analizę paleoekologiczną zespołów otwornic z paleogenu płaszczowiny magurskiej i zasugerowała korzystne warunki tlenowe i niższą produktywność wód we wczesnym eocenie w przeciwieństwie do późnego paleocenu i środkowego eocenu. Oszczypko-Clowes (2001) opracowała biostratygrafię nanoplanktonową i środowisko depozycji najmłodszych osadów płaszczowiny magurskiej na wschód od Skawy. Bąk (2004) opisał zmiany w zespołach otwornic aglutynujących na granicy kreda/paleocen i paleocen/eocen w Bieszczadach, a następnie (Bąk, 2005) opracował biostratygrafię otwornicową przełomu oligocenu i miocenu w Bieszczadach. Oszczypko-Clowes i Oszczypko (2004) określili wiek najmłodszych osadów okien tektonicznych Mszany Dolnej i Szczawy. Oszczypko i in. (2005) zaproponowali udokumentowany biostratygraficznie formalny podział litostratygraficzny starszych (od albu do środkowego eocenu) utworów podjednostek bystrzyckiej i raczańskiej jednostki magurskiej. Waśkowska-Oliwa (2005) określiła zmiany batymetryczne w strefie podśląskiej basenu Karpat zewnętrznych na podstawie badań otwornic wapiennych i aglutynujących. Kotlarczyk i in. (2006) przedstawili zmienność zespołów ichtiofauny w warstwach menilitowych i krośnieńskich oraz opisali czynniki środowiskowe wpływające na ich zmiany w czasie i przestrzeni. Oszczypko-Clowes i Ślączka (2006) opracowali biostratygrafię nanoplanktonową oligoceńskich osadów okna Grybowa. Zespoły nanoplanktonu wapiennego i ich gatunki wskaźnikowe dla określenia granicy oligocen/miocen w polskich Karpatach zewnętrznych opracowała Garecka (2008), która następnie (Garecka, 2012) wydzieliła szereg standardowych poziomów nanoplanktonowych w profilu serii menilitowo-krośnieńskiej i powiązała zmiany w zespołach ze zjawiskami paleogeograficznymi. Środkowooligoceńskie cysty bruzdnic z konkrecji węglanowych w łupkach krośnieńskich zostały opracowane przez Barskiego i Bojanowskiego (2010). Waśkowska (2011) opisała wpływ dostawy materiału piroklastycznego (bentonity) na zespoły głębokowodnych otwornic bentosowych w dolnym eocenie jednostki podśląskiej. Cieszkowski i in. (2011) omówili głębokowodne otwornice aglutynujące z pstrych łupków jednostki magurskiej. Charakterystykę zespołów warstw hieroglifowych i beloweskich w jednostce magurskiej oraz ich odniesienie do lokalnych poziomów otwornicowych zawiera praca Golonki i Waśkowskiej (2012). Oszczypko-Clowes i Żydek (2012) opracowali paleoekologię warstw malcowskich w Leluchowie na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Kotlarczyk i Uchman (2012) przeprowadzili analizę zmian natlenienia w formacji menilitowej na podstawie zapisu skamieniałości śladowych i zespołów ryb. Zespoły otwornicowe w eoceńskich utworach olistostromowych jednostki śląskiej opisali Waśkowska i Cieszkowski (2014). Podobne osady z paleogenu jednostki skolskiej opracowali mikropaleontologicznie Szydło i in. (2014). Waśkowska (2015) przeanalizowała zapis otwornicowy eoceńskich warstw hieroglifowych płaszczowiny śląskiej. Garecka i Szydło (2015) opracowali najmłodsze, oligoceńskie zespoły mikroskamieniałości ze strefy Siar jednostki magurskiej. Reinterpretację środowiska sedymentacji warstw menilitowych na podstawie m.in. mikroskamieniałości przedstawili Dziadzio i in. (2016). Oligoceńskie małże z margli dynowskich i ich znaczenie środowiskowe opisali Studencka i in. (2016). Wpływ stresu środowiskowego i termicznego, niedotlenienia i zakwaszenia wód na paleogeńskie zespoły otwornicowe analizowali Olszewska i Szydło (2017). Warunki środowiskowe w okresie powstawania w Karpatach oligoceńskich poziomów wapieni kokolitowych na podstawie m.in. nanoplanktonu wapiennego i dinocyst odtwarzali Bojanowski i in. (2018), stwierdzając obniżone zasolenie, anoksyczne warunki w dolnej części kolumny wody oraz powszechne uwalnianie metanu. Wójcik-Tabol i in. (2023) przeanalizowali zmiany zespołów nanoplanktonu wapiennego z margli dynowskich i ich nadkładu, stwierdzili przejście od brakicznych, zimnolubnych zespołów w ciepłolubne zespoły pełnomorskie, co jest zapisem końca maksymalnej izolacji Paratetydy od cyrkulacji oceanicznej.

Paleogen w Karpatach centralnych 4

Tadeusz M. Peryt

W Pieninach utwory paleogenu wchodzą w skład pokrywy paleogeńsko-neogeńskiej (paleocen–dolny miocen; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2014; Birkenmajer, 2017; wraz z literaturą tam zawartą). Powyżej formacji jarmuckiej (paleocen, lokalnie dolny eocen) występują łupki pstre eocenu. Następnie spoczywa ogniwo margli z Leluchowa (margle globigerinowe; górny eocen–oligocen), ogniwo łupków ze Smereczka (warstwy menilitowe) oraz formacja malcowska (oligocen; tab. 4; Oszczypko, 2009).

Na granicy pienińskiego pasa skałkowego i niecki podhalańskiej występują paleoceńsko-eoceńskie margle pelagiczne (warstwy maruszyńskie) sukcesji myjawskiej. Prawdopodobnie należą one do strefy przejściowej między basenem pienińskiego pasa skałkowego a basenem myjawskim, tj. centralnokarpackim (Oszczypko, 2009).

W paleogenie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wyróżnia się dwie charakterystyczne serie skalne: starszą węglanową numulitową (eocen tatrzański, eocen numulitowy) oraz młodszą – w głównej części wieku oligoceńskiego – fliszową (flisz podhalański; tab. 5; fig. 27). Warto w tym miejscu zauważyć, że kreator tego pojęcia, Limanowski (1905), wprowadził termin „podhalski". Seria fliszowa, o sumarycznej miąższości szacowanej na od 2,5 km we wschodniej do 4 km w zachodniej części niecki podhalańskiej (Ludwiniak, 2006; Mastella i in., 2012), została podzielona na warstwy: szaflarskie, zakopiańskie, chochołowskie i ostryskie (Gołąb, 1947, 1959; Watycha, 1959, 1977), określane niekiedy mianem formacji (Dudziak, 1983, 1984, 1986; Ryłko, 2004; tab. 5). Według Roniewicza (1979) warstwy ostryskie można traktować łącznie z warstwami chochołowskimi jako odmianę fliszu z większym udziałem piaskowców.

Przedłukowy, powstały w wyniku subdukcji płyty europejskiej pod płytę ALCAPY, basen paleogeński Podhala to część paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego (Soták i in., 2001; Kázmér i in., 2003). Jego polskie wydzielenia mają odpowiedniki na obszarze Karpat centralnych na Słowacji (fig. 28; Cieszkowski i in., 2009). Najnowsze syntezy stratygrafii utworów paleogenu niecki podhalańskiej przedstawili Ryłko (2004) oraz Cieszkowski i in. (2009).

Stratygrafia paleogenu podhalańskiego, a zwłaszcza serii fliszowej, nastręcza wiele problemów (zob. np. Filipek i in., 2017, 2018; Gedl, 2018; tab. 5). Jak się wydaje, datowania poziomów tufitowych, stwierdzonych zarówno w eocenie numulitowym (Głazek i in., 1998), między eocenem numulitowym a serią fliszową (Blaicher, 1973; Kępińska i in., 2000) oraz w całym profilu fliszu (Michalik, Wieser, 1959; Roniewicz, Westwalewicz-Mogilska, 1974; Westwalewicz-Mogilska, 1986; Środoń i in., 2006), mogą rozstrzygnąć wiele z istniejących niejasności co do wieku poszczególnych części profilu paleogenu i korelacji warstw. Dotychczas wydatowano bowiem cyrkony z jednej tylko próbki, pochodzącej ze stropu warstw zakopiańskich (30,7 ±1,5 mln lat – Van Couvering i in., 1981).

4
Paleogen w Karpatach centralnych

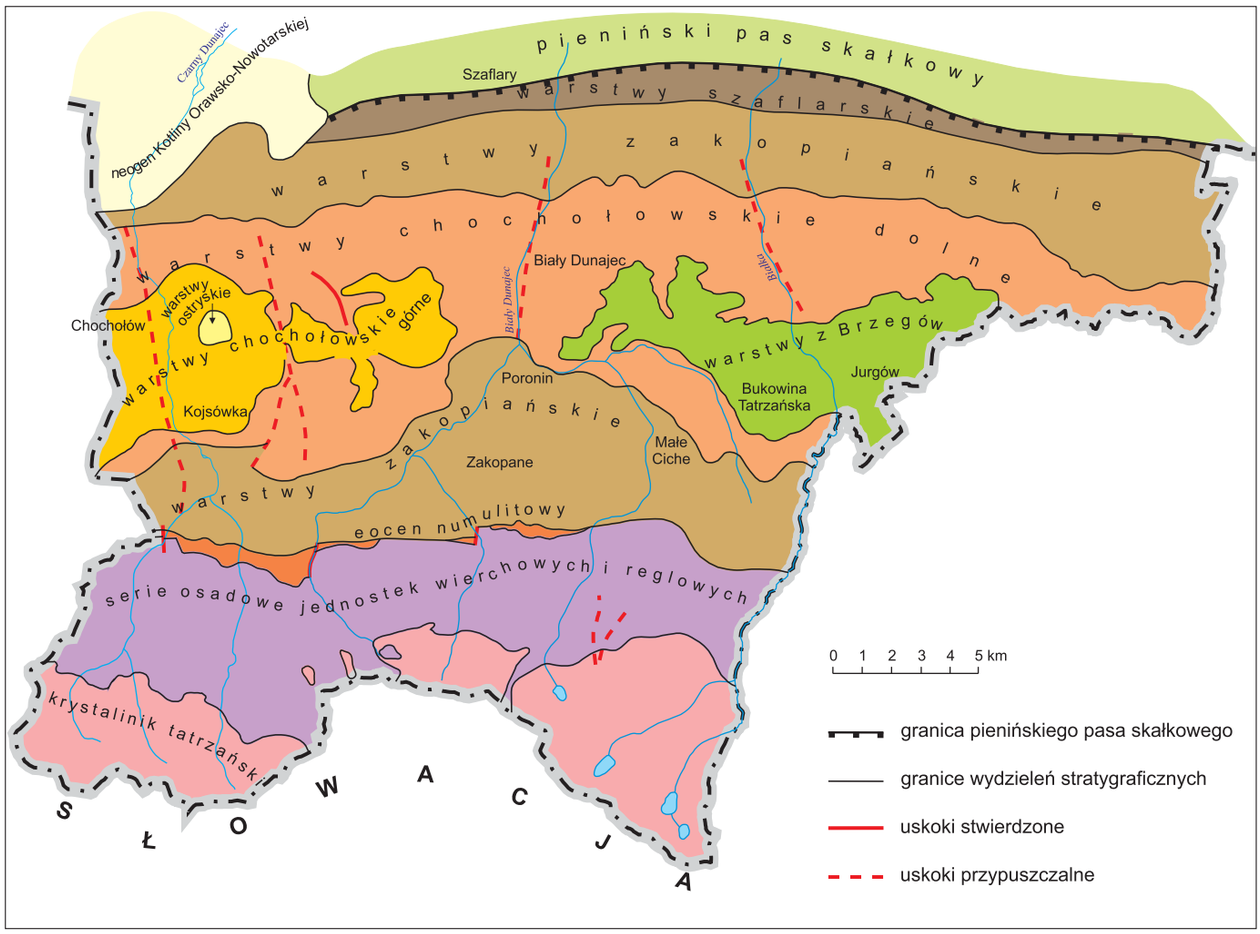


FIG. 27. Szkic geologiczny Tatr i paleogeńskiego fliszu podhalańskiego (wg Chowańca, 1989; Chowańca, Kępińskiej, 2003, zmieniono)

Utwory eocenu numulitowego wykazują dużą pionową i poziomą zmienność facjalną (Passendorfer, 1959; Sokołowski, 1959), co jest związane ze zróżnicowaną topografią basenu sedymentacyjnego i jego linii brzegowej (Roniewicz, 1969, 1997; Cieszkowski i in., 2009). W obrębie tych utworów Bartholdy i in. (1999) wyróżnili trzy cykle sedymentacyjne związane głównie z glacieustatycznymi zmianami poziomu morza. Na kontakcie eocenu numulitowego i fliszu podhalańskiego występuje luka stratygraficzna obejmująca zdaniem Gedla i Gareckiej (2008) najwyższy eocen i część dolnego oligocenu. Późniejszy etap rozwoju basenu podhalańskiego cechował znaczny wzrost tempa subsydencji, co umożliwiło depozycję miąższych warstw serii fliszowej w środowisku głębokowodnym o stopniowo wzrastającej głębokości (Cieszkowski i in., 2009; Gedl, 2018), z maksimum w czasie depozycji warstw chochołowskich (Gedl, 2000).

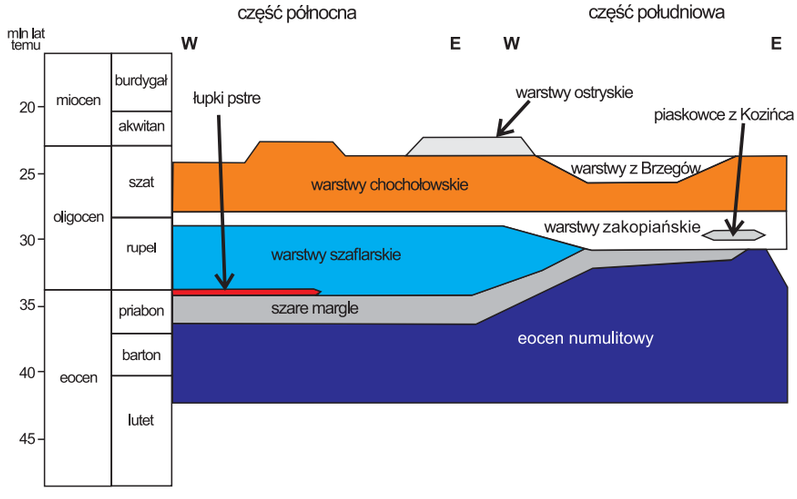


FIG. 28. Korelacja utworów paleogenu niecki podhalańskiej w północnej i południowej części Podhala (wg Cieszkowskiego i in., 2009)

W rozważaniach nad modelem basenu podhalańskiego Westwalewicz-Mogilska (1986) wyraziła pogląd o istnieniu na obszarze niecki podhalańskiej trzech stożków sedymentacyjnych, lokując obszary alimentacji na południe od Tatr i określając zasięg kanałów rozprowadzających materiał terygeniczny ku północy przekraczająco przez pieniński pas skałkowy. Wieczorek (1989), szukając porównań basenu podhalańskiego z pirenejskim basenem Hecho, rozpatrzył jego strukturę, uwzględniając szerokie tło rozprzestrzenienia i sedymentacji paleogenu centralnokarpackiego i zaproponował bardziej przekonujący model. Uznał, że dla sedymentacji warstw szaflarskich można by przyjąć model podmorskiej rampy. W efekcie powstawał system lobów zasilanych z wielu źródeł położonych na brzegu obszaru lądowego, aktywnego sejsmicznie. Analizując charakter młodszych osadów, Wieczorek (1989) wskazał, że następstwo warstw zakopiańskich, chochołowskich i ostryskich jest podobne do sekwencji stożków podmorskich. Wzrost grubości ziarna w omawianych warstwach ku górze, kierunki transportu z zachodu na wschód (por. Radomski, 1958) i drobnienie materiału ku wschodowi wskazują na progradację stożka – zasilanego ze źródła zlokalizowanego na zachodzie w rejonie Kubina na Słowacji – ku wschodowi (Wieczorek, 1989). Filipek i in. (2017, 2018) przedstawili argumenty mogące przemawiać za stosunkowo płytkowodnym środowiskiem, poniżej podstawy falowania przeciętnych sztormów, w którym osady prądów zawiesinowych mogły być modyfikowane podczas sztormów. Koncepcja taka została zakwestionowana przez Gedla (2018). Z jednej strony wskazał on, że zespoły otwornic bentosowych w szarych marglach, poprzedzających depozycje serii fliszowej, świadczą o depozycji w górnym batialu (Olszewska, Wieczorek, 1998), z drugiej natomiast strony koncepcja płytkowodna nie jest do pogodzenia z tym, co wiemy o geometrii basenu podhalańskiego.

TAB. 4. Schemat litostratygraficzny paleogenu w Karpatach centralnych

Nazwa	Kreator	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Formacja malcowska	zredefiniowana przez Birkenmajera, Oszczypkę (1989)	400–800	jednostka magurska, podjednostka krynicka, w okolicach Nowego Targu i Leluchowa; podjednostka Gorlic k. Nowego Sącza	warstwy malcowskie (Świdziński, 1961)	cienko- i średnioławicowe, szare i niebieskoszare, drobno-, średnio- i gruboziarniste piaskowce muskowitowe przewarstwione szarymi łupkami marglistymi; w piaskowcach laminacja horyzontalna lub skośna, związana z riplemarkami; w stropowych partiach warstw piaskowcowych często zwęglona flora; w łupkach konkrecje ankerytowe; stosunek warstw piaskowcowych do łupkowych 1:3; lokalnie soczewy gruboławicowych piaskowców typu magurskiego, szczególnie w okolicy Nowego Targu, i łupków typu menilitowego; dolna granica formacji ostra w przypadku pojawienia się pstrych margli i łupków (og. margli z Leluchowa) oraz łupków typu menilitowego (og. łupków ze Smereczka); górna granica erozyjna	oligocen–dolny miocen	–
Formacja szczawnicka	Birkenmajer *w*: Birkenmajer i in. (1979), scharakteryzowana przez Birkenmajera, Oszczypkę (1989)	20–70 w Pieninach (silnie skondensowana) i 500–1200 w podjednostce krynickiej	jednostka magurska	wyróżniona jako warstwy szczawnickie (Birkenmajer, 1956, 1957), przemianowane na formację szczawnicką przez Birkenmajera (*w:* Birkenmajer i in., 1979)	rytmity fliszowe złożone z piaskowców wapnistych, laminowanych, mikowych, przewarstwionych bezwapnistymi lub lekko marglistymi łupkami barwy szarej, niebieskawej lub czarnej, w ławicach o miąższości 0,1–2,5 m; piaskowce są zwykle drobnoziarniste, cienko- do średnioławicowych, występują w nich dość liczne riplemarki, pogrązy oraz warstwowania konwolutne i spływowe; łupki zwykle przeważają nad piaskowcami; miejscami pojawiają się przewarstwienia drobnoziarnistych zlepieńców i gruboziarnistych piaskowców z detrytusem *Lithothamnium*, fragmentami skał mezozoicznych z Pienin i elementami egzotycznymi; nieliczne otwornice i częściej występujący nanoplankton (*Tetrlithus, Micrantholithus, Marthasterites*); jednostki podrzędne: ogniwo złatniańskie, ogniwo życzanowskie	paleocen–dolny eocen	nieformalny odpowiednik to częściowo warstwy kluszkowieckie (Birkenmajer, 1958) i warstwy złatniańskie (Birkenmajer, 1954); utwory formacji wcześniej opisano jako *Nördliche Grenzbildungen* (Uhlig, 1890)
Formacja frydmańska	Birkenmajer i in. (1979)	ok. 400	jednostka magurska, podjednostka krynicka, wzdłuż północnego brzegu pienińskiego pasa skałkowego pomiędzy Frydmanem a Czorsztynem	jednostka wyróżniona jako warstwy fliszowe frydmańskie przez Birkenmajera (1954) i warstwy z Frydmana (Birkenmajer, 1963), następnie jako formacja (Birkenmajer, 1979; Birkenmajer, Dudziak, 1981)	utwory formacji złożone z litotypów charakterystycznych dla formacji szczawnickiej i formacji z Zarzecza; są to piaskowce zielonawe, średnio- lub gruboławicowe, różnoziarniste, z przeławiceniami zielonawych i niebieskich łupków marglistych, wśród łupków występują przeławicenia niebieskawych piaskowców wapnistych średnio- i drobnoziarnistych; granica dolna formacji – niezbyt dobrze czytelne przejście do formacji szczawnickiej; granica górna – tektoniczna	dolny eocen (część środkowa)	formacja frydmańska jest wzbogaconą w łupki przyskałkową odmianą piaskowca magurskiego (formacja magurska); wg Birkenmajera i Dudziaka (1981) formacja frydmańska nawiązuje litologicznie zarówno do formacji szczawnickiej, jak i do formacji z Zarzecza
Formacja z Zarzecza	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	10–600	jednostka magurska, podjednostka krynicka	Oszczypko (1979) wprowadził termin „warstwy zarzeckie" dla utworów fliszowych uprzednio określanych różnymi nazwami (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	przewarstwiające się piaskowce wapniste, mułowce ilaste i szarozielone łupki margliste; piaskowce są cienko- i średnioławicowe, drobno- i bardzo drobnoziarniste; łupki często przypominają miękkie margle; lokalnie występują zlepieńce, mułowce i piaskowce gruboławicowe, szczególnie w górnej części formacji; granica dolna formacji to stopniowe przejście od szarych i niebieskawych, średnioławicowych turbidytów formacji szczawnickiej do szarozielonych cienkowarstwowanych turbidytów formacji z Zarzecza; granica górna – na przejściu cienkowarstwowanego zielonego fliszu formacji w grubo uławicone piaskowce muskowitowe formacji magurskiej; osady formacji z Zarzecza są interpretowane jako cienkowarstwowane turbidyty dystalne reprezentujące podmorski stożek zewnętrzny (Oszczypko, 1979, 1985); jednostki podrzędne: ogniwo krynickie	dolny eocen	nieformalny odpowiednik to warstwy z *Paleodictyon* (Nowak, 1924), warstwy beloweskie (Paul, 1869; Świdziński, 1953), warstwy hieroglifowe (Paul, Tietze, 1877), a w strefie przypienińskiej – warstwy podmagurskie (Książkiewicz, 1935)
Ogniwo piaskowca z Piwnicznej	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	400–1500	jednostka magurska, Beskid Sądecki, Gorce, Małe Pieniny	piaskowce z Piwnicznej wyróżniła Ostrowicka (1966, 1979; zob. Birkenmajer, 1985, 1986)	w dolinie Popradu ogniwo rozpoczyna się zwykle zlepieńcami, piaskowcami gruboławicowymi oraz żwirowcami ilastymi, odpornymi na wietrzenie („warstwa" z Marszałka: Alexandrowicz, Kutyba, 1979; Alexandrowicz i in., 1984); wyżej występują piaskowce gruboławicowe (ok. 25 m), złożone z warstw o miąższości 0,7–1,5 m, czasami o charakterze piaskowców zlepieńcowatych, zwykle średnio- i drobnoziarniste, często masywne, bezstrukturalne; częste są przewarstwienia cienkoławicowych turbidytów; piaskowce złożone z kwarcu, skaleni, muskowitu i litoklastów, ich spoiwo jest ilasto-wapniste lub ilaste; w skład żwirowców ilastych wchodzi materiał egzotyczny; granica dolna ogniwa to przejście do cienkowarstwowanego fliszu formacji z Zarzecza lub formacji szczawnickiej; granica górna przebiega w miejscu pojawienia się pierwszej warstwy łupków pstrych ogniwa łupków z Mniszka	dolny–górny eocen	odpowiednikiem ogniwa są piaskowce magurskie w pienińskim pasie skałkowym i strefie perypienińskiej (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)
Ogniwo margli z Leluchowa	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	4	podjednostka krynicka w płaszczowinie magurskiej; podjednostka gorlicka (= Racy) k. Nowego Sącza	typowy profil opisany przez Świdzińskiego (1961); Oszczypko (1973, 1985)	margle, czerwone w części dolnej, zielonoszare w części górnej; ponadto margle szare i oliwkowozielone; w spągu ogniwo graniczy z masywnymi piaskowcami ogniwa piaskowca popradzkiego; górną granicę stanowi spąg łupków typu menilitowego należących do ogniwa łupków ze Smereczka	górny eocen–oligocen	nieformalnymi odpowiednikami ogniwa są margle podmenilitowe z *Globigerina* (Bieda i in., 1963; Olszewska, 1984a, b), łupki pstre z Niemcowej (Alexandrowicz i in., 1984)
Ogniwo łupków ze Smereczka	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	3	jednostka magurska w okolicach Leluchowa	łupki typu menilitowego w obrębie formacji malcowskiej w jednostce magurskiej opisali Świdziński (1934, 1961) i Książkiewicz, Lesko (1959)	czarne lub brązowe łupki bitumiczne, czasami krzemionkowe, z cienkimi warstwami czertów i dwoma przewarstwieniami tufitów, a ponadto z półmetrowym przewarstwieniem piaskowca o uziarnieniu frakcjonalnym; granica dolna ogniwa to wyraźny kontakt z zielonymi marglami ogniwa margli leluchowskich; granica górna – przejście do cienkoławicowych piaskowców formacji malcowskiej	dolny oligocen	łupki menilitowe Karpat zewnętrznych (Bieda i in., 1963)
Ogniwo krynickie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	200–500	północna część podjednostki krynickiej (jednostka magurska)	piaskowce i zlepieńce z Krynicy wyróżnione przez Świdzińskiego (1953, 1972) w obrębie warstw beloweskich podjednostki krynickiej; analogiczne utwory wyróżniono w warstwach hieroglifowych i w warstwach przejściowych (zob. Birkenmajer, Oszczypko, 1989)	gruboławicowe zlepieńce, żwirowce ilaste i piaskowce gruboławicowe, przewarstwione cienkimi zespołami cienkoławicowych turbidytów zielonoszarych; pojedyncze ławice żwirowców ilastych, miąższości 1–6 m, często zaburzone osuwiskami podmorskimi, złożone z otoczaków egzotycznych, zwykle do 10 cm średnicy; piaskowce zlepieńcowate oraz gruboziarniste występują jako pojedyncze warstwy o miąższości do kilkunastu metrów; granica dolna ogniwa jest ostra i przebiega w spągu osadów gruboklastycznych leżących na cienkowarstwowanych turbidytach formacji z Zarzecza; granica górna – stopniowe przejście w cienko uławicone turbidyty formacji z Zarzecza	dolny eocen	nieformalny odpowiednik to piaskowce i zlepieńce z Krynicy (Świdziński, 1953)

TAB. 4. cd.

Nazwa	Kreator	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Ogniwo złatniańskie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	20–70	pieniński pas skałkowy	warstwy złatniańskie (Birkenmajer, 1954) zostały przemianowane na ogniwo złatniańskie (Birkenmajer, Dudziak, 1988a, b)	piaskowce średnio- i gruboziarniste, wapniste, z warstwami łupków i drobnych zlepieńców; w pakietach zlepieńcowych i grubopiaszczystych liczna fauna dużych otwornic (*Operculina, Nummulites, Assilina granulosa*); granica dolna transgresywna – jest to wyraźna niezgodność kątowa między sfałdowanymi sukcesjami skałkowymi w pienińskim pasie skałkowym a utworami ogniwa; granica górna – stopniowe przejście do utworów piaszczysto-mułowcowo-marglistych formacji z Zarzecza	górny paleocen–dolny eocen	ogniwo dobrze rozwinięte, lecz słabo odsłonięte
Ogniwo Życzanowskie	Birkenmajer, Oszczypko (1989)	80–300	jednostka magurska	piaskowce i zlepieńce z Życzanowa (Oszczypko, 1979) oraz piaskowce i zlepieńce krynickie (Chrząstowski, Ostrowicka, 1978)	kompleksy zlepieńcowo-piaskowcowe typu piaskowców magurskich, tkwiące wśród cienko- i średnioławicowych turbidytów typu szczawnickiego; grubość kompleksów zlepieńcowo-piaskowcowych wynosi ok. 40 m, natomiast zespoły turbidytowe nie przekraczają 20 m; granica dolna ogniwa (ostra) przebiega w spągu piaskowców zlepieńcowatych, leżących na cienko- i średnioławicowych turbidytach formacji szczawnickiej; granica górna – przejście piaskowców zlepieńcowatych ogniwa w wyżej leżące cienko- i średnioławicowe turbidyty formacji szczawnickiej	paleocen–dolny eocen	prawdopodobny odpowiednik ogniwa w rejonie Ochotnicy Górnej (Gorce) to gruboławicowe piaskowce mikowe wyróżnione przez Sikorę i Żytko (1968) w obrębie „warstw inoceramowych”; podjednostce sądeckiej (= Bystricy) oraz gorlickiej (= Racy) odpowiednikiem ogniwa są gruboławicowe piaskowce górnej części „warstw inoceramowych” (warstwy ropianieckie)

TAB. 5. Schemat litostratygraficzny paleogenu Podhala

Nazwa (kreator)	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Eocen tatrzański (Kuźniar, 1908), eocen numulitowy (Sokołowski, 1959)	bardzo zmienna (od kilku do ok. 320; największa miąższość w niektórych profilach przy południowej granicy niecki podhalańskiej)	odsłania się wzdłuż prawie całej południowej krawędzi niecki podhalańskiej na brzegu Tatr; stwierdzony prawie we wszystkich wierceniach w obrębie niecki podhalańskiej (Wieczorek, Barbacki, 1997; Olszewska, Wieczorek, 1998); izolowane płaty zalegają na jednostce reglowej dolnej w strefie reglowej Tatr	przedmiot badań począwszy od XIX w. (m.in.: Uhlig, 1897; Kuźniar, 1908, 1910, 1911; Bieda, 1963; Szafer, 1958; Passendorfer, 1959; Sokołowski, 1959; Passendorfer, Roniewicz, 1963; Bąkowski, 1967; Roniewicz, 1969; Blaicher, 1973; Kulka, 1984, 1985; Kępińska, 1997; Olszewska, Wieczorek, 1998; Bartholdy i in., 1999; Olszewska, 2009; Worobiec i in., 2015)	utwory eocenu tatrzańskiego wykazują dużą pionową i poziomą zmienność facjalną (Passendorfer, 1959; Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969); profil rozpoczynają zwykle różnorodne zlepieńce (o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 150 m – Machaniec i in., 2009); w Dolinie Suchej Wody w obrębie zlepieńców występuje warstwa tufitu (70 cm; Głazek i in., 1998); w dolnej części czerwone zlepieńce (Wyczółkowski, 1956) o miąższości ok. 50 m, a wyżej – szare (o miąższości ponad 50 m); ku górze przechodzą w dolomity detrytyczne (ok. 90–120 m), a te w wapienie dolomityczne z numulitami (od kilku do 80 m) o charakterze biokalkarenitów, z lokalnie występującymi cienkimi zlepieńcami („górne zlepieńce” – Passendorfer, Roniewicz, 1963) i marglami z glaukonitem (Turnau-Morawska, Lindner, 1959); w stropie kompleksu dolnego są utwory (ok. 60 m) zawierające florę lądową, które wyjątkowo występują wśród zlepieńców z dolomitami; utworem pośrednim między zespołem dolnym a górnym jest ogniwo zlepieńcowo-wapienne; górny zespół składa się z wapieni numulitowych z litotamniami lub z wapieni głównie organodetrytycznych (ok. 30 m); najwyższa część kompleksu numulitowego to zlepieńce i brekcje stropowe	lutet–dolny priabon (głównie barton–dolny priabon – Olszewska, Wieczorek, 1998; Bartholdy i in., 1999)	na Słowacji eocen numulitowy jest określany jako formacja borowska (*Borove Formation*) (Gross i in., 1984, 1993; Soták, 1998a; Soták i in., 2001, 2007; Sliva i in., 2004), jej wiek to wyższy środkowy i górny eocen (barton–priabon; Janočko, 2000); Cieszkowski i in. (2009) nie wykluczyli możliwości, że na Podhalu sedymentacja eocenu numulitowego trwała do wczesnego oligocenu z uwagi na obecność w warstwach zakopiańskich tuż nad eocenem numulitowym zespołu nanoplanktonu wapiennego NP24 (Garecka, 2005; Oszczypko-Clowes, inf. ustna *w*: Cieszkowski i in., 2009), typowego dla przełomu oligocenu wczesnego i późnego
Mułowce margliste, szare margle – margle globigerinowe i łupki pstre (Cieszkowski i in., 2009)	ok. 200	w północnej części niecki podhalańskiej, m.in. w otworze Bańska IG 1 (por. Gedl, Garecka, 2008); także w południowej części niecki w obrębie eocenu numulitowego	notowane w utworach eocenu numulitowego (np. Alexandrowicz, Geroch, 1963; Blaicher, 1973; Sokołowski, 1973; Olszewska, Wieczorek, 1998)	szare masywne mułowce margliste i margle będące facją przejściową między węglanowymi osadami eocenu numulitowego a typowym fliszem wyższych jednostek litostratygraficznych paleogenu podhalańskiego; litologicznie podobne do najniższej części warstw zakopiańskich dolnych odsłoniętych u podnóża Tatr, które jednak są oligoceńskie (Garecka, 2005); nad marglami w profilu otworu Bańska IG 1 występuje kilkumetrowy poziom czerwono-zielonych łupków pstrych z zespołem otwornic typowym dla wyższego późnego eocenu (Cieszkowski *w*: Cieszkowski i in., 2009)	górny eocen (Alexandrowicz, Geroch, 1963; Blaicher, 1973); wg Olszewskiej i Wieczorka (1998) – barton–dolny priabon, a zdaniem Bartholdy'ego i in. (1999) – priabon	na Słowacji szare margle są opisywane jako margle globigerinowe (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Soták, 1998b; Soták i in., 2001, 2007) z uwagi na obfitość otwornic planktonicznych; z wyjątkiem margli opisanych przez Sokołowskiego (1973) i Blaicher (1973) z wiercenia Zakopane IG 1, różnią się one od jasnych margli globigerinowych typowych dla Karpat zewnętrznych
Flisz podhalański (Limanowski, 1905 używał pojęcia „flisz podhalski”)	2500–4000	niecka podhalańska	przedmiot badań wielu pokoleń geologów (m.in.: Kuźniar, 1910; Gołąb, 1947, 1959; Radomski, 1958; Watycha, 1959, 1976, 1977; Halicki, 1959; Sokołowski, 1973; Wieser, 1973; Małecka, 1973; Roniewicz, Pieńkowski, 1977; Roniewicz, 1979; Krawczyk, 1980; Pieńkowski, Westwalewicz-Mogilska, 1986; Wieczorek, 1989; Kępińska, 1997; Chowaniec, Kępińska, 2003; Krobicki, 2008; Cieszkowski i in., 2009; Filipek i in., 2017)	we fliszu podhalańskim, cechującym się stosunkowo małą różnorodnością litologiczną, na podstawie zmian proporcji piaskowców do łupków oraz grubości tworzonych przez nie ławic wyróżniono cztery jednostki litostratygraficzne: warstwy szaflarskie, zakopiańskie, chochołowskie oraz ostryskie (Gołąb, 1947, 1959; Watycha, 1959); miąższość fliszu w najgłębszej części niecki podhalańskiej dochodzi do 3000 m (Cieszkowski i in., 2009)	zasadnicza część osadów fliszu podhalańskiego była zdeponowana w oligocenie (Blaicher, 1973; Gedl, 2000b; Olszewska, Wieczorek, 1998; Garecka, 2005)	na słowackiej Orawie odpowiednikiem jest grupa podtatrzańska – *Podtatranská Group* (Gross i in., 1984, 1993)

TAB. 5. cd.

Nazwa (kreator)	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Litologia/facje i dalszy podział	Wiek	Uwagi
Warstwy szaflarskie (Gołąb, 1959; Watycha, 1959)	do 780 (Watycha, 1959), z czego odsłania się ok. 540 (Mastella i in., 1977); w wierceniu w Poroninie mniej niż 200 (Chowaniec i in., 1997)	występują na znacznym obszarze w północnej części niecki podhalańskiej, zarówno na powierzchni, jak i pod młodszymi jednostkami litostratygraficznymi; ku południowi wyklinowują się; echem ich sedymentacji w warstwach zakopiańskich dolnych mogą być piaskowce z Kozińca	początkowo nazywane warstwami maruszyńskimi (zob. Gołąb, 1959); charakterystykę przedstawili: Watycha (1959, 1976, 1977); Krysiak (1976); Mastella i in. (1977); Ozimkowski (1978); Roniewicz (1979, 1997); Dudziak (1983, 1986); Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	łupki margliste z piaskowcami i ławicami zlepieńców, występujące w dolnej części fliszu podhalańskiego, przylegające do pienińskiego pasa skałkowego; warstwy szaflarskie są podzielone na trzy części, w części dolnej piaskowce przeważają nad mułowcami, a wyżej dominują, towarzyszą im czasem zlepieńce; w części środkowej łupki mułowcowe przeważają nad średnio- i cienkoławicowymi, laminowanymi piaskowcami drobnoziarnistymi; w części górnej dominują średnio- i gruboławicowe piaskowce wapniste, często amalgamowane, o zróżnicowanym uziarnieniu, z podwyższoną ilością detrytusu roślinnego; piaskowcom nierzadko towarzyszą zlepieńce; warstwy szaflarskie reprezentują typ sedymentacji fliszowej proksymalnej, w przeciwieństwie do wyżej leżących w profilu warstw zakopiańskich i chochołowskich, gdzie pełne sekwencje turbidytowe są mniej liczne (Krysiak, 1976)	dolną część utworów profilu wiertniczego Bańska IG 1 zaliczono do górnego eocenu; oligoceński (NP24) wiek środkowej i górnej części warstw szaflarskich potwierdzają badania nanoplanktonu wapiennego (Garecka, 2005); w dolnej części warstw szaflarskich Garecka (2005) stwierdziła zubożały zespół nanoplanktonu być może poziomu NP23 lub górnej części NP22; wg Gedla (2000b) – dolny (ale nie najniższy) oligocen	na Słowacji odpowiednikiem jest formacja szambrońska (*Šambron Formation*) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Soták, 1998b; Soták i in., 2001, 2007; Sliva i in., 2004), datowana na środkowy i górny eocen–dolny oligocen; występujące w ich obrębie na Orawie ogniwo pucowskie (*Pucov Member),* złożone z piaskowców j zlepieńców, jest datowane na podstawie zespołów otwornic i dinocyst na górny eocen (Soták i in., 2007); w nadkładzie ogniwa pucowskiego (Soták i in., 2007) występują margle globigerinowe, a nad nimi utwory dolnego oligocenu z ciemnymi łupkami typu warstw menilitowych, miejscami z rogowcami, warstwami tufitów i poziomem laminowanych wapieni typu wapieni tylawskich, wyżej – warstwy huciańskie *(Huty Formation)*
Warstwy zakopiańskie (Gołąb, 1947)	ok. 1200–1700, ok. 1000 w Zakopanem (Roniewicz, 1997)	w skrzydle północnym niecki podhalańskiej brak niższej, łupkowej części warstw zakopiańskich dolnych	charakterystykę przedstawili: Radomski (1958); Gołąb (1959); Watycha (1959, 1976); Małecka (1973); Mastella i in. (1977); Ozimkowski (1978); Dudziak (1983), Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	łupki margliste popielate i czarne z *Meletta* (określane w dawnej literaturze jako „łupki menilitowe"), z soczewami zlepieńców i pojedynczych ławic piaskowców oraz dolomitów żelazistych; w górnej części warstw zakopiańskich występują piaskowce średnioławicowe, mikowe, drobnoziarniste, lokalnie wapniste, ze zwęgloną sieczką roślinną; Gołąb (1959) wyróżnił pięć poziomów litologicznych: łupki typu łupków menilitowych z piaskowcami spągowymi, dolne łupki zakopiańskie z dolomitami, przedzielone gruboławicowymi piaskowcami z Kozińca (będące na zachodnim Podhalu lokalnym poziomem korelacyjnym – Sokołowski, 1973), łupki piaszczyste, górne łupki zakopiańskie, piaskowce średnioławicowe; w północnej części obszaru, przede wszystkim przy pasie skałkowym, facja jest bardziej zlepieńcowa, łupki niekiedy zmieniają się w piaskowce łupkowe	górny eocen (na podstawie dużych otwornic – Bieda, 1948, 1959) lub górny eocen–dolny oligocen (na podstawie nanoplanktonu wapiennego – Dudziak, 1983, 1984); małe otwornice (Blaicher, 1973; Olszewska, Wieczorek, 1998), dinocysty (Gedl, 1998, 1999, 2000b) i nanoplankton wapienny (Garecka, 2005; Oszczypko-Clowes, inf. ustna *w*: Cieszkowski i in., 2009) wskazują na dolny i górny oligocen	na Słowacji warstwy te noszą nazwę formacji huciańskiej (*Huty Formation*), a jej wiek na podstawie zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego określono na środkowy eocen–dolny oligocen (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Soták, 1998b; Janočko, 2000; Soták i in., 2001, 2007; Sliva i in., 2004); w dolnej części tych warstw na Spiszu występuje kompleks gruboklastycznych piaskowców i zlepieńców z Tokarni; zdaniem Gedla (1998) warstwy zakopiańskie są diachroniczne – ich sedymentacja w przytatrzańskiej strefie zaczęła się wcześniej na wschodnim Podhalu, a później na zachodnim
Warstwy chochołowskie (Gołąb, 1947)	kilkaset do 1600 w profilu Ostrysza	środkowa część niecki podhalańskiej	charakterystykę przedstawili: Radomski (1958); Gołąb (1959); Watycha (1959, 1976, 1977); Małecka (1973); Ozimkowski (1978); Dudziak (1986); Westwalewicz-Mogilska (1986); Kępińska (1997); Chowaniec, Kępińska (2003) oraz Cieszkowski i in. (2009)	piaskowce drobno- i średnioziarniste, cienkoławicowe, łupki margliste i ilaste oraz pojedyncze soczewy zlepieńców; Gołąb (1959) w obrębie serii chochołowskiej wyróżnił osiem poziomów litologicznych: poziom piaskowców podstawowych ze zlepieńcami, dolny poziom łupkowy, górny poziom piaskowcowy ze zlepieńcami, dolny poziom łupkowo-piaskowcowy, poziom iłów piaszczystych z pseudoegzotykami, górny poziom łupkowo-piaskowcowy, łupki z gruboławicowymi piaskowcami, górny poziom łupkowy; we wschodniej części Podhala i na Spiszu piaskowcowo-łupkowa facja warstw chochołowskich górnych jest zastąpiona przez fację bardziej łupkową – liczące kilkaset metrów miąższości warstwy z Brzegów (Watycha, 1959)	wiek początkowo oceniany na dolny oligocen (Bieda, 1959, 1963; Dudziak, 1986); obecnie na podstawie dinocyst określany jako górna część dolnego oligocenu (rupel; Gedl, 2000b), a na podstawie otwornic (Olszewska, Wieczorek, 1998) oraz nanoplanktonu wapiennego (Garecka, 2005) na górny rupel–szat	warstwy chochołowskie są na Słowacji nazywane formacją zuberecką (*Zuberec Formation*) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Soták, 1998b; Soták i in., 2001, 2007; Sliva i in., 2004) o wieku górnooligoceńskim (Soták i in., 2001, 2007) lub górnoeoceńskim (Sliva i in., 2004); warstwy z Brzegów wydzielane na obszarze Spiskiej Magury w rejonie Jaworzyny Tatrzańskiej to dystalna facja formacji białopotockiej (*Biely Potok Formation*) (Sliva i in., 2004)
Warstwy ostryskie (Gołąb, 1947)	ok. 300	góra Ostrysz w zachodniej części Podhala	charakterystykę przedstawili: Gołąb (1959); Watycha (1977); Dudziak (1986) i Cieszkowski i in. (2009)	piaskowce drobno- i średnioziarniste, gruboławicowe (do kilku metrów miąższości), także z niewielkim udziałem zlepieńców i rzadkimi przewarstwieniami łupków ilastych i marglistych; w piaskowcach wyraźne struktury spływowe, toczeńce ilaste oraz drobne warstwy węgla; Gołąb (1959) wyróżnił trzy poziomy: piaskowce podstawowe, łupki ostryskie, dolne i górne piaskowce gruboziarniste	oligocen–najniższy miocen; Dudziak (1986) zaliczył warstwy ostryskie do dolnego oligocenu, natomiast Gedl (1998, 1999) do górnego oligocenu (najwyższy szat); Garecka (2005) stwierdziła nanoplankton najniższego miocenu (poziom NN1), chociaż niższa część może reprezentować oligocen	na Słowacji warstwy ostryskie są korelowane z formacją białopotocką (*Biely Potok Formation*) (m.in. Gross i in., 1984, 1993; Soták i in., 2007); zespoły nanoplanktonu i otwornic z formacji białopotockiej wskazują na najwyższy oligocen–dolny miocen, być może do poziomu NN2 (Soták, 1998a, b)

5 Magmatyzm

Barbara Słodkowska

Paleogeńskie i młodsze skały wulkaniczne (bazalty) oraz piroklastyki tworzą dolnośląską formację bazaltową, która występuje od granicy państwa na zachodzie po Górę Św. Anny na wschodzie (fig. 29).

Dolnośląskie kenozoiczne skały wulkaniczne stanowią wschodnią część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej, o długości prawie 700 km, leżącej na północnym przedpolu alpidów europejskich (Cwojdziński, Jodłowski, 1982) lub marginalną część rozległej strefy ryftowej, ciągnącej się od Masywu Centralnego we Francji, poprzez dolinę Renu w Niemczech i dolinę Ohrzy (Ohře, Egeru) w Czechach aż do Polski (Kopecký, 1966, 1978). Na Dolnym Śląsku wyróżnia się kilka głównych centrów, w których występuje koncentracja wystąpień skał wulkanicznych. Na obszarze Czech zaznacza się strefa wulkaniczna ryftu Ohrzy, a jej przedłużeniem ku NE na terenie Polski i Niemiec jest obszar niecki żytawskiej, tj. ryftu Żytawa–Bogatynia (Alibert i in., 1987). W pobliżu ram niecki żytawskiej, w profilu otworu Opolno Zdrój PIG 1, występują skały osadowe deponowane w środowisku lądowym, wykazujące synsedymentacyjną aktywność tektoniczną, oraz osady piroklastyczne/wulkanogeniczne związane z aktywnością wulkaniczną, zaznaczającą się powszechnie w obrębie ryftu Ohrzy. Wyniki datowania wieku bezwzględnego skał formacji wulkanicznej, wykonane metodą potasowo-argonową, definiują jej wiek na 24,9–32,7 mln lat, zatem utwory te powstały nie wcześniej niż w późnym oligocenie (Kasiński i in., 2015).

Większość znanych wystąpień bazaltu znajduje się na bloku przedsudeckim, przy krawędzi Sudetów Środkowych oraz w zachodniej części Sudetów. Na bloku przedsudeckim grupują się one w rejonie Jawora, Legnicy i Złotoryi oraz Niemczy, Kowalskich–Żelowic, Targowicy oraz Ziębic. Bazalty znajdują się po obu stronach morfotektonicznej krawędzi Sudetów Środkowych. W zachodniej części Sudetów liczne wystąpienia bazaltów są związane z północną częścią rowu Ohrzy przecinającego z SW na NE Masyw Czeski (Badura i in., 2006).

Oprócz skał magmowych w skład dolnośląskiej formacji bazaltowej wchodzą również związane z wulkanizmem utwory piroklastyczne: brekcje wulkaniczne, tufy i tufity. Wystąpienia skał wulkanicznych SW Polski mają związek z przebiegiem głębokich rozłamów skorupy ziemskiej i tworzą zwykle „plamowe" koncentracje (Cwojdziński, Jodłowski, 1982; Dyjor, Kościówko, 1986). Na obszarze Dolnego Śląska wyróżnia się trzy rejony koncentracji skał bazaltowych: Żytawa–Zgorzelec–Lubań, Legnica–Jawor–Złotoryja i Strzelin–Ziębice.

Z badań magnetycznych i grawimetrycznych wynika, że z występowaniem bazaltów kenozoicznych na Dolnym Śląsku są związane także tzw. anomalie bazaltowe. Mogą one wskazywać na stosunkowo płytkie występowanie w skorupie ziemskiej, a nawet w pokrywie osadowej, skał wulkanicznych o znacznie większym zasięgu niż te, które ukazują się na powierzchni (Cwojdziński, Jodłowski, 1982; Badura, Przybylski, 2004; Badura i in., 2004). Żyły bazaltowe, stanowiące najczęściej spotykaną formę kenozoicznych skał wulkanicznych, osiągają średnicę od kilku do kilkudziesięciu metrów. Towarzyszące im tufy i brekcje wulkaniczne zachowały się jedynie fragmentarycznie, w większości ulegały wietrzeniu, erozji i denudacji. Wylewy lawowe występują szczególnie często w SW części Dolnego Śląska. Pokrywy lawowe zalegają płasko lub wypełniają

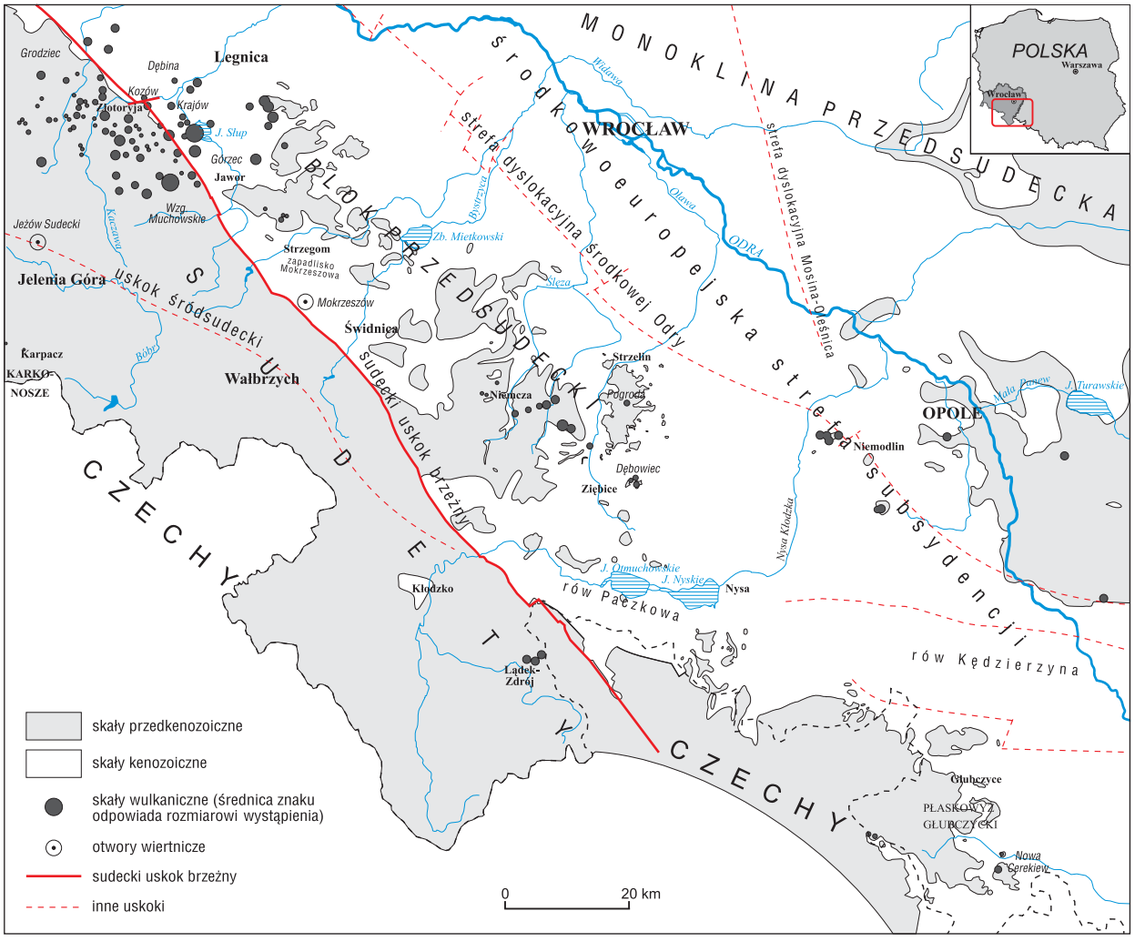


FIG. 29. Występowanie kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich (Badura i in., 2006)

depresje podłoża (Jerzmański, Maciejewski, 1968). Miąższość pokryw lawowych waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Stratygraficzną pozycję bazaltów dolnośląskich wiązano od dawna z paleogenem (fig. 30), a zwłaszcza z neogenem, opierając się na ich stosunku do innych osadów kenozoicznych. Według badań Panasiuka (1986) datowania wieku bezwzględnego bazaltów metodą K-Ar pozwoliły na ustalenie, że w niecce żytawskiej najstarsza faza wulkanizmu nastąpiła 41 mln lat temu, co zaznaczyło się wylewami law typu nefelinitów oliwinowych. Młodsza faza (30–31 mln lat temu) charakteryzowała się wylewami law trachitowych.

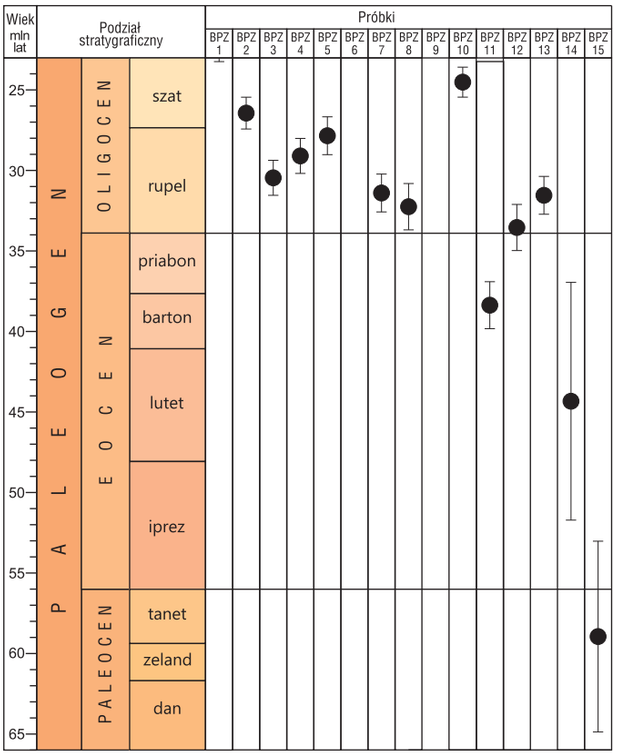


FIG. 30. Wiek datowanych bazaltoidów Dolnego Śląska na tle podziału stratygraficznego (wg Badury i in., 2006)

Literatura

Abdel-Gawad G.I., 1986. Maastrichtian non-cephalopod mollusks (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula valley, central Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 69–224.

Albers H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 29: 483–503.

Alexandrowicz S.W., 1969. Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 39: 681–696.

Alexandrowicz S.W., Geroch S., 1963. Zespół małych otwornic w eocenie tatrzańskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 219–228.

Alexandrowicz S.W., Kutyba J., 1979. Litostratygraficzne poziomy korelacyjne w serii magurskiej między Krościenkiem a Jaworkami. Kwartalnik Geologiczny, 23: 502–503.

Alexandrowicz S.W., Cieszkowski M., Golonka J., Kutyba J., Oszczypko N., Paul Z., 1984. Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 340: 23–39.

Alibert C., Leterrier J., Panasiuk M., Zimmermann J.L., 1987. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. Lithos, 20: 311–321.

Badura J., Przybylski B., 2004. Dolnośląska formacja bazaltowa. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 161–168. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Badura J., Pecskay Z., Przybylski B., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., 2004. Petrology and age of basalts in the Sudetic Marginal Fault zone, SW Poland. *W*: VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał": 1–8.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegląd Geologiczny, 54: 145–153.

Barski M., Bojanowski M., 2010. Organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to recognize carbonate concretions: an example from Oligocene flysch deposits of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 61: 121–128.

Bartholdy J., Bellas S.M., Ćosović V., Premec Fuček V., Keupp H., 1999. Process controlling Eocene mid-latitude larger foraminifera accumulations: modelling of the stratigraphic architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). Geologica Carpathica, 50: 435–448.

Bąk K., 2004. Deep-water agglutinated foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary and Paleocene/Eocene transitions in the deep flysch environment, eastern Outer Carpathians (Bieszczady Mts., Poland). Grzybowski Foundation Special Publication, 8: 1–56.

Bąk K., 2005. Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian Nappe, Outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 71–93.

Bąk K., Bąk M., Geroch S., Manecki M., 1997. Biostratigraphy and paleoenvironmental analysis of benthic foraminifera and radiolarians in Paleogene Variegated Shales in the Skole Unit, Polish Flysch Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 135–154.

Bąk M., 1995. Eocene Radiolaria from the deposits of the Skole Nappe near Rzeszów, Polish Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 143–152.

Bąkowski Z., 1967. Rośliny eoceńskie Tatr i Podhala, część 1. Prace Muzeum Ziemi, 10: 167–213.

Ber A., Krzyszkowski D., 2004. Glacitektonika wybranych obszarów Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 73–125.

Beyrich E., 1856. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen, zur Erläuterung einer geologischen Übersichtskarte. Abhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften. 27, Physikalische Klasse: 1–20.

Bieda F., 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 16: 1–52.

Bieda F., 1948. O nowych i mało znanych otwornicach z fliszu Karpat Polskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18: 195–222.

Bieda F., 1955. Duże otwornice we fliszu karpackim. Przegląd Geologiczny, 3: 268–274.

Bieda F., 1959. Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego i fliszu podhalańskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 215–224.

Bieda F., 1963. Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 37.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K., 1963. Stratigraphie des Carpathes Externes Polonaises. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 181: 5–174.

Bieńkowska-Wasiluk M., 2021. The fish fauna of the Dynów Marl Member (Menilite Formation, Poland): paleoenvironment and paleobiogeography of the early Oligocene Paratethys. Bulletin of Geosciences, 96: 493–511.

Birkenmajer K., 1954. O wieku tzw. margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 88: 1–79.

Birkenmajer K., 1956. Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. Przegląd Geologiczny, 4: 499–502.

Birkenmajer K., 1957. Dajki andezytowe Góry Bryjarki w Szczawnicy. Przegląd Geologiczny, 5: 62–65.

Birkenmajer K., 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, I–IV. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1963. Esquisse de la stratigraphie du Mesozoique et du Paleogene dans la Zone des Klippes Pienines en Pologne. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 182: 207–223.

Birkenmajer K., 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K. (red.), 1985. Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). Guide Excurs. 2. Carpatho-Balkan Geol. Ass., 13th Congress (Cracow, Poland, 1985).

Birkenmajer K. (red.), 1986. Przewodnik 57 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Inst. Geol., Kraków.

Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. Monografie Pienińskie, 3.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1981. Wiek fliszu magurskiego (paleogen) północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie nannoplanktonu. Studia Geologica Polonica, 70: 7–36.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1988a. Nannoplankton dating of terminal flysch deposits (Oligocene) in the Magura Basin, Outer Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 1-13.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1988b. Age of Palaeogene flysch in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, based on calcareous nannoplankton. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 15-24.

Birkenmajer K., Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 145–181.

Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. Studia Geologica Polonica, 61: 7–36.

Blaicher J., 1973. Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG-1. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 106–133.

Błaszkiewicz A., 1980. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. Prace Instytutu Geologicznego, 92: 52–55.

Bojanowski M.J., Ciurej A., Haczewski G., Jokubauskas P., Schouten S., Tyszka J., Bijl P.K., 2018. The Central Paratethys during Oligocene as an ancient counterpart of the present-day Black Sea: Unique records from the coccolith limestones. Marine Geology, 403: 301–328.

Literatura

Bromowicz J., 1992. Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. Zeszyty Naukowe AGH nr 1485, Geologia, 54.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Palaeozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buraczyński J., 1997. Roztocze. Budowa, rzeźba, krajobraz. UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 2013. Rozwój rzeźby Roztocza. UMCS, Lublin.

Buraczyński J., Krzowski Z., 1994. Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland. Geological Quarterly, 38: 739–758.

Buraczyński J., Rzechowski J., 1998. Eocen Roztocza. *W*: 69 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 51–61.

Burtan J., 1956. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wieliczka. Inst. Geol., Warszawa.

Burtan J., Sokołowski S., 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 4: 457–458.

Burtan J., Cieszkowski M., Ślączka A., Zuchiewicz W., 1993. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1018 – Męcina (M-34-78-C). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Chowaniec J., 1989. Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. CAG, Warszawa [rozpr. doktor.].

Chowaniec J., Kępińska B., 2003. Podhale geothermal system – selected issues. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, 28: 13–23.

Chowaniec,J., Małecka D., Poprawa D., 1997. Trasa B-1, Zakopane-Antałówka-Furmanowa-Biały Dunajec-Bańska-Dębno-Nidzica. *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 141–164.

Chrząstowski J., Ostrowicka H., 1978. Budowa geologiczna i surowce mineralne regionu muszyńskiego. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, D VI, Prace Historyczne, 60: 12–44.

Chrząstowski J., Nescieruk P., Wójcik A., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Muszyna (1052). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cieszkowski M., 1979. Warstwy z Kowańca w podjednostce krynickiej płaszczowiny magurskiej – nowa definicja. Kwartalnik Geologiczny, 23: 501–502.

Cieszkowski M., Waśkowska-Oliwa A., 2001. Skawce Sandstone Member – a new lithostratigraphic unit of the Łabowa Shale Formation (Paleocene–Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 49: 137–149.

Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chrustek M., 2006. Budowa geologiczna rejonu Sucha Beskidzka–Świnna Poręba (polskie Karpaty fliszowe). Geologia, 32: 155–201.

Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chodyń R., 2007. Type locality of the Mutne Sandstone Member of the Jaworzynka Formation, Western Outer Carpathians, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 269–290.

Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009. Litostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej. *W*: 79 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 29–40.

Cieszkowski M., Waśkowska A., Kaminski M.A., 2011. Deep-water agglutinated foraminifera in Paleogene hemipelagic sediments of the Magura Basin in the Sucha Beskidzka area – variegated shales of the Łabowa Shale Formation. Grzybowski Foundation Special Publication, 17: 53–63.

Ciszewska M., 1992. Malakofauna. *W*: Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacjalne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego: 25–26.

Ciuk E., 1967. Stratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. Kwartalnik Geologiczny, 11: 920–922.

Ciuk E., 1970. Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 14: 754–771.

Ciuk E., 1972. Utwory paleogeńskie w rejonie szczecińskim. Przegląd Geologiczny, 20: 498–502.

Ciuk E., 1974. Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 281: 7–48.

Ciuk E., Pożaryska K., 1982. On paleography of the Tertiary of the Polish Lowland. Prace Muzeum Ziemi, 35: 81–88.

Cwojdziński S., Jodłowski S., 1982. „Plamowe" koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 341: 203–222.

Dudziak J., 1983. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. I: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. Studia Geologica Polonica, 77: 56–81.

Dudziak J., 1984. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II: Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Potoku Białego i Suchej Wody. Studia Geologica Polonica, 83: 67–83.

Dudziak J., 1986. Stratygrafia fliszu podhalańskiego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. III: Formacje chochołowska i ostryska. Studia Geologica Polonica, 88: 157–174.

Dyjor S., Kościówko H., 1986. Rozwój wulkanizmu i zwietrzelin bazaltowych Dolnego Śląska. Archiwum Mineralogiczne, 41: 111–122.

Dziadzio P., Matyasik I., Garecka M., Szydło A., 2016. Lower Oligocene Menilite Beds, Polish Outer Carpathians: supposed deep-sea flysch locally reinterpreted as shelfal, based on new sedimentological, micropalaeontological and organic-geochemical data. Prace Instytutu Nafty i Gazu, 213.

Felisiak I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 173–207.

Felisiak I., 2016. Fossil karst in the Jurassic of the Kościuszko Mound in Kraków (southern Poland): discussion. Geological Quarterly, 60: 253–255.

Filipek A., Wysocka A., Barski M., 2017. Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses. Geological Ouarterly, 61: 859–876.

Filipek A., Wysocka A., Barski M., 2018. "Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses" – Reply. Geological Ouarterly, 62: 751–754.

Garecka M., 2005. Calcareous nanoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene-Miocene, Inner Carpathian, Poland). Studia Geologica Polonica, 124: 353–369.

Garecka M., 2008. Oligocene/Miocene boundary in the Polish Outer Carpathians based on calcareous nannoplankton. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 432: 1–54.

Garecka M., 2012. Record of the changes in the Oligocene-Miocene sediments of the Menilite-Krosno series of the Skole unit based on calcareous nannoplankton studies – biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 453: 1–22.

Garecka M., Szydło A., 2015. Calcareous nannofossils and foraminifera from the youngest deposits of the Siary Zone (Oligocene, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 205–219.

Gaździcka E., 1994. Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and palaeogeographic significance. Geological Quarterly, 38: 727–738.

Gaździcka E., 1996. Jura górna. Analiza basenów sedymentacyjnych na Niżu Polskim. Basen mezozoiczny: 84–106. CAG, Warszawa [nr 1589/95].

Gedl P., 1995. Middle Eocene dinoflagellate cysts from the Rogoźnik section, Flysch Carpathians, Poland. Acta Palaeobotanica, 35: 195–231.

Gedl P., 1998. Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dinocyst. Przegląd Geologiczny, 46: 45–46.

Gedl P., 1999. The age of base of the Podhale Palaeogene Flysch (Inner Carpathians, Poland) based on dinocysts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 41: 77–102.

Gedl P., 2000a. Newly found marine Oligocene deposits in the Carpathian Foreland and its palaeogeographic consequences. Slovak Geological Magazine, 6: 155–157.

Gedl P., 2000b. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part II. Summary and systematic descriptions. Studia Geologica Polonica, 117: 155–303.

Gedl P., 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. Geological Quarterly, 56: 853–868.

Gedl P., 2013. Eocene dinoflagellate cysts from the Popiele beds at Koniusza (Skole Nappe, Flysch Carpathians, Poland): taxonomy, biostratigraphy, and palaeoenvironmental reconstruction of a marginal marine basin. Studia Geologica Polonica, 136: 1–197.

Gedl P., 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Sołokija Graben (Roztocze, SE Poland). Geological Quarterly, 58: 707–728.

Gedl P., 2015. Dinoflagellate cysts from the Palaeogene of the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 5: 285–308.

Gedl P., 2018. "Depositional setting of the Oligocene sequence of the Western Carpathians in the Polish Spisz region – a reinterpretation based on integrated palynofacies and sedimentological analyses" – Discussion. Geological Ouarterly, 62: 745–750.

Gedl P., Garecka M., 2008. Middle-Late Eocene phytoplankton from marl intraclasts (Podhale Paleogene, Inner Carpathians, Poland): biostratigraphic and paleoenvironmental implications. Geologica Carpathica, 59: 319–332.

Gedl P., Worobiec E., Słodkowska B., 2016. Palynology of Lower Oligocene brown coal and lowermost Middle Miocene sand deposits from the Łukowa-4 borehole (Carpathian Foredeep, SE Poland): implications for palaeogeographical reconstructions. Geological Quarterly, 60: 943–958.

Giel M.D., 1975. Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleoceńskich osadach rejonu Kisielic. Przegląd Geologiczny, 23: 603–610.

Giel M.D., 1981. Warm-water microfauna in the Paleocene in the Polish Lowlands. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 29: 91–97.

Giel M.D., 1983. Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego paleocenu w wierceniu Goleniów IG-2. Przegląd Geologiczny, 31: 423–425.

Girard H., 1855. Die norddeutsche Ebene inbesondere zwischen Elbe und Weichsel. G. Reimer, Berlin.

Glocker E.F., 1843. Menilitschiefer in Mähren. Amtlicher Bericht über die einundzwanzigste Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Gratz, 139.

Głazek J., Przybycin A., Sochaczewski A., 1998. Tufit wśród zlepieńców górnoeoceńskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne. Przegląd Geologiczny, 46: 622–630.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. Deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep basin near Pilzno and its control on facies of Badenian (Middle Miocene) evaporites. Geological Quarterly, 60: 493–516.

Literatura

Goblot H., 1928. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 442–463.

Golonka J., Waśkowska A., 2012. The Beloveža Formation of the Rača Unit in the Beskid Niski Mts. (Magura Nappe, Polish Flysch Carpathians) and adjacent parts of Slovakia and their equivalents in the western part of the Magura Nappe; remarks on the Beloveža Formation – Hieroglyphic Beds controversy. Geological Quarterly, 56: 821–832.

Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W*: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5': 11–61.

Gołąb J., 1947. Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 38: 39–46.

Gołąb J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 225–237.

Grabowska I., 1968. Paleogen z wiercenia Szczecin IG-1 w świetle analizy sporowo-pyłkowej. Kwartalnik Geologiczny, 12: 155–166.

Grabowska I., 1983. Palinoflora i plankton paleogeński z NW Polski. Przegląd Geologiczny, 31: 420–423.

Grabowska I., 1996. Flora sporowo-pyłkowa. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 3a. Kenozoik. Trzeciorzęd (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 395–431. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., 2020. Geologic Time Scale 2020. Elsevier.

Gramann F., Kockel F., 1988. Palaeogeographical, lithological, palaeoecological and palaeoclimatic development of the Northwest European Tertiary Basin. The Northwest European Tertiary Basin. Geologisches Jahrbuch, A100: 428–441.

Gross P., Köhler E., Samuel O., 1984. Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geologické Práce, Správy, 81: 83–117.

Gross P., Köhler E., Mello J., Haško J., Halouzka R., Nagy A., 1993. Geológia južnej a východnej Oravy. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Grzybowski J., 1897. Mikroskopowe badania namułów wiertniczych z kopalń naftowych. 1. Pas potocki i okolica Krosna. 2. Uwagi ogólne. Kosmos, 22: 393–439.

Gucik S., 1961. Poziom wapieni detrytycznych z Birczy w Karpatach przemyskich i jego znaczenie dla stratygrafii górnej kredy i paleocenu w regionie skibowym. Kwartalnik Geologiczny, 5: 669–683.

Gucik S., 1963. Profil kredy dolnej z okolic Bełwina w Karpatach przemyskich. Kwartalnik Geologiczny, 7: 257–268.

Gutowski J., Krzywiec P., Walaszczyk I., Pożaryski W., 2003. Od ekstensji do inwersji – zapis aktywności północno-wschodniej brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródpolskiej w osadach jury górnej i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. Tomy Jurajskie, 1: 124–125.

Haczewski G., 1984. Korelacja lamin w chronohoryzontach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza (Karpaty Zewnętrzne). Kwartalnik Geologiczny, 28: 675–688.

Haczewski G., Bąk K., Kukulak J., Mastella L., Rubinkiewicz J., 2016. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Ustrzyki Górne (1068). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Halicki B., 1959. Nowe opracowanie geologiczne Podhala. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 241–246.

Hansen H.J., Rasmussen K.A., Gwóźdź R., Hansen J.M., Radwański A., 1989. The Cretaceous/Tertiary boundary in Central Poland. Acta Geologica Polonica, 39: 1–12.

Hiltermann H., 1943. Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpathen. Öl und Kohle, 39: 745–755.

Hinsch W., Jakubowski G., Janssen A., Janssen W., King C., 1988. Biostratigraphy. Molluscs. Benthic Molluscs (Pelecypods, Gastropods). The description of the interregional zonation (BM zones) and its correlation of the regional lithostratigraphy. Geologisches Jahrbuch, A100: 344–356.

Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. J.Perthes, Gotha.

Janočko J. (red.), 2000. Vysvetlivky geologickej mape Spišskej Magury, 1:500 000. ŠGÚDŠ, Bratislava.

Janssen A.W., King C., 1988. Planktonic molluscs (pteropods). Geologisches Jahrbuch, A100: 356–368.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2010. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platfom (reply). Geological Quarterly, 54: 99–102.

Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 177–198.

Jentzsch A.,1897. Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1893-1895. Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin, 17: 1–125.

Jerzmańska A., Jucha S., 1963. Stanowisko ryb w łupkach jasielskich z Łubna koło Dynowa. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 159–180.

Jerzmański J., Maciejewski S., 1968. Tertiary basalts in Lower Silesia. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 106: 119–138.

Jugowiec M., 1996. Biostratygrafia łupków jasielskich okolic Sanoka na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Przegląd Geologiczny, 44: 1142–1144.

Karnkowski P.H., Kasiński J.R., Słodkowska B., Czuryłowicz K., Żarski M., 2024. A new approach to analysing the origin and occurrence of amber-bearing deposits of the Upper Eocene, northern Lublin area, SE Poland. Geological Quarterly, 68, 26.

Kasiński J.R., 1983. Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach tektonicznych przedpola Sudetów. Przegląd Geologiczny, 31: 237–243,

Kasiński J.R., 1984. Synsedimentary tectonics as a factor controlling sedimentation of brown-coal formation in tectonic depressions in western Poland. *W*: Proceedings of the 27th International Geological Congress Moscow: 247–279.

Kasiński J.R., 1989. Tectonic control of Tertiary terrigenous formation in the intermontane depressions along the NW margin of the Sudetes Mts., SW Poland. *W*: Proceedings of the International Symposium on Intermontane Basins – Geology and Resources: 353–373.

Kasiński J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kasiński J.R., 2016. Złoża bursztynu północnej Lubelszczyzny: historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. *W*: Lubelski bursztyn. Znaleziska, geologia, złoża, perspektywy: (red. L. Gazda): 71–93. Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie, Wydaw. M, Kraków.

Kasiński J.R., Saternus A., 2010. Oligoceńskie węgle brunatne w nadkładzie wysadów solnych na Niżu Polskim. *W*: 33. Sympozjum "Geologia formacji węglonośnych Polski": 21–33.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2016. Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 60: 959–974.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2017. Węgiel brunatny w Łuku Mużakowa – warunki sedymentacji, pozycja stratygraficzna, znaczenie złożowe. Górnictwo Odkrywkowe, 58: 20–31.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2024. Osady późnego neogenu na obszarze Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 209: 25–62.

Kasiński J.R., Tołkanowicz E., 1999. Amber in the Northern Lublin Region, origin and occurrence. *W*: Investigations into amber (red. B. Kosmowska-Ceranowicz, H. Paner): 41–51. Muzeum Archeologiczne, Gdańsk.

Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., 2009. Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Niżu Polskim. Przegląd Geologiczny, 57: 964–975.

Kasiński J.R., Badura J., Pańczyk M., Pecskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żytawskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 295–324.

Kasiński J. R., Kramarska R., Słodkowska B., Sivkov V., Piwocki M., 2020. Paleocene and Eocene deposits on the eastern margin of the Gulf of Gdańsk (Yantarny P-1 borehole, Kaliningrad region, Russia). Geological Quarterly, 64: 29–53.

Katinas V., 1971. Yantar i yantarenosnye otlozheniya Yuzhnoy Pribaltiki. Trudy Litovskogo Nauchnogo-Issledovatelnogo Instituta, 20: 1–150 (po rosyjsku).

Kázmér M., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J., Ozsvárt P., 2003. The Palaeogene fore-arc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. Journal of the Geological Society, 160: 413–428.

Kępińska B., 1997. Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia, Rozprawy, Monografie, 48.

Kępińska B., Pawlikowski M., Nagel J., 2000. Tufity biotytowe w eocenie otworu Biały Dunajec PAN-1 na Podhalu. Przegląd Geologiczny, 48: 1045–1052.

Knox R., Bosch A., Rasmussen E.S., Heilmann-Clausen C., Hiss M., De Lugt I., Kasiński J.R., King C., Köthe A., Słodkowska B., Standke G., Vanderberghe N., 2010. Cenozoic. *W*: Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 212–223. EAGE Publications, Houten.

Kongiel R., 1935. W sprawie wieku „siwaka" w okolicach Puław. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie, 9: 171–227.

Kopciowski R., Garecka M., 1996. Najmłodsze utwory strefy Siar – jednostki magurskiej. Przegląd Geologiczny, 44: 486-489.

Kopecký L., 1966. Tertiary volcanics. *W*: Regional Geology of Czechoslovakia. I: The Bohemian Massif (red. J. Svoboda): 554–581. Czechoslovak Academy of Sciences, Praha.

Kopecký L., 1978. Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. Sbornik Geologických věd Geologie, 31: 91–104.

Kosmowska-Ceranowicz B., Kociszewska-Musiał G., Musiał T., Müller C., 1990. Bursztynonośne osady trzeciorzędowe okolic Parczewa. Prace Muzeum Ziemi, 41: 21–35.

Koszarski A., Koszarski L., 1985. Marginal zone of the Magura nappe and its relation to lower units. *W*: Guide to Exc. 3. CBGA, XIII Congress. Kraków.

Koszarski L., Ślączka A., Żytko K., 1961. Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Kwartalnik Geologiczny, 5: 551–578.

Kotlarczyk J., 1966. Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach polskich. Studia Geologica Polonica, 19: 7–129.

Kotlarczyk J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm) czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. Prace Geologiczne, 108.

Kotlarczyk J., Leśniak T., 1990. Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitów z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat. Wydaw. AGH, Kraków.

Literatura

Kotlarczyk J., Uchman A., 2012. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians: A proxy to oxygenation history. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 331–332: 104–118.

Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichtyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene – Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 1–111.

Köthe A., 1988. Nannoplankton of Denmark. Geologisches Jahrbuch, A100: 280–283.

Köthe A., 1990. Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany: Geologisches Jahrbuch, A118: 1–111.

Köthe A., Piesker B., 2007. Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. Revue de Paléobiologie, 26: 1–39.

Krach W., 1974a. Biostratygrafia paleogenu nadwiślanskiego na podstawie mięczaków. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 281: 49–58.

Krach W., 1974b. Paleoekologiczne stosunki w basenie paleoceńskim w Karpatach i nad Wisłą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 281: 59–63.

Krach W., 1981. Badeńskie utwory rafowe na Roztoczu Lubelskim; oraz, Ślimaki skrzydłonogi (Pteropoda) w miocenie Polski i ich znaczenie stratygraficzne. Prace Geologiczne, 121.

Kramarska R., 2000. Podłoże czwartorzędu na nowej mapie odkrytej południowego Bałtyku. Przegląd Geologiczny, 48: 567–570.

Kramarska R., Kasiński J.R., Sivkov V., 2008. Bursztyn paleogeński in situ w Polsce i krajach ościennych – geologia, eksploatacja, perspektywy. Górnictwo Odkrywkowe, 49: 97–110.

Krawczyk A.J., 1980. Niektóre cechy procesu sedymentacji fliszu podhalańskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 55–98.

Krobicki M., Golonka J., 2008. Podhale Palaeogene Flysch as geotouristic attractive region – first look to its unique geological values. Geoturystyka, 2: 27–46.

Kropaczek B., 1917a. Drobne przyczynki do geologii północnych Karpat środkowej Galicji. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej, 51: 106–144.

Kropaczek B., 1917b. Sprawozdanie z wycieczek geologicznych w okolicach Rzeszowa. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej, 51: 104–105.

Kropaczek B., 1919. Borysław. Atlas. Studium geologiczne. Stacja geologiczna w Borysławiu. Borysław–Kraków.

Krutzsch W., 1966. Die sporenstratigraphische Gliederung des ältern Tertiär im Nördlichen Mitteleuropa (Paläozän-Mitteloligozän). Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts Berlin, 8: 112–149.

Krutzsch W., 1967. Der Florenwechsel im Alttertiär auf Grund von sporenpaläontologischen Untersuchungen. Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts Berlin, 10: 17–37.

Krysiak Z., 1976. Kierunki transportu materiału we fliszu podhalańskim na podstawie danych z dorzecza potoku Leśnica. Kwartalnik Geologiczny, 20: 323–330.

Krzowski Z., 1993. Trzeciorzędowe osady glaukonitowe na Wyżynie Lubelskiej w świetle geochronologii izotopowej glaukonitu. Prace Naukowe Politechniki Lubelskiej, 231.

Krzowski Z., 1997. Eocene in Mielnik on the Bug River. Geological Quarterly, 41: 61–68.

Krzywiec P., 1993. Stratygrafia sejsmiczna. Przegląd Geologiczny, 41: 745–750.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine–Carpathian collision. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., 2010. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platfom (discussion). Geological Quarterly, 54: 95–98.

Książkiewicz M., 1935. Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Sucha. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11: 104–122.

Książkiewicz M., 1951. Objaśnienie arkusza Wadowice. Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *W*: Geologia regionalna Polski. Tom 1. Karpaty, zeszyt 2. Tektonika: 305–362. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.

Książkiewicz M., 1958. Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 135: 43–96.

Książkiewicz M., 1966. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36: 395–406.

Książkiewicz M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka (1014). Wydaw. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., Lesko B., 1959. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques, 10: 773–780.

Kulka A., 1984. Problematyka poziomów numulitowych w polskich Karpatach. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 161-165.

Kulka A., 1985. Arni sedimentological model in the Tatra Eocene. Kwartalnik Geologiczny, 29: 31–64.

Kuźniar W., 1908. Eocen tatrzański. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej, 42: 25–57.

Kuźniar W., 1910. Eocen Tatr i Podhala. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej, 44: 26–76.

Kuźniar W., 1911. W sprawie transgresji eocenu w Tatrach. Kosmos, 36: 783–798.

Leško B., Nemčok J., Koráb T., 1960. Flyš Užskej hornatiny. Geologické Práce, Zprávy, 19: 65–94.

Leszczyński S., 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 51: 435–502.

Leszczyński S., 1996. Origin of the litological variation in the sequence of the Sub-Menilite Globigerina Marl at Znamirowice (Eocene – Oligocene transition, Polish Outer Carpathians). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 66: 245–267.

Leszczyński S., 1997. Origin of the Sub-Menilite Globigerina Marl (Eocene–Oligocene transition) in the Polish Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 367–428.

Leśniak T., Waśkowska-Oliwa A., 2001. Utwory silikoklastyczne (paleogen) jednostki podśląskiej w rejonie Żywca. Geologia, 27: 51–70.

Liebus A., 1902. Über einige Fossilien aus der karpathischen Kreide mit stratigraphischen Bemerkungen von Prof. V. Uhlig. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, 14: 113–130.

Limanowski M., 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, 30: 253–340.

Liszkowski J., 1970. Biostratygrafia danu i paleocenu z Nasiłowa i Bochotnicy w świetle analizy ichtiofauny. Przegląd Geologiczny, 18: 391–397.

Ludwiniak M., 2006. Geometria i geneza sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala. Arch. Inst. Geol. Podst. UW [rozpr. doktor.].

Łaba-Biel A., Filipowska-Jeziorek K., Urbaniec A., Miziołek M., Bartoń R., Filar B., Moska A., Kwilosz T., 2024. Examples of Paleokarst in Mesozoic Carbonate Formations in the Carpathian Foreland Area. Energies, 17, 838.

Machalski M., 1998. Granica kreda–trzeciorzęd w przełomie Wisły. Przegląd Geologiczny, 46: 1153–1161.

Machalski M., 2005a. Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites from central Europe: Taxonomy, evolution and extinction. Acta Palaeontologica Polonica, 50: 653–696.

Machalski M., 2005b. The youngest Maastrichtian ammonite faunas from Poland and their dating by scaphitids. Cretaceous Research, 26: 813–836.

Machalski M., 2012. Stratigraphically important ammonites from the Campanian–Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. Acta Geologica Polonica, 62: 91–116.

Machalski M., Jagt J.W., 2018. A new Danian echinoid assemblage from the Greensand in the Kazimierz Dolny area, central Poland: taxonomy, taphonomy and sedimentological implications. Acta Geologica Polonica, 68: 571–596.

Machalski M., Walaszczyk I., 1987. Faunal condensation and mixing in the uppermost Maastrichtian/Danian Greensand (Middle Vistula Valley, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 37: 75–92.

Machalski M., Walaszczyk I., 1988. The youngest (uppermost Maastrichtian) ammonites in the Middle Vistula Valley, Central Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 67–70.

Machalski M., Vellekoop J., Dubicka Z., Peryt D., Harasimiuk M., 2016. Late Maastrichtian cephalopods, dinoflagellate cysts and foraminifera from the Cretaceous–Paleogene succession at Lechówka, southeast Poland: Stratigraphic and environmental implications. Cretaceous Research, 57: 208–227.

Machalski M., Świerczewska-Gładysz E., Olszewska-Nejbert D., 2022. The end of an era: A record of events across the Cretaceous-Paleogene boundary in Poland. *W*: Cretaceous of Poland and of adjacent areas (red. I. Walaszczyk, J. Todes): 37–86. Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw.

Machaniec E., Jach R., Gradziński M., Roniewicz E., Uchman A., 2009. Sesja terenowa B5. Eocen tatrzański. *W*: 79 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 160–168.

Machaniec E., Kowalczewska O., Jugowiec M., Gasiński M.A., Uchman A., 2020. Foraminiferal and calcareous nannoplankton bioevents and changes at the Late Cretaceous–earliest Paleogene transition in the northern margin of Tethys (Hyżne section, Polish Carpathians). Geological Quarterly, 64: 567–588.

Malata T., Zimnal Z., 2016. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1004 – Strzyżów (M-34-80-B). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Małecka D., 1973. Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu. Biuletyn Geologiczny, 15: 87–147.

Martini E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *W*: Proceedings Second Planktonic Conference: 739–785.

Marzec M., 1973. O nowym stanowisku paleocenu w Iławie (woj. olsztyńskie). Kwartalnik Geologiczny, 17: 118–123.

Marzec M., Woźny E., 1972. Litologia i stratygrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry koło Pucka. Przegląd Geologiczny, 20: 562–570.

Mastella L., Arendarski A., Kicana J., 1977. Zastosowanie analizy zmienności niektórych cech litologicznych do wyznaczania i korelacji ogniw litostratygraficznych we fliszu podhalańskim. Przegląd Geologiczny, 25: 19–22.

Mastella L., Ludwiniak M., Klimkiewicz D., 2012. Budowa geologiczna doliny Białego Dunajca. Przegląd Geologiczny, 60: 496–505.

Matl K., Śmigielska T., 1977. Palaeogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia–Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 11–25.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

Michalik A., Wieser T., 1959. Tufity we fliszu podhalańskim. Kwartalnik Geologiczny, 3: 378–389.

Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., Wright J.D., 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. Science Advances, 6, 1346.

Miziołek M., Filar B., 2019. Paleokras w utworach górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego i jego znaczenie złożowe. Nafta-Gaz, 75: 330–343.

Literatura

Miziołek M., Filipowska-Jeziorek K., Urbaniec A., Filar B., Łaba-Biel A., 2022. Możliwości identyfikacji stref rozwoju paleokrasu w rejonie przedgórza Karpat na podstawie danych otworowych i sejsmicznych. Nafta-Gaz, 78: 485–502.

Morgiel J., Olszewska B., 1981. Biostratigraphy of the Polish External Carpathians, based on agglutinated foraminifera. Micropaleontology, 27: 1–30.

Moryc W., 1995. Lądowe utwory paleogenu przedgórza Karpat. Nafta-Gaz, 41: 191–195.

Moryc W., 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. Geologia, 31: 5–73.

Myśliwiec M., Śmist P., 2006. Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnogrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego). Przegląd Geologiczny, 54: 724–730.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nescieruk P., 1998. Skałka w Lesnej na tle budowy geologicznej zachodniego obrzeżenia żywieckiego okna tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 384: 23–36.

Nowak J., 1924. Geologia Krynicy. Kosmos, 49: 449–499.

Nowak W., 1966. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórza 1:50 000, ark. Lachowice (wydanie tymczasowe). Wydaw. Geol., Warszawa.

Ocampo A., Vajda V., Buffetaut E., 2006. Unravelling the Cretaceous-Paleogene (KT) turnover, evidence from flora, fauna and geology. *W*: Biological Processes Associated with Impact Events (red. C. Cockell i in.): 197–219. Impact Studies. Springer, Berlin.

Odrzywolska-Bieńkowa E., Pożaryska K., 1978. Biostratygrafia i wiek izotopowy pogranicza środkowego i górnego eocenu w otworze wiertniczym Szczecin IG 1. Kwartalnik Geologiczny, 22: 611–620.

Odrzywolska-Bieńkowa E., Pożaryska K., Martini E., 1978. Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: their stratigraphical and paleogeographical significance. Acta Palaeontologica Polonica, 23: 249–291.

Odrzywolska-Bieńkowa E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., 1981. The Polish part of the NW-European Tertiary basin: A generalization of its stratigraphic section. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 29: 3–17.

Olszewska B., 1984a. Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 7–62.

Olszewska B., 1984b. Otwornice bentoniczne podmenilitowych margli globigerinowych polskich Karpat zewnętrznych. Prace Instytutu Geologicznego, 110.

Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 325–337.

Olszewska B., 2009. Małe otwornice „eocenu numulitowego" Tatr – stratygrafia i paleośrodowisko. Przegląd Geologiczny, 57: 703–713.

Olszewska B., Szydło A., 2017. Environmental stress in the northern Tethys during the Paleogene: A review of foraminiferal and geochemical records from the Polish Outer Carpathians. Geological Quarterly, 61: 682–695.

Olszewska B., Wieczorek J., 1998. The Palaeogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathian) – micropaleontological perspective. Przegląd Geologiczny, 46: 721–728.

Olszewska B., Odrzywolska-Bieńkowa E., Giel M.D., Pożaryska K., Szczechura K., 1996. Rząd Foraminiferida Eichwald, 1830. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 3a. Kenozoik. Trzeciorzęd. Paleogen (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 45–215. Państw. Inst. Geol., Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa.

Opolski Z., 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 15: 29–30.

Opolski Z., 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 24: 10–11.

Ostrowicka H., 1966. Profil litologiczny gruboławicowych piaskowców z Piwnicznej. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych Oddz. PAN w Krakowie, 10: 608–611.

Ostrowicka H., 1979. Stratygrafia płaszczowiny magurskiej w okolicach Piwnicznej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 67–84.

Oszczypko N., 1973. Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 271: 105–190.

Oszczypko N., 1979. Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Poprademi, płaszczowina magurska. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 293–325.

Oszczypko N., 1985. Sixth day, Introduction and Stop 69: Zarzecze. *W*: Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). Guide Excurs. 2: 166–180.

Oszczypko N., 1991. Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Bulletin of Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 415−431.

Oszczypko N., 2009. Karpaty. *W*: Suplement do Tabeli stratygraficznej Polski (red. R. Wagner): 20–34. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. Acta Geologica Polonica, 53: 101–122.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). Acta Geologica Polonica, 60: 317–348.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014. Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 58: 737–758,

Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Menčik E., Dvořák J., Matějovská O., 1989. Geological map of the substratum of the Tertiary of the Western Outer Carpathians and their foreland. *W*: Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland (red. D. Poprawa, J. Nemcok). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Oszczypko N., Lucińska-Anczkiewicz A., Gedl P., Malata E., 2000. Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish Outer Carpathians and their paleogeographical implications. Slovak Geological Magazine, 6: 143–145.

Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędzierski M., Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian – Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca subunits of the Magura nappe, Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 27–69.

Oszczypko-Clowes M., 2001. The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura Nappe (east of the Skawa River, Polish Flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 139–188.

Oszczypko-Clowes M., 2008. The stratigraphy of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 52: 127–142.

Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., 2004. The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). Acta Geologica Polonica, 54: 339–367.

Oszczypko-Clowes M., Ślączka A., 2006. Nannofossil biostratigraphy of the Oligocene deposits in the Grybów tectonic window (Grybów Unit, Western Carpathians, Poland). Geologica Carpathica, 57: 473–482.

Oszczypko-Clowes M., Żydek B., 2012. Paleoecology of the Upper Eocene-Lower Oligocene Malcov Basin based on the calcareous nannofossils: A case study of the Leluchów section (Krynica Zone, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Geologica Carpathica, 63: 149–164.

Ozimkowski W., 1978. Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. Przegląd Geologiczny, 26: 350–355.

Panasiuk M., 1986. Wyniki datowania wieku bezwzględnego law wulkanicznych rejonu Bogatyni metodą potasowo-argonową (K-Ar). Przegląd Geologiczny, 34: 150–152.

Passendorfer E., 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 259–271.

Passendorfer E., Roniewicz P., 1963. Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie. Acta Geologica Polonica, 13: 1–12.

Paul C.M., 1868. Die nördliche Arva. Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt, 18. 201–246.

Paul C.M., 1869. Die geologische Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. Jahrbuch des Geologischen Reichanstalt, 19: 241–242.

Paul C.M., Tietze E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen, Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 27: 33–130.

Paul C.M., Tietze E., 1879. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt, 29: 189–304.

Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pieńkowski G., Westwalewicz-Mogilska E., 1986 Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland – an example of ecologically-based lithocorrelation. Lethaia, 19: 53–65.

Piwocki M., 2004a. Paleogen. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 22–70. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piwocki M., 2004b. Paleogen i neogen Pomorza – profil regionalny i korelacje z obszarami sąsiednimi. Przegląd Geologiczny, 52: 693–694.

Piwocki M., Kramarska R., 2004. Podstawy stratygrafii. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., Kosmowska-Ceranowicz B., Grabowska I., Odrzywolska-Bieńkowa E., 1985. Stratygrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonośnych okolic Chłapowa koło Pucka. Prace Muzeum Ziemi, 37: 61–77.

Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987. Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 356: 7–28.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. Przegląd Geologiczny, 43: 916–927.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands-lithostratigraphy and pollen-spore zones. Geological Quarterly, 41: 21–40.

Porębski S.J., 1996. Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. Przegląd Geologiczny, 44: 995–1006.

Powell A.J., 1992. A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. Chapman & Hall, London.

Pożaryska K., 1965. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. Palaeontologia Polonica, 14: 140–156.

Pożaryska K., 1967. Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej. Kwartalnik Geologiczny, 11: 661–672.

Literatura

Pożaryska K., 1977. Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. Acta Palaeontologica Polonica, 22: 3–54.

Pożaryska K., 1978. Differences between the late Eocene foraminiferal faunas in western und eastern Europe. Paläontologische Zeitschrift, 52: 47–56.

Pożaryska K., Kreutzer H., 1978. Biostratygrafia i wiek izotopowy pogranicza kredy i trzeciorzędu w otworze wiertniczym Boryszew (Polska centralna). Kwartalnik Geologiczny, 22: 601–610.

Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowa E., 1977. O górnym eocenie w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 21: 59–72.

Pożaryska K., Szczechura J., 1968a. Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning. Palaeontologia Polonica, 20: 1–107.

Pożaryska K., Szczechura J., 1968b. Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpackiej. Kwartalnik Geologiczny, 12: 884–897.

Pożaryski W., 1938. Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem a Puławami. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 6: 1–94.

Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. Bd.1-2. Cotta, Stuttgart.

Putzer H., 1942. Die oberste Kreide bei Bochotnica a.d. mittleren Weichsel. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, B12: 361–377.

Racki G., Machalski M., Koeberl C., Harasimiuk M., 2011. The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Palaeogene site at Lechówka near Chełm, SE Poland, and its palaeobiologic implications. Acta Palaeontologica Polonica, 56: 205–215.

Radomski A., 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego. Acta Geologica Polonica, 8: 335–409.

Radwański A., 1996. The predation upon, and the extinction of, the latest Maastrichtian populations of the ammonite species *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby, 1817) from the Middle Vistula Valley, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 46: 117–135.

Rajchel J., 1990. Litostratygrafia osadów górnego paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. Geologia, 48: 1–113.

Remin Z., Cyglicki M., Barski M., Dubicka Z., Roszkowska-Remin J., 2021. The K-Pg boundary section at Nasiłów, Poland: stratigraphic reassessment based on foraminifers, dinoflagellate cysts and palaeomagnetism. Geological Quarterly, 65, 45.

Roniewicz P., 1969. Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. Acta Geologica Polonica, 19: 503–608.

Roniewicz P., 1979. Paleogen Tatr i Podhala. *W*: Przewodnik 51 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 57–72.

Roniewicz P., 1997. Pokrywa osadowa Tatr. Paleogen. *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 69–72.

Roniewicz P., Pieńkowski G., 1977. Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. Geological Journal, Special Issue, 9: 273–288.

Roniewicz P., Westwalewicz-Mogilska E., 1974. Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 37–43.

Rubinkiewicz J., Tomaszczyk M., 2016. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wetlina (1067). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Ryłko W., 2004. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 271–338. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Shellito C.J., Sloan L.C., Huber M., 2003. Climate model sensitivity to atmospheric CO_2 levels in the Early–Middle Paleogene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193: 113–123.

Sikora W., 1959. Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. Kwartalnik Geologiczny, 3: 569–582.

Sikora W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 235: 5–121.

Sikora W., Żytko K., 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 141: 61–204.

Sikora W., Żytko K., 1968. Warunki geologiczne dolin Jaszcze i Jamne. Studia Naturae, A-2: 23–38.

Sliva L., Rychliński T., Szulc J., 2004. Sesja terenowa E. Płytkowodna i lądowa sedymentacja węglanowo-klastyczna kajpru karpackiego. Rozwój sedymentacyjny paleogenu centralnokarpackiego (Ždiar–Cervena Skala–Ždiar–Skalka-Ždiar–Biela–Ždiar–Blaščadska Dolina–Podspady–Jurgów). *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 65–77.

Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Damsté J.S.S., 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature, 441: 610–613.

Słodkowska B., 2003. Wstępne dane o badaniach fitoplanktonu w Kamiennym Dole (okolice Kazimierza Dolnego). Przegląd Geologiczny, 51: 1075–1078.

Słodkowska B., 2004a. Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). Polish Geological Institute Special Papers, 14.

Słodkowska B., 2004b. Palinologiczny zapis trzeciorzędu w dolinie środkowej Wisły. Przegląd Geologiczny, 52: 84–86.

Słodkowska B., 2009. Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). Geologos, 15: 219–234.

Słodkowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 251–294.

Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016a. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. Przegląd Geologiczny, 64: 15–25.

Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016b. Uwarunkowania klimatyczne i środowiskowe powstawania złóż bursztynu bałtyckiego. *W*: Lubelski bursztyn. Znaleziska, geologia, złoża, perspektywy (red. L. Gazda): 71–93. Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie. Wydaw. M, Kraków.

Słodkowska B., Kasiński J.R., Żarski M., 2022. Uwarunkowania stratygraficzno-środowiskowe występowania nagromadzeń złożowych bursztynu na północnej Lubelszczyźnie. Przegląd Geologiczny, 70: 50–60.

Sokołowski S., 1959. Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich (sprawozdanie wstępne). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 197–213.

Sokołowski S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego południowego podłoża skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 5–103.

Soták J., 1998a. Sequence stratigraphy approach to the Central Carpathian Paleogene (Eastern Slovakia): eustasy and tectonics controls of deep-sea fan deposition. Slovak Geological Magazine, 4: 185–190.

Soták J., 1998b. Central Carpathian Paleogene and its constrains. Slovak Geological Magazine, 4: 203–211.

Soták J., Pereszlenyi M., Marschalko R., Micka J., Starek D., 2001. Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine fan deposits in the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). Marine and Petroleum Geology, 18: 87–114.

Soták J., Gedl P., Bańska M., Starek D., 2007. Nové stratigrafické dáta z paleogénnych súvrstvi centrálnych Západných Karpát na Orave – výsledky integrovaného mikropaleontologického štúdia na profile Pucov. Mineralia Slovaca, 39: 89–106.

Spiegler D., 1987. Encapsulated *Bolboforma* (Algae, Chrysophyta) from Late Miocene deposits in the North Atlantic. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie, 24: 157–166.

Strzeboński P., 1999, Sekwencje kanałowe w warstwach istebniańskich (kampan–paleocen) Beskidu Śląskiego. Geologia, 27: 181–199.

Studencka B., Popov S.V., Bieńkowska-Wasiluk M., Wasiluk R., 2016. Oligocene bivalve faunas from the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians: evidence for the early history of the Paratethys. Geological Quarterly, 60: 317–340.

Suchocka A., Barski M., Bieńkowska-Wasiluk M., 2019. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Popiele Member and Menilite Formation in the Boryslav-Pokuttya Nappe (Aksmanice, SE Poland). Geological Quarterly, 63: 539–557.

Szafer W., 1958. Nowa flora eoceńska w Tatrach. Kwartalnik Geologiczny, 2: 173–176.

Szajnocha W., 1925. Budowa geologiczna źródłowisk Olzy koło Istebny na Śląsku Cieszyńskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 2 (za rok 1923 i 1924): 3–34.

Szczechura J., Olempska-Roniewicz E., 1996. Małżoraczki a paleogeografia. Kosmos, 45: 715–726.

Szydło A., Garecka M., Jankowski L., Malata T., 2014. Paleogene microfossils from the submarine debris flows in the Skole basin (Polish and Ukraine Outer Carpathians). Geology, Geophysics & Environment, 40: 49–65.

Ślączka A., 1959. Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy–Wisłoka Wielkiego. Kwartalnik Geologiczny, 3: 583–603.

Ślączka A., Miziołek M., 1995. Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 65: 29–41.

Środoń J., Kotarba M., Biroń A., Such P., Clauer N., Wojtowicz A., 2006. Diagenetic history of the Podhale-Orava basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. Clay Minerals, 41: 747–770.

Świdziński H., 1934. Badania geologiczne w grupie magurskiej. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 39: 18–20.

Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 37: 1–124.

Świdziński H., 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *W*: Regionalna geologia Polski, 1: 362–418. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.

Świdziński H., 1961. La Série de Richvald dans les Karpates Flyscheuses. Leluchów, de Plavec sur le Poprad et d'Ujak (Karpates polono-slovaques). Bulletin de l'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 9: 99–107.

Świdziński H., 1972. Geologia i wody mineralne Krynicy. Prace Geologiczne, 70.

Świerczewska-Gładysz E., Olszewska-Nejbert D., 2006. Pochodzenie sfosfatyzowanych gąbek z warstwy dańskiego piaskowca glaukonitowego z Nasiłowa (dolina środkowej Wisły). Przegląd Geologiczny, 54: 710–719.

Teisseyre H., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1929 w okolicy Dukli (arkusz Jasło-Dukla). Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 5: 601–613.

Tietze E., 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrbuch des Geologischen Reichsanstalt, 39: 289–404.

Tokarski A., 1958. O typach struktur wału metakarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 2: 807–824.

Turnau-Morawska M., Lindner M., 1959. Mułowce glaukonitowe eocenu tatrzańskiego. Acta Geologica Polonica, 9: 147–164.

Uhlig V., 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 33: 443–562.

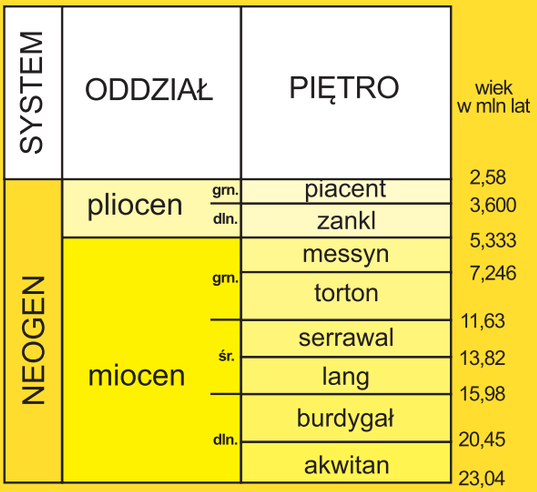
Uhlig V., 1886. Über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 36: 141–214.

Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge

Literatura

und dem Nordrande. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 38: 83–264.
Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Der pieninische Klippenzug. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 40: 559–824.
Uhlig V., 1897. Geologie des Tatragebirges. 1, Einleitung und stratigraphischer Theil. Gerold, Wien.
Vajda V., McLoughlin S., 2004. Fungal proliferation at the Cretaceous-Tertiary boundary. Science, 303: 1489–1489.
Van Couvering J.A., Aubry M.-P., Berggren W.W., Bujak J.P., Naeser C.W., Wieser T., 1981. The Terminal Eocene event and the Polish connection. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36: 321–362.
Walter H., Dunikowski E., 1883. Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat, cz. II. Kosmos, 8: 309–401.
Warchałowska-Pazdrowa O., 1930. Budowa geologiczna okolic Dukli i Żmigrodu. Kosmos, A, 54: 917–928.
Waśkowska A., 2011. Response of Early Eocene deep-water benthic foraminifera to volcanic ash falls in the Polish Outer Carpathians: Palaeocological implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 305: 50–64.
Waśkowska A., 2015. The Eocene Hieroglyphic beds of Silesian Nappe in Western Polish Carpathians: development and foraminiferal record. Geological Quarterly, 59: 271–299.
Waśkowska A., Cieszkowski M., 2014. Biostratigraphy and depositional anatomy of a large olistostrome in the Eocene Hieroglyphic Formation of the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 51–70.
Waśkowska-Oliwa A., 2000. Interpretacja biostratygraficzna i paleoekologiczna zespołów otwornic aglutynujących z paleoceńsko-środkowoeoceńskich osadów płaszczowiny magurskiej w rejonie Suchej Beskidzkiej. Przegląd Geologiczny, 48: 331–335.
Waśkowska-Oliwa A., 2005. Foraminiferal palaeodepth indicators from the lower Palaeogene deposits of the Subsilesian Unit (Polish Outer Carpathians). Studia Geologica Polonica, 124: 297–324.
Watycha L., 1959. Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. Przegląd Geologiczny, 7: 350–356.
Watycha L., 1975. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ (1049). Inst. Geol., Warszawa.
Watycha L., 1976. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ. Wydaw. Geol., Warszawa.
Watycha L., 1977. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Inst. Geol., Warszawa.
Westwalewicz-Mogilska E., 1986. Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. Przegląd Geologiczny, 34: 690–698.
Wheeler H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. GSA Bulletin, 75: 599–610.
Wiałow O.S., 1951. Skhema stratigrafii severnogo sklona Karpat. Doklady Akademii Nauk SSSR, 77: 689–691 (po rosyjsku).
Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. Wydaw. Naukowe UAM, Poznań.
Widera M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań.
Widera M., 2022. Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań.
Widera M., Kita A., 2007. Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. Geological Quarterly, 51: 79–90.
Widera M., Bechtel A., Chomiak L., Maciaszek P., Słodkowska B., Wachocki R., Zieliński T., 2021. Palaeoenvironmental reconstruction of the Konin Basin (central Poland) during lignite accumulation linked to the Mid-Miocene Climate Optimum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 568: 110–307.
Widera M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2022. Geological and palaeogeographical peculiarities of the Adamów Graben area, central Poland. Geologos, 28: 1–17.
Wieczorek J., 1989. Model Hecho dla fliszu podhalańskiego. Przegląd Geologiczny, 37: 419–423.
Wieczorek J., Barbacki A., 1997. Przekrój geologiczny przez nieckę podhalańską i jej podłoże na podstawie danych sejsmicznych i wiertniczych; implikacje dla geotermii. Przegląd Geologiczny, 45: 715–720.
Wieser T., 1973. Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 135–156.
Wojewoda J., 1992. Cechy strukturalne osadów. Rekonstrukcja paleogeograficzna i wiek osadów. *W*: Trzeciorzędowe osady morskie, jeziorne i bagienne oraz czwartorzędowe osady glacjalne rejonu Konina. Przewodnik Seminarium Sedymentologicznego: 23–24.
Wojewoda J., Migoń P., Krzyszkowski D., 1995. Rozwój rzeźby i środowisk sedymentacji w młodszym trzeciorzędzie i starszym plejstocenie na obszarze środkowej części bloku przedsudeckiego: wybrane aspekty. *W*: Przewodnik 66 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 315–332.
Worobiec G., Jach R., Machaniec E., Uchman A., Worobiec E., 2015. Eocene flora and trace fossils from the Hruby Regiel section in the Tatra Mountains (Poland): Taxonomic revision of the Wiktor Kuźniar fossil plant collection. Acta Geologica Polonica, 65: 205–228.
Wójcik A., Kopciowski R., Malata T., Marciniec P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W*: Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 209–215.
Wójcik A., Garecka M., Olszewska B., Wódka M., 2015. Fossil karst in the Jurassic of the Kościuszko Mound in Kraków (southern Poland). Geological Quarterly, 59: 61–70.
Wójcik Z., 1974. Denudacja krasowa w trzeciorzędzie na terenie środkowej i południowej Polski. Prace Muzeum Ziemi, 22: 149–168.
Wójcik-Tabol P., Oszczypko-Clowes M., Uchman A., Pratkowiecka W., Dziubińska B., 2023. Maceral and calcareous nannofossil assemblages as proxies of late Rupelian (Oligocene) environmental changes in the Paratethys: an example from a section of the Menilite Formation in the northern Outer Carpathians. Marine and Petroleum Geology, 156, 106448.
Wyczółkowski J., 1956. Z badań litologicznych nad utworami eoceńskimi Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 109: 45–57.
Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686–693.
Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature, 451: 279–283.
Żarski M., 1998. Opracowanie geologiczne i paleontologiczne stanowiska szkieletu gada w strefie kontaktu utworów kredy i trzeciorzędu w dolinie Wisły k. Kazimierza Dolnego. CAG, Warszawa [nr 1828/97].
Żgiet J., 1961. Nowe dane o serii menilitowo-krośnieńskiej jednostki skolskiej w Karpatach rzeszowsko-sanockich. Kwartalnik Geologiczny, 5: 995–996.
Żytko K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. CAG, Warszawa [nr inw. 42015].

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 641–686. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.641-686



NEOGEN

Marek Jasionowski, Jacek R. Kasiński, Tomasz Malata, Tadeusz M. Peryt, Barbara Słodkowska, Paweł Urbański

Wstęp

Barbara Słodkowska, Marek Jasionowski, Tomasz Malata

System neogeński obejmuje dwa oddziały – miocen i pliocen – łącznie trwające 20,46 mln lat. W neogenie, podobnie jak w paleogenie, obszar Polski znajdował się w obrębie dwóch różnych prowincji paleogeograficznych o różnej historii i genezie, tj. Niżu Polskiego i karpackiej (fig. 1). Polska pozakarpacka była częścią NW europejskiego basenu sedymentacyjnego i zasadniczo przez cały neogen była lądem, na którym dominowała działalność rzek o energii od względnie dużej do niewielkiej – rzeki roztokowe oraz meandrujące i (lub) anastomozujące. Nastąpił wtedy także gwałtowny rozwój torfotwórczych zbiorowisk roślinnych, z których utworzyły się miąższe pokłady węgla brunatnego. Jedynie w środkowym miocenie na zachodnim skraju basenu niżowego (Dolny Śląsk) zaznaczyły się nieznaczne wpływy morskie związane z zatoką brandenburską basenu pra-Morza Północnego. Prowincja karpacka obejmowała zanikający we wczesnym miocenie zbiornik Karpat fliszowych oraz rozwijający się jednocześnie od najwcześniejszego miocenu na jego północnym przedpolu basen zapadliska przedkarpackiego. Dominowały tam warunki morskie i tworzyły się głównie zróżnicowane litologicznie osady klastyczne z mniejszym udziałem węglanów i ewaporatów. Klimat w okresie neogenu ulegał stopniowemu ochłodzeniu z zaznaczającymi się epizodami cieplejszymi i chłodniejszymi.

Utwory neogenu na Niżu Polskim wyróżnił jako pierwszy Pusch (1833–1836), który opisywał je jako „formację gliny plastycznej i węgla brunatnego" i zaliczał do miocenu i oligocenu. Zaznaczający się od początków XX w. gwałtowny rozwój górnictwa węgla brunatnego i związane z tym poszukiwania nowych złóż dostarczyły wielu istotnych danych dla rozwoju wiedzy geologicznej o miocenie Niżu Polskiego. Obszerne omówienie budowy geologicznej utworów neogenu i wystąpień węglonośnego miocenu w Wielkopolsce, na Dolnym Śląsku, Ziemi Lubuskiej i na Pomorzu przedstawił Pietzsch (1925). Z jednej strony podział litostratygraficzny neogenu w środkowej Polsce opracowany przez Ciuka (1965, 1967, 1970, 1974), a na Dolnym Śląsku przez Dyjora (1964, 1969, 1970), miał charakter nieformalny. Z drugiej strony szeroko rozprzestrzenione pokłady węgla brunatnego uznano za główne poziomy korelacyjne o regionalnym znaczeniu (Kasiński i in., 2010). Chociaż od powstania pierwszych schematów litostratygraficznych minęło ponad 50 lat, to z niewielkimi zmianami są one wciąż aktualne (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997; Widera, 2007, 2021). Wiedzę o neogenie Niżu Polskiego wzbogaciły rezultaty licznych prac paleobotanicznych, a zwłaszcza badania sporowo-pyłkowe zastosowane do rozwiązywania problemów stratygraficznych (zob. Peryt, Piwocki, 2004 i literatura tam cytowana; Słodkowska, 2004, 2009; Kasiński, Słodkowska, 2016, 2024). Istotny wkład wniosły prace, w których zdefiniowano poziomy sporowo-pyłkowe powiązane z fazami paleoklimatycznymi wyznaczonymi na podstawie obecności elementów florystycznych paleotropikalnych i arktycznotrzeciorzędowych (Planderova i in., 1993; Ziembińska-Tworzydło i in., 1994a, b; Stuchlik i in., 2001, 2009, 2014). Odkrycie tufitów w osadach neogeńskich na Niżu Polskim w okolicach Konina i Bełchatowa oraz opracowania dotyczące występowania, rozwoju, wieku i petrografii bazaltów na Dolnym Śląsku (m.in. Kasiński i in., 2015) dostarczyły dalszych możliwości korelacyjnych i pozwoliły na dokonanie oceny wieku bezwzględnego.

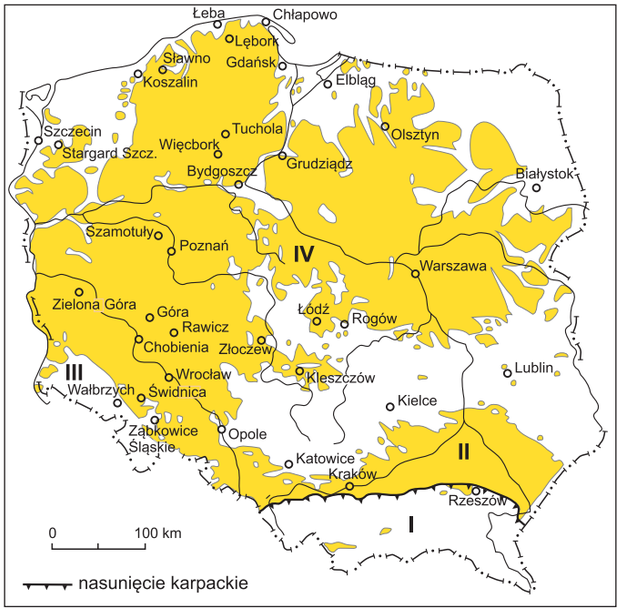


FIG. 1.
Rozprzestrzenienie utworów neogenu w Polsce (wg Piwockiego *w*: Piwocki i in., 2004): I – Karpaty, II – zapadlisko przedkarpackie, III – Sudety, IV – Niż Polski z obszarem przedsudeckim

Wielu autorów zajmowało się badaniami geologicznymi osadów pliocenu i utworów z pogranicza neogenu i czwartorzędu na Niżu Polskim, w tym również osadów preglacjalnych (m.in. Badura i in., 2006a; Birkenmajer, Worobiec, 2013; Makowska, 2015; Winter, 2015; Kramarska i in., 2015; Bujak i in., 2016; Chomiak i in., 2020; Maciaszek i in., 2020; Kasiński, Słodkowska, 2024). Prace te dostarczyły istotnych danych do określenia warunków geotektonicznych, paleogeograficznych i klimatycznych. Obszerny przegląd wystąpień neogenu w strefach zaburzeń glacitektonicznych przedstawili Ber i Krzyszkowski (2004), Słodkowska i Gałązka (2015) oraz Kasiński i Słodkowska (2017). Syntetyczne ujęcie stratygrafii neogenu zawarto w monografii „Budowa geologiczna Polski" (Peryt, Piwocki, 2004). Formalizacji jednostek litostratygraficznych późnego neogenu dokonali Kasiński i Słodkowska (2024), a Widera i in. (2021a, b) omówili zmiany środowisk sedymentacyjnych zapisane w osadach asocjacji węglonośnej w kontekście tektoniki regionalnej i wahnięć klimatycznych. Przedstawiono również próby korelacji neogenu na Niżu Polskim i w przedkarpackiej Paratetydzie (Dyjor, 1986; Dyjor, Sadowska, 1986; Jasionowski, 1995).

Badania utworów wypełniających zapadlisko przedkarpackie na obszarze obecnej Polski sięgają I połowy XIX w. (zob. obszerne omówienie *w*: Peryt, Piwocki, 2004). Początkowo przedmiotem tych badań były głównie brzeżne części zapadliska przedkarpackiego i jego przedpola – na Górnym Śląsku, obrzeżu Gór

Wstęp

Świętokrzyskich, Roztoczu i Wyżynie Lubelskiej. Dopiero później, po II wojnie światowej, w związku z prowadzeniem licznych wierceń w celu poszukiwań węgla (na obszarze Górnego Śląska) i węglowodorów (we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego), badaniami objęto miąższe osady wypełniające centralne („basenowe") obszary zapadliska. Cezurą było zastosowanie badań mikropaleontologicznych (zespoły mikrofauny otwornicowej i nanoplanktonu) do rozpoziomowania tych osadów (np. Alexandrowicz, 1963a).

Pierwszy całościowy zarys litostratygrafii zapadliska przedkarpackiego został przedstawiony przez Alexandrowicza i in. (1982), którzy wydzielili wiele formacji. Później podsumowanie litostratygrafii wraz ze szczegółowym opisem kolejnych wydzieleń przedstawiono w innych pracach (Jasionowski, 1995, 1997; Jasionowski, Peryt, 2004; Jasionowski i in., 2004). Dokonano też formalnego opisu niektórych z tych formacji, jak np. formacji z Wieliczki (Garlicki, 1994a). Podziały litostratygraficzne utworów dolnego miocenu z wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego były przedmiotem licznych kontrowersji (np. Oszczypko, 1997; Garecka, Jugowiec, 1999; Moryc, 2005; Oszczypko-Clowes i in., 2012); wydzielono w nich kilka jednostek litostratygraficznych w randze formacji, jednak wzajemne relacje między nimi są bardzo niepewne.

Najnowsze badania obejmowały syntezy rozwoju zapadliska przedkarpackiego lub jego części (np. Moryc, 2005; Krzywiec, 2006; Oszczypko, 2006; Oszczypko i in., 2006; Wysocka i in., 2007; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012; Jasionowski i in., 2012). Ponadto w ostatnim czasie wykonano szczegółowe badania dotyczące rozmaitych zagadnień biostratygraficznych i paleoekologicznych na podstawie mikrofauny i mikroflory (np. Garecka, Olszewska, 2011; Gedl, 2012, 2016; Gonera, Bukowski, 2012; Oszczypko-Clowes i in., 2012; Peryt, 2013a,b; Gaździcka, 2015; Paruch-Kulczycka, 2015; Peryt, Peryt, 2015; Lelek i in., 2016; Gonera, 2018; Peryt i in., 2020, 2021, 2024a,b; Gedl i in., 2023), makrofauny (Studencka, Jasionowski, 2011; Studencka, 2015) oraz rozwoju sedymentacji i (lub) stratygrafii sekwencji na wybranych obszarach (np. Dziadzio i in., 2006; Mastalerz i in., 2006; Porębski, Warchoł, 2006; Krzywiec i in., 2008, 2012; Lis, Wysocka, 2012; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Leszczyński, Nemec, 2015; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016), datowań wieku bezwzględnego (np. de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011; Śliwiński i in., 2012), magnetostratygrafii (Sant i in., 2015) i chemostratygrafii (Gąsiewicz i in., 2004; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Gąsiewicz, 2015).

Badania neogenu w Karpatach zewnętrznych rozpoczęły się pod koniec XIX w., ale początkowo dotyczyły jedynie utworów miocenu transgresywnego w Karpatach oraz osadów dużych kotlin śródgórskich (Orawsko-Nowotarskiej i Sądeckiej – Uhlig, 1888). Morskie osady mioceńskie zostały opisane z rejonu Nowego Targu (Friedberg, 1906), ale ich istnienie było wielokrotnie kwestionowane (Birkenmajer, 1952). Pierwsze wzmianki o możliwości występowania utworów neogenu w profilach sukcesji Karpat zewnętrznych pochodzą dopiero z lat 60. XX w. (Blaicher, Nowak, 1963) i dotyczą sukcesji skolskiej. Ostateczne potwierdzenie ich występowania przyniosły dopiero badania nanoplanktonu wapiennego w latach 90. XX w. W tym samym czasie stwierdzono też osady neogenu w profilach sukcesji magurskiej.

Badania neogenu do początku XXI w. zostały podsumowane przez Ryłkę (2004). W ostatnich dwóch dekadach zaproponowano, na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego i otwornic, znacznie większy zasięg występowania osadów mioceńskich w południowej części jednostki magurskiej (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010, 2014; Oszczypko-Clowes i in., 2018), przyjmując istnienie rezydualnego basenu fliszowego połączonego z basenem Kotliny Sądeckiej. Wyniki te zostały jednak zakwestionowane na podstawie badań dinocyst (Jurewicz, Segit, 2018). Kontrowersje dotyczą także wieku morskich osadów Kotliny Sądeckiej (Szczechura, 2006; Oszczypko-Clowes i in., 2009; Gonera, 2012). W utworach neogenu Karpat prowadzono także szczegółowe badania dotyczące rozmaitych zagadnień biostratygraficznych i paleoekologicznych opierające się na badaniach ramienionogów (Bitner, Kaim, 2004), małżoraczków i zielenic (Szczechura, 2006) oraz nanoplanktonu wapiennego (Kaczmarek i in., 2016).

1 Neogen basenu Niżu Polskiego

Jacek R. Kasiński, Barbara Słodkowska, Paweł Urbański

1.1. PALEOGEOGRAFIA NEOGENU I ROZWÓJ BASENU ŚRODKOWEJ EUROPY

Basen Niżu Polskiego w części NW jest basenem epikratonicznym o niejasnej genezie. Na przełomie eocenu i oligocenu (faza pirenejska) na znacznej części obszaru na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w tym zwłaszcza na obszarze monokliny przedsudeckiej, powstał zespół wąskich rowów tektonicznych związanych z rozwojem europejskiego systemu ryftów kenozoicznych, a także naciskami od strony tworzącego się orogenu karpackiego (Jarosiński i in., 2009). Rowy te wykazywały aktywność tektoniczną o bardzo zróżnicowanej intensywności przez cały okres neogenu. W ich obrębie miąższość osadów kenozoicznych znacznie wzrasta (nawet do ponad 800 m) i występują tam grube pokłady węgla brunatnego, co świadczy o synsedymentacyjnej aktywności tektonicznej. Od eocenu po pliocen na obszarze Sudetów i ich bezpośredniego przedpola rozwijał się silny wulkanizm maficzny. Po wygaśnięciu głównych karpackich ruchów orogenicznych nastąpiła diametralna przebudowa układu naprężeń na obszarze Niżu Polskiego, tj. na dalekim przedpolu orogenu karpackiego. W wyniku odprężenia tektonicznego powstały tam również systemy rowów tektonicznych. Struktury te były często aktywne aż do końca neogenu, a nawet w czwartorzędzie. W wyniku powolnej i równomiernej subsydencji dna rowów, była w nich możliwa sedymentacja miąższych formacji osadowych, wśród których często występują grube pokłady węgla brunatnego (np. Bełchatów, Złoczew, Turów, Lubstów).

Granica północna występowania osadów neogenu przebiega kilkadziesiąt kilometrów na północ od wybrzeża Morza Bałtyckiego, a granica południowa – wzdłuż północnego przedpola Roztocza, północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, brzegu elewacji małopolskiej i NW części sudeckiego uskoku brzeżnego (Piwocki i in., 2004; Knox i in., 2010; fig. 1). Dolna granica utworów neogenu na przeważającej części obszaru Niżu Polskiego występuje w stropie osadów regresywnych najwyższej części dolnego oligocenu (rupelu) i ma charakter erozyjny. Znaczna luka stratygraficzna obejmuje tam całą wyższą część oligocenu (szat). Wyjątek stanowi niewielki obszar w SW części Niżu (okolice Leszna, Rawicza i Zielonej Góry), gdzie ponad osadami dolnego oligocenu występuje niegruba seria osadów brakicznych górnego oligocenu – formacja leszczyńska (Piwocki i in., 2004). Na tym obszarze granica paleogen/neogen przebiega w spągu osadów lądowych miocenu (formacje rawicka i gorzowska), tj. w spągu IV dąbrowskiego pokładu węgla brunatnego.

Z uwagi na erozyjną działalność lądolodów plejstoceńskich sporadycznie występują stanowiska, w których obserwuje się sedymentacyjne przejście neogenu w czwartorzęd. Dlatego za stratotypowe dla granicy neogen/czwartorzęd zostało uznane stanowisko na południowym Mazowszu w profilu z Wólki Ligęzowskiej. W tym stanowisku w osadach piaszczysto-mułkowych palinologicznie została udokumentowana granica pliocen/plejstocen (Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Wyróżnione okresy klimatyczne Winter (2015) skorelowała z neogeńskimi poziomami sporowo-pyłkowymi = fazami klimatycznymi (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997) – pierwszy okres klimatyczno-stratygraficzny z poziomem XIII *Sequoiapollenites* (zankl), a drugi – z poziomem XIV *Faguspollenites* (piacent). W najwyższym pliocenie wiercenia Wólka Ligęzowska Winter (2015) wykreowała nowy dla neogenu poziom XV *Pinus* ze względu na dominujący w tym odcinku profilu pyłek *Pinus,* a także *Betula* oraz znaczny udział pyłku roślin zielnych. Skład zespołu tego poziomu, z dominacją taksonów pyłku roślin o wymaganiach chłodnoumiarkowanych, wskazuje jednak, że ten zespół należy już do plejstocenu.

1.2. STRATYGRAFIA NEOGENU

Podstawowe znaczenie dla neogenu na Niżu Polskim ma klasyfikacja litostratygraficzna uzupełniona w różnym stopniu przez dane biostratygraficzne (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1997; Kasiński, Słodkowska, 2024) czy radiometryczne (Matl, Wagner, 1986). W odniesieniu do utworów lądowych neogenu ważne są dane mikroflorystyczne (spory, ziarna pyłku).

Utwory neogenu na Niżu Polskim są rozwinięte bardzo nieregularnie i tylko w nielicznych profilach są znane osady należące do wszystkich pięter tego oddziału. Utwory te występują w sposób nieciągły i zawierają liczne luki stratygraficzne (Piwocki i in., 2004). Obserwuje się też zróżnicowanie regionalne w występowaniu osadów neogenu. W zachodniej Polsce profil neogenu rozpoczynają osady dolnego miocenu, a we wschodniej i NE Polsce osady środkowego miocenu.

1.2.1. Litostratygrafia

Podstawą podziałów litostratygraficznych są cechy litologiczne, pozwalające na jednoznaczne wydzielenie jednostki litostratygraficznej różniącej się od jednostek sąsiadujących. Osady neogenu Niżu Polskiego są jednak słabo zróżnicowane litologicznie i składają się z naprzemianległych warstw węgla (lub mineralnych osadów węglistych), piasków i utworów drobnoklastyczno-ilastych, wielokrotnie zastępujących się w profilu w szeregu cykli sedymentacyjnych. Poziomami litokorelacyjnymi w asocjacji węglonośnej mogą być na znaczniejszych obszarach jedynie pokłady węgla wraz z ich ekwiwalentami sedymentacyjnymi. Na problem ten zwrócił już uwagę Elliott (1976), który zaproponował stosowanie dla jednostek nadrzędnych elementów cyklostratygrafii. Początkowo jednostki litostratygraficzne rozpoczynano i kończono na pokładach węgla, odrębnie traktując pozostałe osady międzywęglowe. Taką zasadę podziału litostratygraficznego stosowano także powszechnie dla osadów paleogeńsko-neogeńskiej asocjacji węglonośnej na obszarze Niżu Polskiego, uznając pokłady węgla brunatnego za poziomy korelacyjne (Dyjor, 1964, 1986, 1994; Ciuk, 1968, 1970, 1974; Piwocki, 1975, 1992; Dyjor, Sadowska, 1977; Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997; Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 2).

Zgodnie z najnowszymi propozycjami podziału litostratygraficznego utworów neogenu Niżu Polskiego wprowadzono elementy cyklostratygrafii (Kasiński, Słodkowska, 2024). Sprowadzają się one do przyjęcia za podstawowe jednostki litostratygraficzne kolejnych cykli sedymentacyjnych, które są z reguły cyklami prostymi o ziarnie malejącym ku górze, a więc zastosowano tu *de facto* zasady cyklostratygrafii. Początek sekwencji cyklicznej pozostaje w związku z wyraźnym wzrostem energii środowiska w wyniku działania mechanizmów allo- lub autocyklicznych, np. ruchów tektonicznych obniżających powierzchnię depozycyjną, kompakcji niżej leżących osadów lub wzrostu potencjału erozyjnego w obrzeżeniu basenu sedymentacyjnego (Kasiński, 1983, 1984, 1989). Przyjęto model rozwoju każdej kolejnej sekwencji cyklicznej od środowisk o najwyższej energii (materiał okruchowy o najgrubszej frakcji), poprzez środowiska o niższej energii (osady drobnookruchowe i ilaste), po osady środowiska o najniższej energii (osady fitogeniczne). Granicę każdej sekwencji cyklicznej postawiono w stropie pokładu węgla brunatnego lub jego ekwiwalentu sedymentacyjnego (tab. 1).

W centralnej, północnej i wschodniej części Niżu Polskiego na podłożu podkenozoicznym spoczywają osady dolnego miocenu. Są one zaliczane do formacji rawickiej z IV dąbrowskim pokładem węgla brunatnego oraz dolnej części formacji ścinawskiej z III ścinawskim pokładem węgla brunatnego. Formacja rawicka została wyróżniona po raz pierwszy na monoklinie przedsudeckiej w otworach wiertniczych w okolicach Rawicza, tj. w rowie tektonicznym Rawicz–Chobienia (Piwocki, 1975). Formacja ta występuje na Dolnym Śląsku, Ziemi Lubuskiej i w południowej Wielkopolsce. Tworzą ją osady lądowych środowisk sedymentacyjnych, głównie rzecznych, jeziornych i bagiennych. Na rozległej nadbrzeżnej równinie aluwialnej nastąpił w kilku epizodach rozwój bagien węglotwórczych.

Formacja rawicka dzieli się na ogniwo dąbrowskie i leżące wyżej ogniwo żarskie (Piwocki in., 2004). Tworzą ją jasnoszare, szarobrązowe i brunatne piaski kwarcowe oraz muły i iły z warstwami i soczewami węgla brunatnego IV pokładu dąbrowskiego, które występują w dolnej części profilu – ogniwo dąbrowskie (Kasiński, Słodkowska, 2016). Osady formacji rawickiej zawierają zespół sporowo-pyłkowy charakterystyczny dla poziomu I *Olaxipollis matthesii* (ogniwo dąbrowskie) i dla poziomu II *Alnipollenites verus* (ogniwo żarskie). Pokład dąbrowski występujący w zachodniej Polsce rozszczepia się miejscami na dwie warstwy/ławy przedzielone przez muły i iły węgliste ze szczątkami uwęglonych roślin. Profile ogniwa żarskiego znajdują się na obszarze perykliny Żar i koło Rawicza na monoklinie przedsudeckiej. Osady ogniwa żarskiego są złożone z jasnoszarych, jasnobeżowych i szarych piasków, piaskowców, mułowców i iłowców piaszczystych oraz mułów i iłów. Osady piaszczyste ogniwa żarskiego są na ogół przekątnie warstwowane, często można dostrzec w nich struktury erozyjne. Ekwiwalentem formacji rawickiej na obszarze Ziemi Lubuskiej, północnej Wielkopolski oraz Pomorza, po okolice Gdańska, jest formacja gorzowska. Jest ona tworzona głównie przez osady piaszczyste oraz muły i iły, a także soczewy węgla brunatnego (Grabowska, Ważyńska, 1997). Osady tej formacji sięgają ku wschodowi aż po okolice Rypina, Sierpca, Drobina i Raciąża, gdzie są reprezentowane przez szare, drobno- i średnioziarniste piaski kwarcowe z przewarstwieniami szarobrązowych mułów. Odpowiedniki osadów formacji rawickiej i gorzowskiej znajdują się w nieckach tektonicznych zawierających złoża węgla brunatnego Turów i Radomierzyce (Kasiński, 2000) oraz w złożu Bełchatów jako tzw. kompleks podwęglowy (Czarnecki i in., 1992). Koło Konina osady odpowiadające formacji rawickiej są znane tylko w tektonicznym rowie Lubstowa. Są to szare piaski kwarcowe, w stropie węgliste, leżące pod dolnym, głównym pokładem węglowym, tj. II łużyckim (Ciuk, Grabowska, 1991).

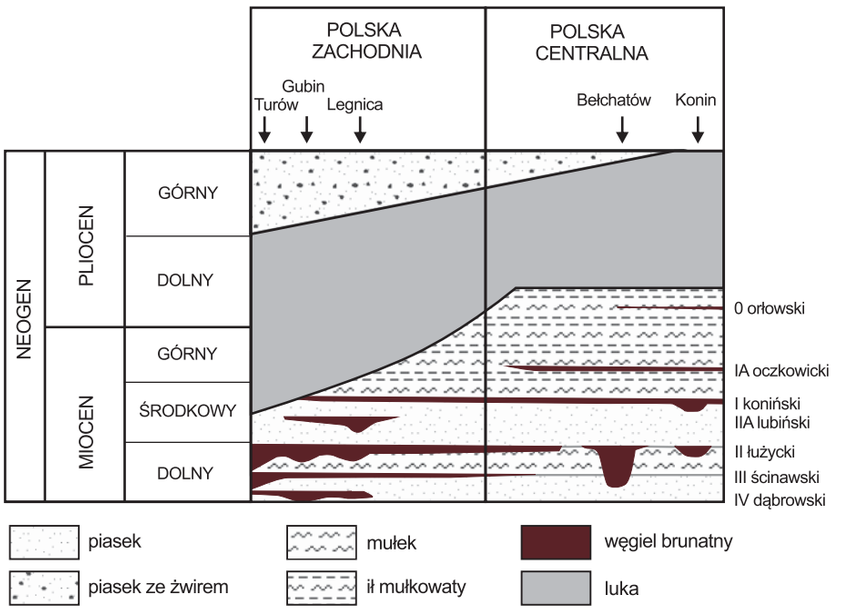


FIG. 2. Schemat stratygraficzny cykli węglotwórczych w neogenie na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016)

Do dolnego miocenu jest też zaliczona dolna część formacji ścinawskiej, która rozpościera się na znacznych obszarach Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i Wielkopolski. Reprezentujące ją osady powstały na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych. Z tych osadów utworzył się III ścinawski pokład węgla brunatnego, wiązany z III poziomem sporowo-pyłkowym *Arecipites parareolatus*. Dolna część profilu formacji ścinawskiej składa się z szarych i szarobrązowych mułów i mułów piaszczystych oraz słabo zwięzłych mułowców z przewarstwieniami brunatnych i szarobrunatnych iłów oraz słabo zwięzłych iłowców. W tych osadach opisano IV poziom pyłkowy *Ulmipollenites*. Spotykane są też soczewki i warstwy drobnoziarnistych piasków kwarcowych (Piwocki i in., 2004). W opisanej części formacji w piaskach pylastych i w mułach piaszczystych występują często rozmaite typy warstwowań przekątnych, płaskorównoległych i soczewkowych oraz skamieniałości śladowe i bioturbacje. Pośród soczew piaskowców krzemionkowych (kwarcytycznych) koło Osieczowa Raniecka-Bobrowska (1965) oznaczyła bogaty zespół makroflory obejmujący ponad 90 rodzajów i gatunków roślin wysoko ciepłolubnych. Wśród nich główną rolę odgrywały sosny, dęby i laurowate z bardzo licznym *Cimmamonophyllum scheuchzeri*. Zwraca też uwagę obecność odcisków liści palm wachlarzowatych *Trachycarpus rhapifolia* (Raniecka-Bobrowska, 1965; fig. 3). Na obszarze niecek tektonicznych żytawskiej i radomierzyckiej w zachodniej części basenu sedymentacyjnego opisano florę owocowo-nasienną (Czeczot, Skirgiełło, 1961, 1967; Kowalski, 2010; fig. 4).

Ekwiwalentem dolnej części formacji ścinawskiej jest formacja krajeńska rozwinięta w zachodniej i północnej Polsce. Powstała ona na rozległych aluwialnych równinach nadbrzeżnych z okresowo zaznaczającymi się warunkami brakicznymi i płytkomorskimi. Świadectwem tych warunków są zachowane struktury sedymentacyjne osadów, ich cechy litologiczne oraz nieliczne dowody paleontologiczne. Obszar występowania formacji krajeńskiej obejmuje Ziemię Lubuską, północną Wielkopolskę i część Kujaw. Na wschodzie formacja krajeńska sięga po Wąbrzeźno i Rypin, a jej typowo wykształcone osady występują na obszarze niecki pomorskiej. Są to charakterystyczne piaski drobnoziarniste i pylaste, kwarcowe, szarobrunatne i szare z obfitym pyłem jasnych łyszczyków. W zachodniej części Ziemi Lubuskiej w spągu formacji krajeńskiej miejscami spotyka się soczewy i nieciągłe pokłady węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent III ścinawskiego pokładu. Formację krajeńską na obszarze typowym charakteryzują te same dolnomioceńskie poziomy sporowo-pyłkowe, które są typowe dla formacji ścinawskiej.

TAB. 1. Schemat litostratygraficzny neogenu na Niżu Polskim (wg Kasińskiego, Słodkowskiej)

Chronostratygrafia		Litostratygrafia						
Oddział	Piętro	Formacja (kreator)	Jednostki w obrębie formacji (kreator)	Nazwa, typowy profil	Synonimy	Miąższość [m]	Pokład węgla	Obszar występowania (+ obszar typowy)
Pliocen	piacent	grójecka (Kasiński, Słodkowska, 2024)	ogniwo białych żwirów z Gozdnicy (Dyjor, 1970), ogniwo piaszczyste z Łęczyc (Kasiński i in., 2004), ogniwo iłów i mułów z Rożcow (Baraniecka, 1991)	od miasta Grójec na południowym Mazowszu, gdzie występują dobrze zbadane profile	formacja gozdnicka (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995)	47 – Mazowsze, 60 – przedpole Sudetów	–	przedpole Sudetów, Dolina Środkowej Wisły na południowym Mazowszu i płaty w południowej Wielkopolsce, na Pomorzu Gdańskim i na obszarze Warmii i Mazur
	zankl							
Miocen	messyn	poznańska (Ciuk, 1967)	ogniwo karczewskie (Baraniecka, 1976)	od obszaru stratotypowego znajdującego się w okolicy Poznania	–	od kilku do 160	0 orłowski	na całym obszarze Niżu Polskiego z wyjątkiem jego północnej części, gdzie nie osadziły się lub zostały zniszczone w plejstocenie; na południu zasięg sięga po pas wyżyn Polski środkowej, a w części SW obejmuje górnośląską część zapadliska przedkarpackiego; łączna powierzchnia występowania osadów formacji poznańskiej wynosi ok. 75 tys. km^2
	torton		ogniwo rycickie (Baraniecka, 1976)					
	serrawal	koźmińska*	ogniwo konińskie (Kasiński, Słodkowska, 2024)	dobrze zbadane profile formacji znajdują się na obszarze Kopalni Węgla Brunatnego Adamów	formacja pawłowicka (Ciuk, 1967)	śr. 20, maks. 60	IA oczkowicki I koniński	formacja rozpoznana na prawie całym terytorium występowania miocenu na Niżu Polskim; ciągnie się od zachodniej po wschodnią granicę państwa; na północy sięga po wybrzeże Bałtyku a na południu po Sudety i wyżyny Polski środkowej
	lang		ogniwo piasków adamowskich (Kasiński, Słodkowska, 2024)					
	burdygał	ścinawska (Ciuk, 1967)	–	formacja wyodrębniona po raz pierwszy w południowej części monokliny przedsudeckiej, w okolicach miejscowości Ścinawa	formacja krajeńska (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995)	śr. 37, maks. 90	IIA lubiński II łużycki III ścinawski	formacja rozpościera się na znacznym obszarze (ok. 12 tys. km^2) Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i południowej Wielkopolski po Kępno i Wieruszów; poznana w licznych otworach wiertniczych wykonanych na obszarze dużego, pokładowego złoża węgla brunatnego Ścinawa
	akwitan	rawicka (Piwocki, 1965)	ogniwo żarskie (Wróbel, 1981)	formacja wyróżniona po raz pierwszy na monoklinie przedsudeckiej w rowie tektonicznym Rawicz-Chobienia, gdzie znajduje się stratotypowy profil formacji (Piwocki, 1965, 1967, 1975)	formacja gorzowska. (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995)	śr. 50, maks. 140	IV dąbrowski	formacja rozwinięta na rozległym obszarze (ok. 12,5 tys. km^2) Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i południowej Wielkopolski (monoklina przedsudecka, peryklina Żar, masyw przedsudecki)
			ogniwo dąbrowskie (Ciuk, 1967)					

* zmiana przez autorów dotychczasowej nazwy formacji (formacja adamowska) jest spowodowana brakiem zgodności z „Zasadami..." (Alexandrowicz i in., 1975)

Osady środkowego miocenu są szeroko rozprzestrzenione na obszarze Niżu Polskiego. Sedymentację środkowomioceńską rozpoczynają osady wyższej części formacji ścinawskiej. Początek tej formacji należy do najwyższego dolnego miocenu, a jej wyższa część tworzyła się już w środkowym miocenie na znacznych obszarach Dolnego Śląska, Ziemi Lubuskiej i zachodniej Wielkopolski – wyjątek stanowi jej wyspowa obecność w rowie Lubstowa we wschodniej Wielkopolsce (Ciuk, Grabowska, 1991; Widera, 2007, 2021). Górna część profilu tej formacji w jej typowym wykształceniu to warstwy węgla brunatnego II pokładu łużyckiego, zwykle rozdzielające się na kilka (dwie lub więcej) ław przedzielonych przerostami mułowo-ilastymi oraz piaskami drobnoziarnistymi, czasem węglistymi o miąższości kilku metrów (Piwocki i in., 2004). W północnej i wschodniej części obszaru występowania formacji ścinawskiej II pokład łużycki osiąga znaczną miąższość w rowach tektonicznych. W osadach piaszczystych formacji ścinawskiej, w zachodniej części obszaru jej występowania, w szarobrązowych piaskach pylastych spoczywających poniżej węgla brunatnego II pokładu łużyckiego, a także w węglu okolic Gubina, Lubska, Brodów i Tuplic po Zieloną Górę i Głogów stwierdzono występowanie nielicznych ziarn glaukonitu i fitoplanktonu morskiego oraz skamieniałości śladowych należących do *Ophiomorpha nodosa*. Jest to ichnoskamieniałość będąca wskaźnikiem wpływów morskich, zapewne środowiska litoralnego lub brakicznego, pływowego, estuariowego (Słodkowska, Kasiński, 2016; Kasiński, Słodkowska, 2017). Na pozostałym obszarze Niżu Polskiego osady wyższej części formacji ścinawskiej powstały na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych. Pozostałością korytowych facji rzecznych są soczewy piasków, czasem ze żwirem. Ziarna pyłku V poziomu *Quercoidites henrici* zawiera II pokład łużycki. Panująca wówczas roślinność jest charakterystyczna dla klimatu ciepłoumiarkowanego, wilgotnego, w którym dominowały lasy bagienne i częściowo torfowiska zaroślowe. Z kolei tereny bardziej suche i położone wyżej były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem roślin wiecznie zielonych (Kohlman-Adamska, 1993).

Powyżej formacji ścinawskiej w środkowym miocenie dotychczas wydzielano formację adamowską i zazębiającą się z nią lokalnie formację pawłowicką (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997). Po przeanalizowaniu wielu stanowisk tych osadów wydzielono samodzielną jednostkę litostratygraficzną – formację pawłowicką, która jest rozwinięta w zachodniej, a częściowo także w środkowej części mioceńskiego basenu sedymentacyjnego Niżu Polskiego (Kasiński, Słodkowska, 2024). Na istnienie wyraźnej niezgodności między formacjami pawłowicką a adamowską zwróciła uwagę Walkiewicz (1984), która wskazała, że miejscami osady formacji adamowskiej leżą nad utworami formacji pawłowickiej. Jest to szczególnie dobrze widoczne w granicach administracyjnych Poznania, na obszarze rowu/złoża Naramowice, gdzie w stropie formacji pawłowickiej leżą muły/iły węgliste lub cienkie warstwy węgla brunatnego (IIA lubiński pokład towarzyszący) maksymalnie do 2,4 m miąższości (Widera, 2007). Na wschodzie utwory formacji pawłowickiej się wyklinowują lub zostały erozyjnie usunięte. Formację pawłowicką rozpoznano w środkowej części monokliny przedsudeckiej, w Wielkopolsce, na Kujawach oraz na obszarze niecek: szczecińskiej, mogileńsko-łódzkiej i pomorskiej. Zbudowana jest ona z szarobrunatnych piasków pylastych oraz mułów z soczewami węgla brunatnego. Na granicy z formacją ścinawską, na zerodowanej powierzchni II łużyckiego pokładu węglowego, zaznacza się wyraźna niezgodność erozyjna wyrażona obecnością warstewki czarnobrunatnego piasku różnoziarnistego z drobnym żwirem kwarcowym (Piwocki i in., 2004). W górnej części formacji pawłowickiej ponad piaskami leżą brunatne muły piaszczyste i (lub) zalega węgiel brunatny reprezentujący IIA pokład lubiński, z którego opisano VI poziom sporowo-pyłkowy *Tricolporopollenites megaexactus*. Obecne w nim sporomorfy wskazują, że nastąpił stopniowy rozwój roślinności torfowisk krzewiastych oraz dalsze panowanie mezofilnych lasów liściasto-iglastych, z wciąż jeszcze wysokim udziałem gatunków roślinności wysoko ciepłolubnej. W osadach na zachodnim obszarze występowania formacji pawłowickiej, w rejonie Gubina, Mostów i Żar, spotyka się dość powszechnie ziarna glaukonitu, igły gąbek, a sporadycznie skorupki otwornic, ułamki mięczaków oraz rurkowate skupienia wapienne

	Litologia	Biostratygrafia	Środowisko	
Profil stratotypowy	Opis, facja	Poziomy sporowo-pyłkowe (Piwocki Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997)	Środowisko sedymentacji	Klimat
Różce 1	osady klastyczne, na obszarze przedgórza Sudetów gruboklastyczne, ku NE o ziarnie malejącym; osady głównie piaszczyste oraz muły i iły	XIV *Faguspollenites* XIII *Sequoiapollenites*	reprezentują ślady traktów fluwialnych, w centralnej części Niżu Polskiego, lokalnie facje jeziorne	umiarkowany, suchy
Poznań 32/15	kompleks iłów i mułów barwy zielonkawej, szarej, czerwonawej, rudej, żółtej – zmienne zabarwienie iłów jest związane z procesami wietrzeniowymi	XII *Carpinipites–Juglandaceae* XI *Betulaepollenites–Cyperaceaepollis* X *Nyssapollenites*	osady formacji poznańskiej były akumulowane w środowisku niskoenergetycznych rzek anastomozujących/meandrujących o niskiej dynamice (energii) wód	umiarkowany, średnio wilgotny
Adamów 16/16	białe piaski drobno- i średnioziarniste, niekiedy z ławicami piasków różnoziarnistych z drobnym żwirem kwarcowym; muły piaszczyste, czasami węgliste; w wyższej części formacji występuje I koniński pokład węgla brunatnego, ponad pokładem węgla występuje charakterystyczny pakiet iłów szarych, często węglistych, w których w części stropowej występuje IA oczkowicki pokład węgla brunatnego	IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* VIII *Celtipollenites verus* VII *Iteapollis angustiporatus*	równina aluwialna, na której rozwijały się węglotwórcze torfowiska	ciepłoumiarkowany, wilgotny
Ścinawa 98/00	węgiel brunatny w postaci soczew lub warstw III pokładu ścinawskiego, wyżej wykształcona jako szarobrązowe muły i szarobrunatne iły oraz iłowce; górną część formacji ścinawskiej budują warstwy węgla brunatnego II łużyckiego pokładu; na znacznym obszarze zachodniej i północnej Polski występują piaski pylaste, muły piaszczyste i piaski drobnoziarniste, szarobrunatne i szare z obfitym pyłem jasnych łyszczyków; w stropie formacji szarobrunatne piaski pylaste oraz muły z soczewami węgla brunatnego, ponad piaskami leżą brunatne muły piaszczyste, czasami iły mułkowate, ponad nimi zalega węgiel brunatny reprezentujący IIA pokład lubiński	VI *Tricolporopollenites megaexactus* V *Quercoidites henrici* IV *Ulmipollenites* III *Arecipites parareolatus*	osady powstałe na rozległej równinie aluwialnej, gdzie w sprzyjających warunkach dochodziło do rozwoju przybrzeżnych bagien i torfowisk węglotwórczych	ciepłoumiarkowany, wilgotny
Dłoń 43/31	w swoim typowym wykształceniu: jasnoszare, szarobrązowe i brunatne piaski kwarcowe oraz muły i iły z warstwami i soczewami węgli brunatnych IV pokładu dąbrowskiego, które występują w dolnej części profilu (ogniwo dąbrowskie); wyżej spoczywają jasnoszare i szarobiałe piaski, mułowce, iły i iłowce z cienkimi soczewkami węgla brunatnego (ogniwo żarskie)	II *Alnipollenites* I *Olaxipollis mathesi*	osady lądowych środowisk sedymentacyjnych, rzecznych, jeziornych i bagiennych; na rozległej nadbrzeżnej równinie aluwialnej w kilku epizodach rozwijały się węglotwórcze bagna, które dały początek IV dąbrowskiemu pokładowi, w północnej części Niżu panowały środowiska aluwialne	ciepłoumiarkowany, wilgotny

przypominające kolce jeżowców (Dyjor, 1967; Dyjor, Chlebowski, 1973). Te fakty świadczą o wyraźnych wpływach morskich z basenu Morza Północnego. W górnej części formacji w wielu miejscach, głównie na Ziemi Lubuskiej, występują białe i jasnoszaro-białe drobnoziarniste piaski kwarcowe prawdopodobnie o genezie eolicznej, które utworzyły się w pasie nadmorskich wydm rozwiniętych w strefie plażowej wybrzeża morskiego (Dyjor, 1969; Dyjor, Grodzicki, 1969; Dyjor, Wróbel, 1978).

Formacja koźmińska[1] jest rozprzestrzeniona na prawie całym terytorium występowania miocenu na Niżu Polskim. Na północy sięga po wybrzeże Bałtyku, a na południu – po Sudety i wyżyny Polski środkowej. Osady formacji koźmińskiej spoczywają niezgodnie na starszym podłożu. W zachodniej Polsce leżą na utworach wyżej scharakteryzowanej formacji pawłowickiej, a na innych obszarach na różnych ogniwach starszych formacji mioceńskich, a także na utworach paleogeńskich lub mezozoicznych. Profil formacji koźmińskiej, powyżej granicy erozyjnej, rozpoczynają żwiry, piaski gruboziarniste, lokalnie piaskowce kwarcytyczne. Wyżej występują białe, drobnoziarniste piaski kwarcowe, muły piaszczyste i ilaste, często węgliste barwy czarnobrunatnej. W tych osadach opisano VII poziom sporowo-pyłkowy *Iteapollis angustiporatus* (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997). Występujące w nim sporomorfy dokumentują epizod ochładzania się klimatu, który staje się suchszy z niższym udziałem pyłku roślin bagiennych. Cykl sedymentacyjny formacji koźmińskiej zakończyła akumulacja I konińskiego (środkowopolskiego) pokładu węgla brunatnego, szczegółowo opisanego z konińsko-adamowskiego zagłębia węgla brunatnego (Worobiec i in., 2021, 2022a, b; Widera i in., 2021a, b; Słodkowska, Widera, 2021, 2022) oraz występującego powyżej, kończącego akumulację zwartych pokładów węgla brunatnego na Niżu Polskim, IA pokładu oczkowickiego. Te dwa pokłady reprezentują poziomy sporowo-pyłkowe VIII *Celtipollenites verus* i poziom IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997). Oba te poziomy są szeroko znane na Niżu Polskim. Na obszarze Górnego Śląska i Śląska Opolskiego wyróżniono formację kędzierzyńską z kędzierzyńskim pokładem węgla brunatnego, równowiekowym z pokładem IA oczkowickim. Analiza struktur sedymentacyjnych oraz charakterystyka litologiczna spągowych partii osadów formacji koźmińskiej wskazuje, że powstały one w środowisku okresowo wysokoenergetycznego systemu rzek roztokowych (Widera i in., 2021b). Trakty fluwialne, wyżłobione w starszych utworach mioceńskich, paleogeńskich, a nawet mezozoicznych (wschodnia Wielkopolska), ogólnie były skierowane w kierunku basenu Morza Północnego. W zachodniej części Polski wśród osadów stwierdzono warstewki szarozielonego piasku, w których występują ziarna glaukonitu i spikule gąbek (Piwocki i in., 2004). Dokumentują one wpływy morskie podczas sedymentacji formacji koźmińskiej na obszarze zachodniej części monokliny przedsudeckiej. Materia fitogeniczna w wyższej części formacji koźmińskiej była akumulowana w pozakorytowych zagłębieniach rzek niskoenergetycznych – meandrujących i (lub) anastomozujących, w tym w lokalnych zagłębieniach popowodziowych, często podlegających subsydencji tektonicznej. Klimat był ciepły i wilgotny, tj. sprzyjający powstawaniu węglotwórczych bagnisk – I koniński (środkowopolski) pokład węgla brunatnego (Kasiński, Słodkowska, 2016, 2024; Słodkowska, Widera, 2021).

Formacja poznańska tworzyła się od późnego miocenu środkowego po wczesny pliocen. Zasięg występowania osadów zaliczanych do tej formacji obejmuje cały obszar Niżu Polskiego, z wyjątkiem jego północnej i południowo-wschodniej części. Na Pomorzu te utwory pierwotnie zapewne też występowały, lecz zostały zniszczone w plejstocenie. Na skutek zróżnicowanych ruchów tektonicznych utworzyły się dwa główne baseny sedymentacyjne: śląsko-wielkopolski i mazowiecko-warmiński, częściowo rozdzielone elewacją wału śródpolskiego. Utwory formacji poznańskiej w przeważającej części

[1] Dawniej formacja adamowska – zmiana nazwy formacji na koźmińską nastąpiła z powodu niezgodności z zasadami nomenklatury stratygraficznej – Alexandrowicz i in., 1975.

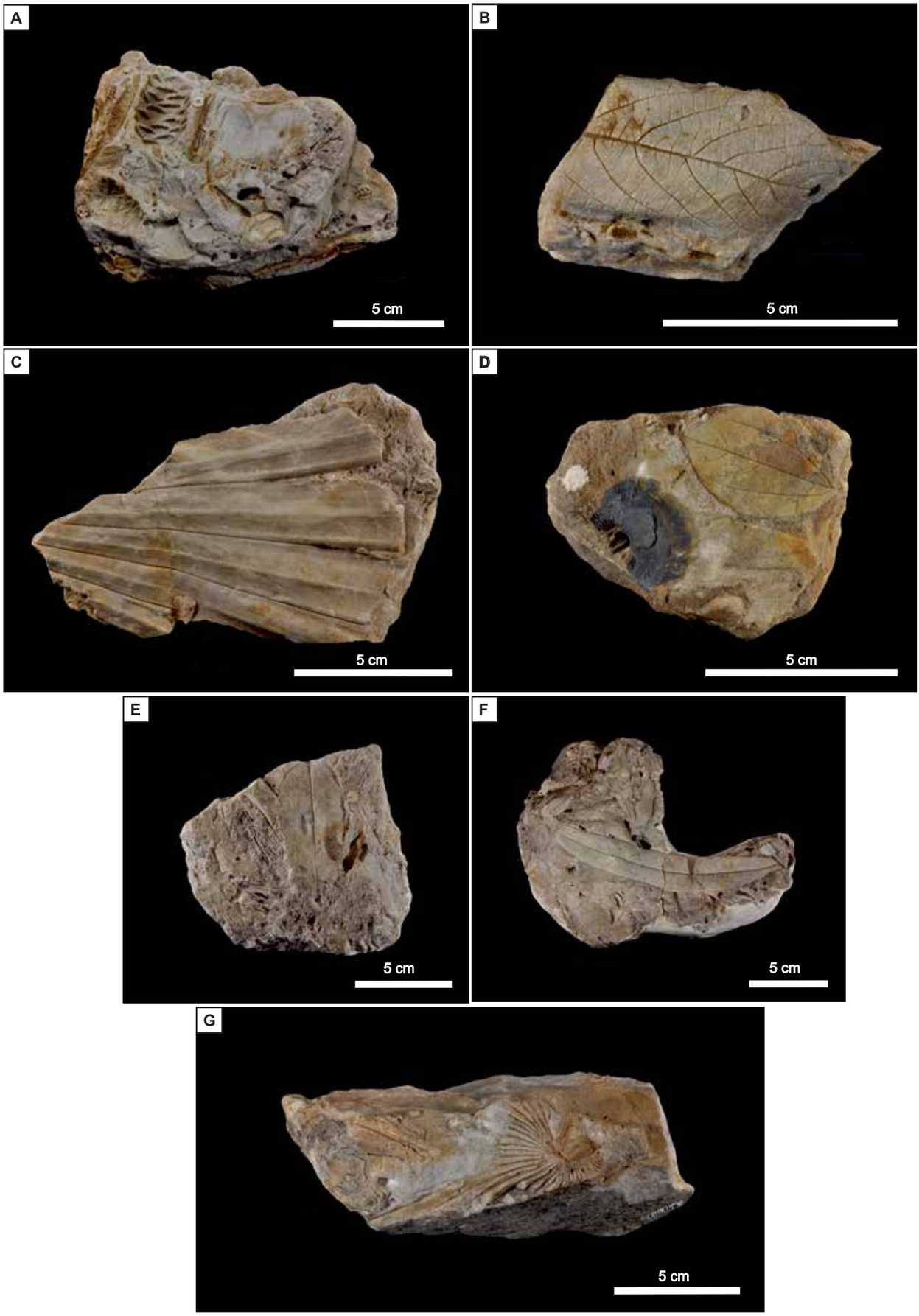
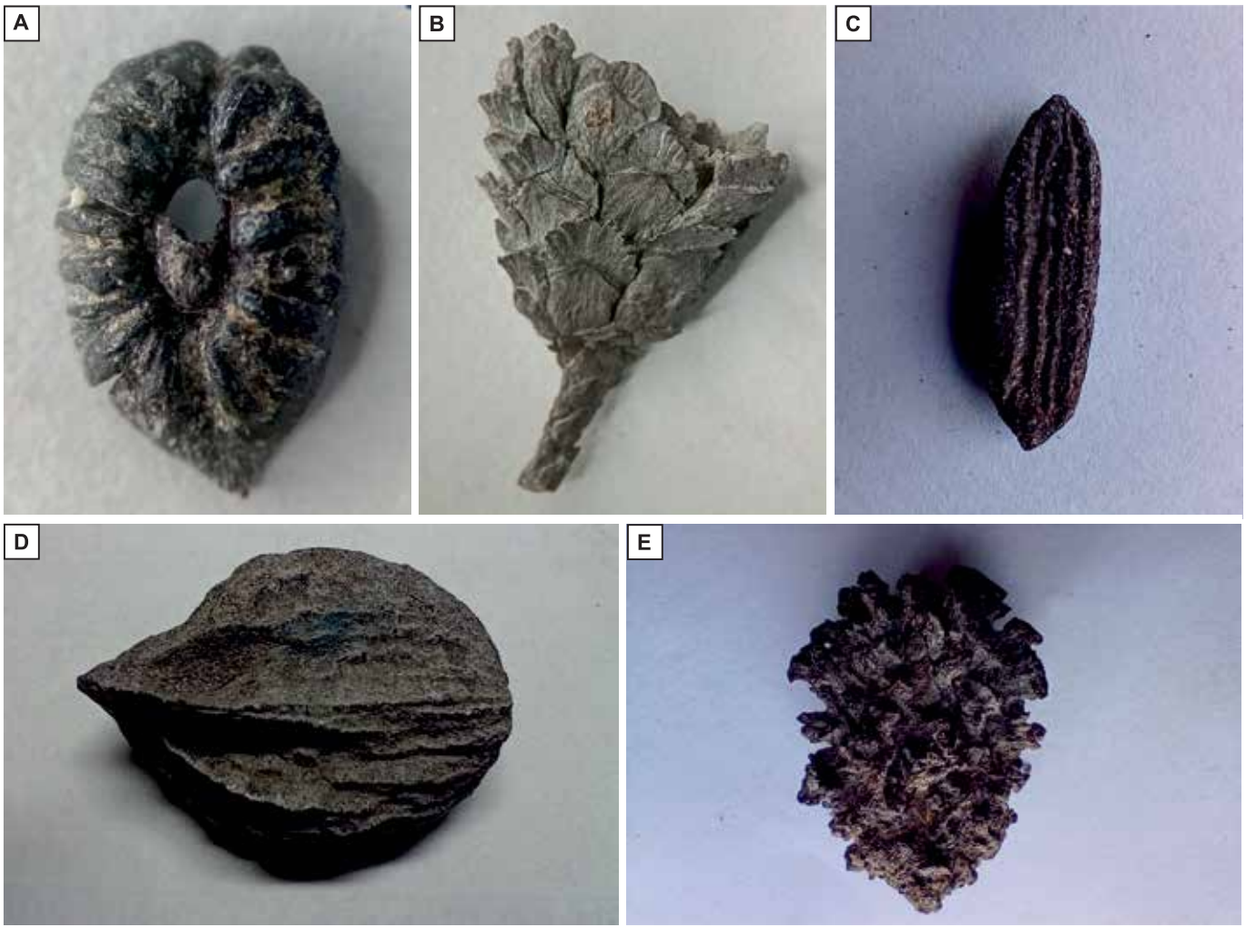


FIG. 3. Makroflora z Osieczowa, dolny miocen: **A** – *Pinus* sp.;
B – *Laurus* cf. *canariensis* Weber et Bertham; **C, G** – T*rachycarpus rhapifolia* (Sternberg) Takhtajan;
D – *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (Heer) Kräusel et Weyland; **E** – *Ficus apocynoides* Ettingshausen;
F – Anacardiaceae – ?*Mangifera apolloniacea* (Menzel) Raniecka-Bobrowska
(*coll*. J. Raniecka-Bobrowska, fot. K. Skurczyńska-Garwolińska)



1
Neogen basenu Niżu Polskiego

FIG. 4. Makroflora z KWB Turów, miocen dolny, nad III pokładem ścinawskim: **A** – *Ampelocissus chandleri* (Kirchheimer) Chen & Manchester – nasiono (ok. 5 mm długości); **B** – *Glyptostrobus europaeus* (Brongniart) Unger – niekompletna szyszka (ok. 1,5 cm długości); **C** – *Mastixia lusatica* Mai – pestka (ok. 1,5 cm długości); **D** – *Carya lusatica* Czeczott et Skirgiełło – orzech (ok. 3 cm długości); **E** – *Eomastixia saxonica* (Menzel) Holy – pestka (ok. 3 cm długości). Zebrane przez Czeczott i zespół w latach 1949–1975, kolekcja PAN Muzeum Ziemi w Warszawie. Fot. R. Kowalski

składają się z frakcji iłowej i pyłowej. Głównym kryterium rozpoziomowania tej formacji było zaznaczające się w profilu pionowym występowanie różnobarwnych osadów ilasto-mułowych i jej kolorystyczna rozdzielność. W aktualnie obowiązującym podziale litostratygraficznym formacji poznańskiej wydziela się zielone i niebieskie iły, wyróżnione jako ogniwo rycickie, z lokalnie występującym pokładem 0 (zerowym) węgla brunatnego w NE części Niżu Polskiego. W części stropowej tej formacji występują różnobarwne iły, opisywane jako iły płomieniste, zaliczane do ogniwa karczewskiego (Kasiński, Słodkowska, 2024). Zmiany kolorystyczne wynikają głównie ze zmiennego udziału rozproszonych tlenków i wodorotlenków żelaza dwu- i trójwartościowego – iły zielone, niebieskie i pstre (Klęsk i in., 2023). Z kolei barwy tych osadów mają zapewne związek z wietrzeniowym profilem glebowym, tj. iły płomieniste są rozwinięte na iłach niebieskich i zielonych. Wskazuje to na lądowe pochodzenie osadów ilastych formacji poznańskiej. Takie osady mogły być akumulowane w środowisku rzek anastomozujących i (lub) meandrujących (Widera i in., 2021a, b), przy zmiennych stanach wód, na równiach zalewowych w facjach powodziowych lub na dystalnych stokach stożków aluwialnych. Jedynie sporadycznie w wyniku zwiększenia tempa subsydencji mogły tworzyć się depresje z efemerycznymi jeziorami. Również występowanie soczew i przewarstwień piaszczystych w obrębie serii ilastych jest typowe dla facji korytowych tych rzek (Widera i in., 2019; Zieliński, Widera, 2020). Utwory formacji poznańskiej charakteryzują sporowo-pyłkowe poziomy: X *Nyssapollenites*, XI *Betulaepollenites–Cyperaceapollis* i XII *Carpinipites*–Juglandaceae. Należy zwrócić uwagę na diachronizm pojawiający się między osadami w dwóch częściach basenu Niżu Polskiego. Strop osadów formacji poznańskiej został zniszczony w czasie transgresji lądolodów plejstoceńskich lub zdeformowany glacitektonicznie. W wyniku dynamicznego oddziaływania lądolodów na podłoże powstawały zaburzenia typu fałdowego, nasunięciowego lub diapirowego, które pozornie i lokalnie bardzo zwiększają miąższość osadów formacji poznańskiej.

Najmłodszą jednostką litostratygraficzną neogenu na obszarze Niżu Polskiego jest formacja grójecka – dawniej gozdnicka (Kasiński, Słodkowska, 2024). Czas jej akumulacji przypada na późny miocen, pliocen i przedglacjalny plejstocen. W neogeńskim odcinku utwory formacji grójeckiej występują w dwóch zwartych obszarach, tj. na przedgórzu Sudetów (Dyjor, 1966, 1994; Przybylski i in., 1998) i w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015) oraz w postaci izolowanych płatów w południowej Wielkopolsce, na Pomorzu Gdańskim (Kramarska i in., 2015) i na obszarze Warmii i Mazur. Formacja grójecka ma pochodzenie rzeczne. Osady klastyczne na obszarze przedgórza Sudetów są gruboziarniste, ku NE ziarna mają ogólnie mniejszą wielkość. Osady tej formacji reprezentują ślady traktów fluwialnych w centralnej części Niżu Polskiego. W plioceńskim odcinku formacji wyróżnia się cztery ogniwa, w zasadzie równowiekowe, różnie wykształcone w różnych regionach Polski (Kasiński, Słodkowska, 2024). Są to: ogniwo białych żwirów z Gozdnicy, ogniwo piaszczyste z Łęczyc, ogniwo iłów i mułków z Rożców i ogniwo mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej.

Osady ogniwa białych żwirów z Gozdnicy utworzyły się w najwyższym późnym miocenie i pliocenie. Występują na obszarze zachodniego przedgórza Sudetów (blok przedsudecki i SW część monokliny przedsudeckiej) oraz w górnej części dorzecza Nysy Kłodzkiej. W pobliżu sudeckiego uskoku brzeżnego są to osady gruboklastyczne reprezentujące fację stożków napływowych. Ku NE frakcja osadu maleje (stożek piedmontowy). Osady te wykazują znaczną zmienność facjalną, przy czym materiał stożków pochodzi ze zwietrzelin skał krystalicznych i składa się głównie z różnoziarnistych żwirów kwarcowych i kaolinowych iłów zwietrzelinowych. Ogniwo piaszczyste z Łęczyc opisano na niewielkim obszarze wyniesienia Łeby (Kasiński i in., 2004; Kramarska i in., 2015). Są to osady klastyczne, głównie piaszczyste, w przeważającej części warstwowane przekątnie, o genezie fluwialnej lub plażowej – jezioro? (Kasiński, Czapowski, 2008). Reprezentują one dolny pliocen i XIII poziom sporowo-pyłkowy *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1997). Ogniwo iłów i mułków z Rożców występuje w dorzeczu środkowej Wisły, na południowym Mazowszu w pobliżu Grójca (Makowska, 2015; Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Są to bezwapienne utwory ilasto-mułkowe. Ogniwo to charakteryzuje poziom sporowo-pyłkowy XIII *Sequoiapollenites* (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1997). Najwyższą część formacji grójeckiej w plioceńskim odcinku profilu stanowi ogniwo mułkowo-torfowe z Wólki Ligęzowskiej. Utwory tego ogniwa występują w dorzeczu środkowej Wisły na południowym Mazowszu (Makowska, 2015; Winter, 2015; tab. 1). Są to osady jeziorne – iły, mułki, torf i gytia. Ogniwo z Wólki Ligęzowskiej reprezentuje najwyższy późny pliocen, obejmuje neogeńskie poziomy pyłkowe XIII i XIV (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1997). Osady tego ogniwa tworzyły się również w najniższym wczesnym plejstocenie, o czym świadczy udokumentowana w otworze wiertniczym w Wólce Ligęzowskiej granica pomiędzy pliocenem a plejstocenem (Winter, 2015).

1.2.2. Biostratygrafia

Dla stratygrafii utworów neogenu na Niżu Polskim podstawowe znaczenie ma biostratygrafia, szczególnie palinostratygrafia, uwzględniająca zespoły sporowo-pyłkowe zawarte w utworach organicznych i w mniejszym stopniu w mineralnych (Słodkowska, Ziembińska-Tworzydło, 2022; fig. 5). Dla utworów, w których nie występują dobre wskaźniki organiczne, ważną rolę odgrywa klimatostratygrafia. W lokalnie obecnych utworach morskich (zatoka brandenburska w zachodniej części Niżu Polskiego) znaczenie ma również analiza fitoplanktonowa (dinocysty, akritarchy, prazynofity) i mikrofaunistyczna.

Badania palinologiczne w Polsce były prowadzone w osadach należących do wszystkich wydzieleń litostratygraficznych neogenu (Grabowska, Słodkowska, 1993). Najpełniejszy profil osadów miocenu pochodzi z obszaru zachodniej Polski, gdzie występują wszystkie główne pokłady węgla brunatnego i przedzielające je utwory międzywęglowe (Słodkowska, Kasiński, 2016: tab. 4). Badania te pozwoliły na odtworzenie sukcesji roślinnej i prześledzenie zmian, jakie zachodziły w zbiorowiskach roślinnych tego okresu pod wpływem zmiennych warunków paleogeograficznych i klimatycznych.

We wczesnym i środkowym miocenie na obszarze Niżu Polskiego panował ciepły i wilgotny klimat, sprzyjający rozwojowi rozległych bagnisk i akumulacji dużej ilości materii fitogenicznej. W tym czasie optymalne warunki dla rozwoju rozległych terenów bagiennych powtórzyły się kilkakrotnie. Mioceńskie pokłady węgla, o dużym znaczeniu ekonomicznym, są ważnymi poziomami korelacyjnymi (pokłady I–IV), powstałymi w czterech cyklach węglotwórczych (Słodkowska, 1998; Kasiński, Słodkowska, 2016). Badania palinologiczne węgla i osadów węglistych poszczególnych pokładów pozwoliły na poznanie składu florystycznego zbiorowisk roślinnych z bagnisk i obszarów przyległych oraz dały możliwość ich biostratygraficznego datowania. Ze względu na podobne warunki sedymentacji osadów torfowych w strefie dystalnej basenu Morza Północnego, do której należał obszar Niżu Polskiego, neogeńskie zbiorowiska torfotwórcze składały się na ogół ze zbliżonych elementów florystycznych (Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 6).

Powszechnym elementem neogeńskiego krajobrazu Polski niżowej były lasy bagienne. Bagna były opanowane głównie przez rośliny szpilkowe z rodzajów wyżłob (dziś występujący jedynie we wschodniej Azji) i cypryśnik (obecnie spotykany tylko w Ameryce Północnej), którym towarzyszyły drzewa liściaste, takie jak błotnia i olcha. W podszycie tego lasu występowały mchy torfowe oraz paprocie. Zdarzały się też brzozy, derenie, woskownice, jesiony, wierzby, topole. Elementami ciepłoumiarkowanymi były ostrokrzewy, figowce, ambrowce, a także przedstawiciele lipowatych i laurowatych. Pozostałe zbiorowiska torfotwórcze to szuwar (oczeret), w którym występowały: jeżogłówka, pałka, turzyca, grzybień, rdestnica, łączeń, trzcina, grążel, paprocie wodne, kotewka orzech wodny i trawy. Ważnym elementem neogeńskich torfowisk były zarośla krzewiaste zawierające: orszelinowate, zwichrotowate, woskownicowate, wrzosowate i wierzbowate. Poza mokradłami rosły bardzo zróżnicowane lasy mieszane, zimozielone i zrzucające liście, zdominowane przez rośliny o wysokich wymaganiach klimatycznych, np. aralie, magnolie, orzeszniki, tulipanowce, ambrowce, korkowce, sekwoje, sośnice, kryptomerie, miłorzęby, figowce oraz liany i paprocie. Te rośliny były podobne do rosnących dziś w klimacie ciepłoumiarkowanym i wilgotnym subtropikalnym. Skład i wzajemne proporcje roślin tych lasów rejestrowały zmiany klimatyczne, głównie wahania temperatury i wilgotności.

Różnice w składzie zespołów pyłkowych w kolejnych pokładach węglowych były wynikiem zmieniającego się udziału gatunków w zbiorowiskach roślinnych poza torfowiskami, głównie w mezofilnym lesie mieszanym. Znaczenie diagnostyczne ma zróżnicowanie gatunkowe pyłku roślin owadopylnych, zwłaszcza wysoko ciepłolubnych. W młodszych pokładach udział przedstawicieli flory wysoko ciepłolubnej stopniowo maleje na korzyść roślin klimatu umiarkowanego, panujących pod koniec neogenu. Jednak podczas całego okresu sedymentacji węglotwórczej temperatura i wilgotność były wystarczające do rozwoju bujnej roślinności torfotwórczej. Różnice w składzie roślinności nastąpiły głównie w zbiorowiskach roślinnych poza torfowiskami. To właśnie rośliny spoza torfowiska są określane jako element klimatyczny (Dyjor, Sadowska, 1977; Kasiński i in., 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; Słodkowska, Widera, 2021, 2022), gdyż pozwoliły na rozróżnienie stratygraficzne pokładów węgla brunatnego (Słodkowska, 1998). W kolejnych pokładach – w związku z postępującym ku schyłkowi miocenu ochładzaniem klimatu – roślinność bardziej ciepłolubna była stopniowo zastępowana roślinnością o niższych wymaganiach termicznych, np. w zbiorowisku lasu bagiennego błotnia została wyparta przez olchę.

1.2.3. Chronostratygrafia

Z osadów neogenu Niżu jest niewiele datowań wieku bezwzględnego (pomiarów radiometrycznych). Datowano cyrkony występujące w skaolinizowanych warstwach tufitów (tonstein, paratonstein), w obrębie węgla brunatnego złoża Bełchatów na ok. 17 mln lat (Burchart i in., 1988; zob też: Szynkiewicz, 2000). Przypisano im związek z erupcjami wulkanicznymi zachodzącymi w tym czasie na obszarze Karpat wewnętrznych (Matl, Wagner, 1986).

1.2.4. Klimatostratygrafia

Klimatostratygrafia ma istotne znaczenie dla rozpoziomowania niemych faunistycznie utworów lądowych neogenu. Wyróżnia się cykle klimatyczne (poziomy i fazy klimatyczne), które stanowią uzupełnienie metod litostratygraficznych. Polska to obszar modelowy do prześledzenia zmian klimatu we wczesnym i środkowym miocenie półkuli północnej. Klimat w miocenie podlegał oscylacyjnym zmianom, które najpełniej rejestruje kopalna roślinność. Znanych jest wiele stanowisk roślinności kopalnej tego wieku (np. Grabowska, Słodkowska, 1993; Ważyńska, 1998).

Z opracowanych danych paleoflorystycznych wynika, że w porównaniu z paleogenem, w neogenie wahania klimatyczne miały stosunkowo niewielką skalę. W środkowej Europie był to okres o wilgotnym ciepłoumiarkowanym klimacie, w którym na obszarach nizowych rozwijały się bujne lasy bagienne z cypryśnikiem, błotnią i wyżłobem, a także tworzyły się rozległe torfowiska (Kasiński i in., 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; Worobiec i in., 2020; Słodkowska, Widera, 2021, 2022; Widera, 2021; Worobiec i in., 2022a, b). Dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa (znad Paratetydy) zapewniał przez długi czas stabilne warunki sprzyjające bujnej wegetacji roślinnej, czyli wysoką temperaturę i stałą, dużą wilgotność powietrza. Z obficie produkowanej materii fitogenicznej utworzyły się miąższe pokłady węgla brunatnego. Proces rozwoju węglotwórczych bagnisk, rozpoczęty już w oligocenie, największą intensywność osiągnął we wczesnym i środkowym miocenie. Miał wówczas charakter ponadregionalny i dotyczył średnich szerokości geograficznych całej półkuli północnej.

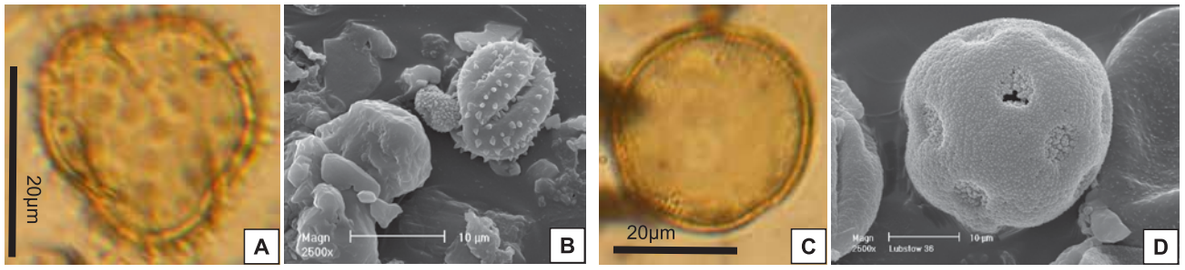
Mimo niewielkich zmian temperatury globalnej akumulacja materii fitogenicznej miała w tym okresie charakter cykliczny, zapisany w postaci kolejnych epizodów węglotwórczych na obszarze Niżu Europejskiego. W neogenie można wyróżnić cztery takie epizody (Kasiński, 2010; Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 2), z którymi związane są kolejne główne (IV, III, II i I – od najstarszego do najmłodszego) pokłady węgla brunatnego na Niżu Polskim (Słodkowska, 1998). W neogenie obserwuje się kilka globalnych zdarzeń klimatycznych spowodowanych przyczynami o charakterze geotektonicznym i orbitalnym.

Ważnym wydarzeniem było środkowomioceńskie optimum klimatyczne (MMCO – *Mid-Miocene Climatic Optimum*), które na półkuli północnej przypada na 17–15 mln lat temu (Foster i in., 2012; Goldner i in., 2013). Za jego globalną przyczynę uważa się wzrost poziomu CO_2 w atmosferze spowodowany częściowym ustąpieniem lądolodu antarktycznego, co skutkowało podniesieniem się temperatury. Po optimum klimatycznym miocenu rozpoczyna się kolejny okres stopniowo postępującego ochłodzenia (MMCT – *Middle Miocene Climatic Transition*), które przypada na 15,0–13,8 mln lat temu. Spektra palinologiczne kolejnych pokładów węgla mioceńskiego wskazują na ubożenie zbiorowisk roślinnych w elementy ciepłolubne. Dowodzi to, że klimat stopniowo stawał się coraz chłodniejszy i mniej wilgotny, co nie sprzyjało tworzeniu się bagnisk węglotwórczych (Słodkowska, 1998; Słodkowska, Widera, 2021). Należy też wskazać na globalne mioceńskie tlenowe zdarzenie izotopowe Mi-3b (13,82 mln lat temu; Abels i in., 2005), które było spowodowane rozrostem pokrywy lądolodu wschodniej Antarktydy.

Ponadto intensywne wypiętrzanie orogenu alpejsko-karpackiego (ok. 13,8–12,6 mln lat temu) i zamknięcie niektórych bram oceanicznych zablokowało cyrkulację ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa na północ Europy. Dlatego klimat od późnego środkowego miocenu uległ znacznemu ochłodzeniu (Jiménez-Moreno, Suc, 2007; Ivanov i in., 2011), co zakończyło wielkie cykle sedymentacji węglowej (zdarzenie MMCT). Ostatni duży cykl węglotwórczy na Niżu Polskim miał miejsce w środkowej i górnej części miocenu środkowego – odpowiednio pokłady I i IA węgla brunatnego.

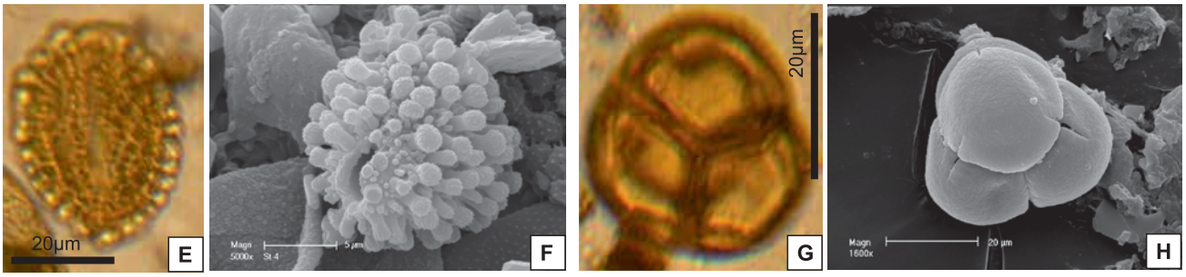
Kolejnym ważnym wydarzeniem u schyłku miocenu, wywołanym po części przez czynniki tektoniczne, a po części przez klimatyczne, był kryzys messyński – 5,96–5,33 mln lat temu (Fauquette i in., 2006). W gorącym i suchym klimacie, przy przewadze parowania nad dostawą wód rzecznych i opadami, rozpoczęło się wysychanie Morza

1
Neogen basenu Niżu Polskiego



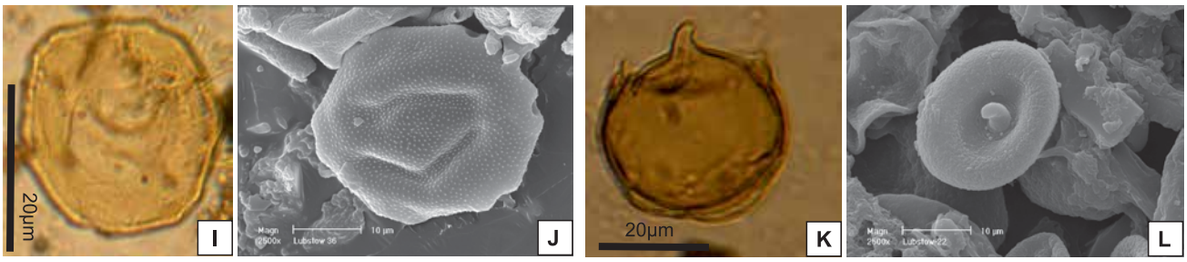
Spinulaepollis arceuthobioides Krutzsch

Periporopollenites stigmosus Pflug



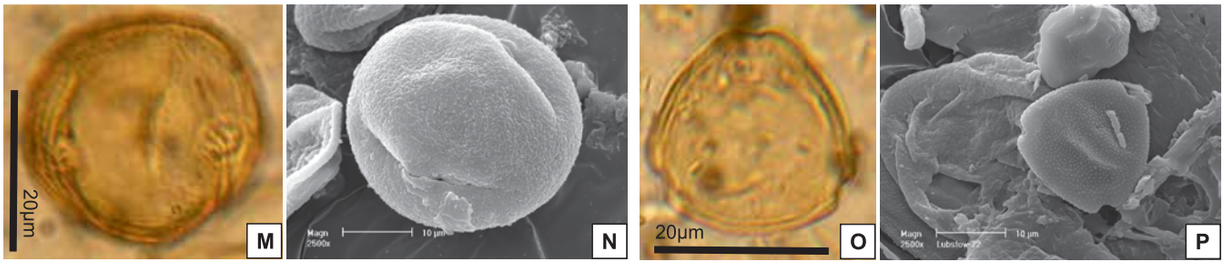
Ilexpollenits iliacus Potonié

Ericipites ericius Potonié



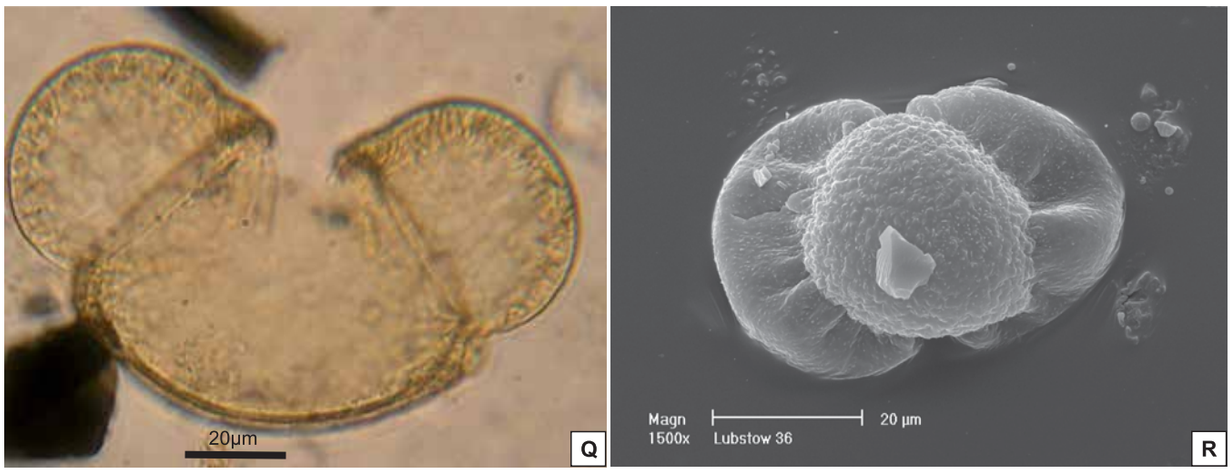
Polyatriopollenites rotundiformis Kohlman-Adamska, Ziembinska-Tworzydło

Sequoiapollenites rugulus Krutzsch



Faguspollenites bockwitzensis Kohlman-Adamska, Ziembinska-Tworzydło

Momipites punctatus Nagy



Pinuspollenites labdacus Raatz

FIG. 5. Ziarna pyłku z osadów neogenu: A, C, E, G, I, K, M, O, Q – zdjęcia z mikroskopu świetlnego, fot. B. Słodkowska; B, D, F, H, J, L, N, P, R – zdjęcia z mikroskopu skaningowego, fot. M. Ziembińska-Tworzydło (Słodkowska, Ziembińska-Tworzydło, 2022)

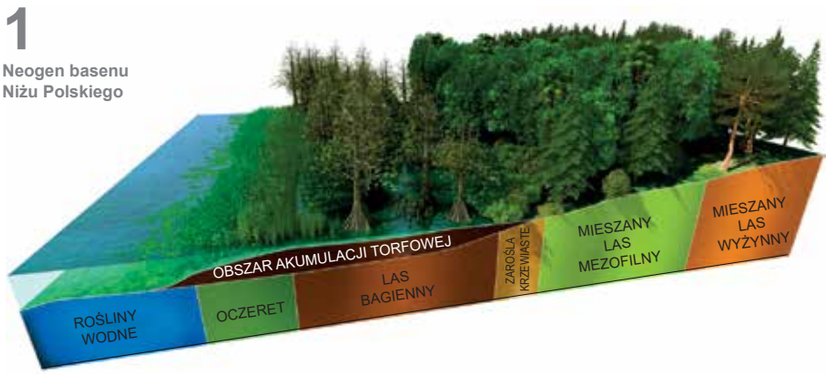


FIG. 6. Strefowa zmienność roślinności torfotwórczej na torfowiskach w paleogenie i neogenie (Kasiński, Słodkowska, 2016)

Śródziemnego (Krijgsman i in., 1999). Echem kryzysu messyńskiego na obszarze Polski mogą być polewy pustynne w utworach górnego miocenu na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu (Maruszczak, 2001). Postępujące zmiany klimatyczne zarejestrowano we florze późnego miocenu i pliocenu. Te zmiany doprowadziły do rozrzedzenia pokrywy leśnej i pojawienia się zbiorowisk bezdrzewnych typu stepy, sawanny, prerie itp. Miejsce roślinności leśnej zajęły trawy, co jest przypuszczalnie związane z arydyzacją klimatu w pliocenie (Osborne, 2008). Takie zjawisko obserwowano m.in. w północnej Polsce w okolicach Lęborka (Kramarska i in., 2015).

1.2.5. Stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia

Ze względu na absolutną dominację osadów lądowych w neogenie Niżu Polskiego, stratygrafia sekwencji nie znalazła zastosowania. Jedynie do skrajnie zachodniej części tego obszaru można odnieść obraz stratygrafii sekwencyjnej opracowanej dla osadów zatoki brandenburskiej basenu Morza Północnego. Sekwencje te można korelować z cyklami sedymentacyjnymi w osadach lądowych w zachodniej części Niżu Polskiego (Kasiński, Słodkowska, 2017; fig. 7).

1.2.6. Chemostratygrafia, badania izotopowe

Badania chemostratygraficzne były prowadzone jedynie na obszarze środkowej Polski w osadach środkowego miocenu. W profilu pionowym można wydzielić trzy człony litologiczne związane z nieco odmiennymi środowiskami depozycji (Gąsiewicz, 2002). Część dolna odznacza się niewielką różnorodnością związków chemicznych i niższą ich koncentracją oraz względnie wysoką zawartością materii organicznej. Sugeruje to depozycję w warunkach limnotelmatycznych. Część środkowa, wybitnie silikoklastyczna, wyróżnia się znacznymi wahaniami składu chemicznego. Odzwierciedlają one środowisko niestabilne o dużych, okresowych zmianach chemizmu. W części górnej profilu dominuje ponownie tendencja do stopniowego spadku koncentracji składników chemicznych, wskazująca na schyłek sedymentacji klastycznej. Wyróżnione

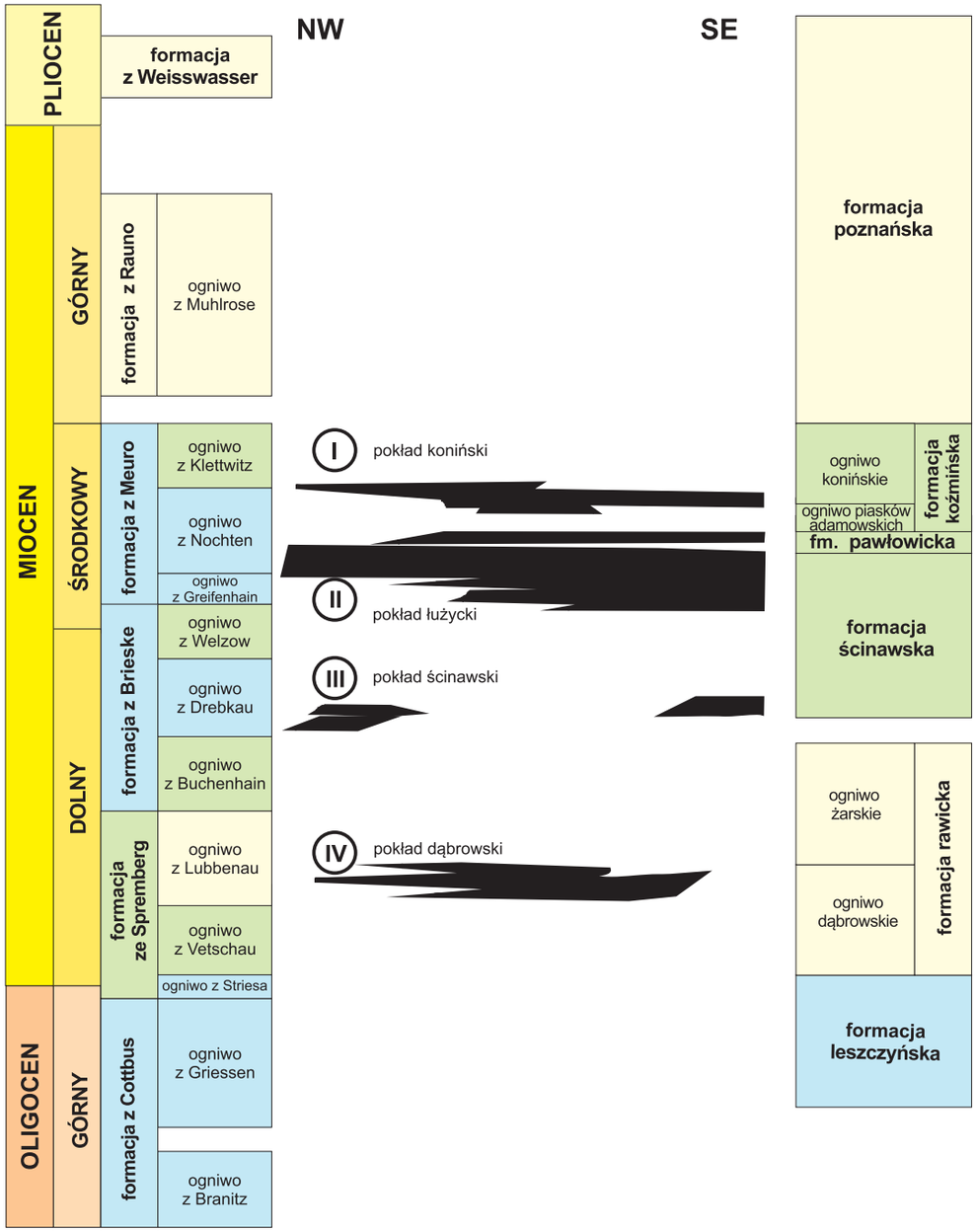


FIG. 7. Sekwencje cykliczne z węglem brunatnym w utworach neogenu na Niżu Polskim. Mioceńskie pokłady węgla brunatnego na Łużycach Dolnych i Ziemi Lubuskiej (I–IV) na tle podziałów litostratygraficznych wschodnich Niemiec i SW Polski (Kasiński, Słodkowska, 2017, zaktualizowane)

na podstawie cech geochemicznych człony osadowe stanowią odzwierciedlenie sukcesji następujących po sobie kolejnych środowisk depozycji. Na wspomniany podział nakłada się w obrębie profilu wyższego neogenu (szczególnie w jego środkowej części) ogólna dwudzielność geochemiczna. Nie pokrywa się ona z wyróżnionymi członami osadowymi oraz nie znajduje też odzwierciedlenia w dwudzielności litologicznej całej serii osadowej (Kasiński i in., 2002).

Osady neogenu na Niżu Polskim mają genezę lądową, zatem badania izotopowe kopalnych organizmów morskich nie znajdują w nich zastosowania. Zestawione na skali czasu krzywe i ich ekstrema wyraźnie wskazują epizody związane ze zmianami klimatycznymi (Kasiński, Słodkowska, 2016; fig. 8). Z tą skalą można korelować zmiany klimatyczne zarejestrowane w osadach lądowych.

1.2.7. Magnetostratygrafia

W osadach neogeńskich Niżu Polskiego nie prowadzono badań magnetostratygraficznych.

1.3. HISTORIA SEDYMENTACJI NEOGENU NA NIŻU POLSKIM

Z nastaniem miocenu na obszarze Niżu Polskiego zanikła sedymentacja morska, co było wynikiem połączenia aktywności tektonicznej i wywołanego przez nią eustatycznego spadku poziomu morza przez wzrost objętości polarnych czap lodowych (Knox i in., 2010; fig. 9). We wschodniej części basenu rozwinęły się rozległe systemy rzeczne, których oś stanowiła wielka rzeka bałtycka, odwadniająca wraz z dopływami rozległy obszar Fennoskandii, a także północną część Niżu Polskiego. Rzeka bałtycka miała początkowo charakter niskoenergetyczny, a wśród jej osadów dominowały utwory klastyczne drobniejszych frakcji, tj. iły i namuły organiczne (Gibbard, Lewin, 2016). Początek miocenu jest zaznaczony luką stratygraficzną wzdłuż znacznej części południowego i wschodniego brzegu basenu Morza Północnego. Sedymentacja była bardziej ciągła w głębszych częściach basenu (fig. 9). Na obszarze Niżu Polskiego, w jego części zachodniej (Dolny Śląsk, Ziemia Lubuska, SW Wielkopolska), niezgodność pomiędzy osadami oligocenu i miocenu jest mniej wyraźna.

W górnej części środkowego miocenu, w związku z postępującym wypiętrzeniem Fennoskandii i zmniejszeniem wilgotności klimatu, nastąpił znaczny wzrost obciążenia systemu rzecznego materiałem terygenicznym o grubszej frakcji (Knox i in., 2010; fig. 10). Stanowi to czytelny zapis wzrostu energii środowiska (Overeem i in., 2001). Już Krause (1933) uważał, że „osady piaszczyste z ławicami żwiru, spotykane lokalnie na Pomorzu i w Prusach, zostały utworzone przez rzeki płynące ze Skandynawii do basenu iłów poznańskich". Piaski bogate w amfibol i epidot, które zostały zdeponowane w NW części Polski z początkiem oligocenu, w miocenie rozprzestrzeniły się znacznie dalej na zachód (Vinken, 1988). Wskazuje to, że wielka rzeka bałtycka płynęła w kierunku zachodnim wzdłuż współczesnego południowego Bałtyku (Bijlsma, 1981; Overeem i in., 2001).

Na przeważającym obszarze Niżu Polskiego w neogenie, w warunkach rozległej równi aluwialnej, dominowała sedymentacja rzeczna – facje korytowe oraz równi zalewowej (pozakorytowe). Obficie zachodziła też sedymentacja fitogeniczna, do której przyczynił się rozwinięty system rzeczny południowych dopływów wielkiej rzeki bałtyckiej w późnym neogenie (Badura, Przybylski, 2004; fig. 11).

Sedymentacja na obszarze Niżu Polskiego miała charakter cykliczny, zapisany w postaci kolejnych epizodów węglotwórczych (Kasiński, Słodkowska, 2016). Akumulacja materii fitogenicznej w miocenie doprowadziła do utworzenia się miąższych pokładów węgla brunatnego, powstałych w czterech cyklach sedymentacyjnych o dużej skali (Kasiński, 2010; Słodkowska, Kasiński, 2016). W dolnej części każdego cyklu osadzały się osady detrytyczne o nieco grubszej frakcji, wyżej wielkość ziarna malała, a każdy cykl jest zwieńczony pokładem węgla brunatnego (Krzywiec i in., 2001; fig. 12). Są to kolejno, liczone od dołu: IV pokład dąbrowski, III pokład ścinawski, II pokład łużycki i I pokład (środkowopolski) koniński (Piwocki, 1992, 1998; fig. 13). Sprzyjający klimat był niezbędnym, ale nie jedynym warunkiem aktywności procesów węglotwórczych. Nie mniej istotne było zapewnienie odpowiedniej przestrzeni depozycyjnej, bowiem akumulacja znaczniejszych ilości materii fitogenicznej *in situ* wymagała zachowania równowagi dynamicznej pomiędzy przyrostem masy węglotwórczej a subsydencją powierzchni depozycyjnej (Bouroz, 1960; Kasiński, 2000).

W późnym miocenie oś wielkiej rzeki bałtyckiej i związane z nią trakty fluwialne przesunęły się bardziej ku północy. Natomiast na obszarze Niżu Polskiego dominowała niskoenergetyczna sedymentacja na rozległych obszarach płaskiej równi aluwialnej, poprzecinanej licznymi, chociaż niewielkimi ciekami płynącymi ku północy. Stopniowe ochłodzenie i osuszenie klimatu spowodowało postępujący zanik sedymentacji fitogenicznej. Zamiast osadów węglonośnych osadzały się serie osadów drobnoklastycznych znanych jako iły poznańskie.

W środkowej części środkowego miocenu (późny lang) ważnym zjawiskiem w rozwoju sedymentacji osadów neogenu był zanik facji bagiennych korelowany z globalnym zdarzeniem MMCT. Nastąpił schyłek sedymentacji węgla brunatnego pokładów I konińskiego i IA oczkowickiego. Strop obydwu pokładów odpowiada wydarzeniom „klimaksowym" w rozwoju bagnisk torfotwórczych. W wyższej części profilu neogenu nie rejestruje się już tak miąższych i rozległych pokładów węgla. Ta węglonośna część formacji koźmińskiej została zdefiniowana jako ogniwo konińskie (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 14).

W późnym środkowym i w późnym miocenie (serrawal, torton, messyn) sedymentacja fitogeniczna stopniowo zanikała. Wśród osadów młodszych dominują facje ilasto-mułkowe należące już do formacji poznańskiej (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 15).

Postawienie ostrej granicy pomiędzy utworami miocenu a pliocenu jest bardzo trudne, ponieważ brak jest jednoznacznych dowodów biostratygraficznych. Zaznaczają się różnice klimatyczne, zapisane w składzie dominujących w tym czasie zbiorowisk roślinnych. W późnym miocenie panowały lasy liściaste, głównie łęgowe i mieszane, z niewielkim udziałem roślin zielnych. Czasem przy wyższym poziomie wód gruntowych pojawiały się lasy bagienne z wyraźnym udziałem olchy. Roślinność pliocenu natomiast charakteryzowała się przewagą drzew typowych dla czwartorzędu, z nielicznym udziałem ciepłolubnej flory mioceńskiej i ze sporadyczną obecnością roślin z rodzin Taxodiaceae–Cupressaceae.

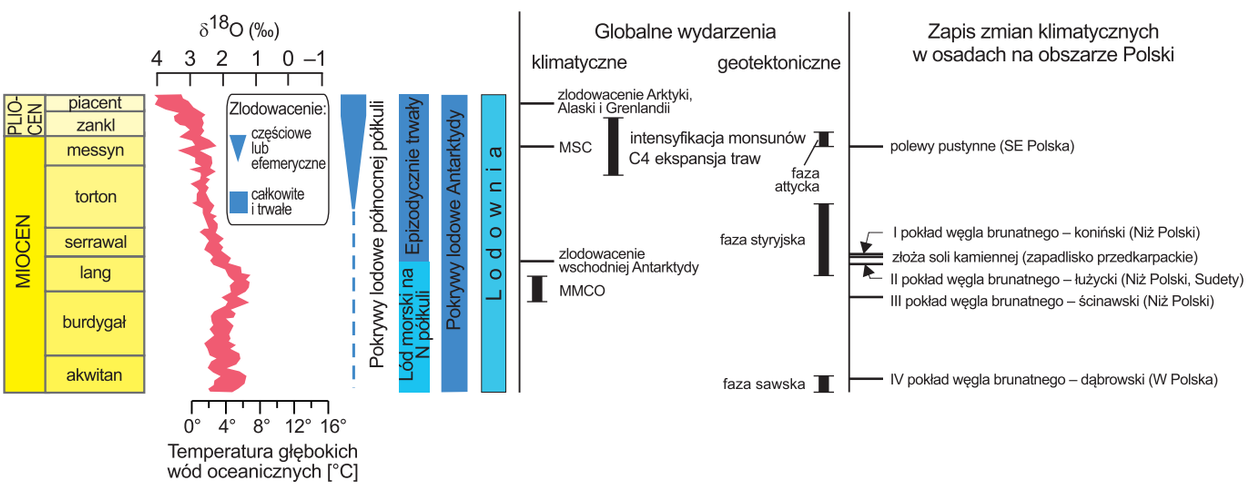


FIG. 8. Globalne zdarzenia magnetostratygraficzne, izotopowe, tektoniczne i klimatyczne w neogenie: MMCO – *Middle Miocene Climatic Optimum* (środkowomioceńskie optimum klimatyczne); MSC – *Messinian Salinity Crisis* (messyński kryzys salinarny) (wg Kasińskiego, Słodkowskiej, 2016, z literaturą tam cytowaną, zmieniono)

FIG. 9. Rozmieszczenie facji osadów dolnego miocenu w NW i środkowej Europie w późnym akwitanie (wg Knoxa i in., 2010)

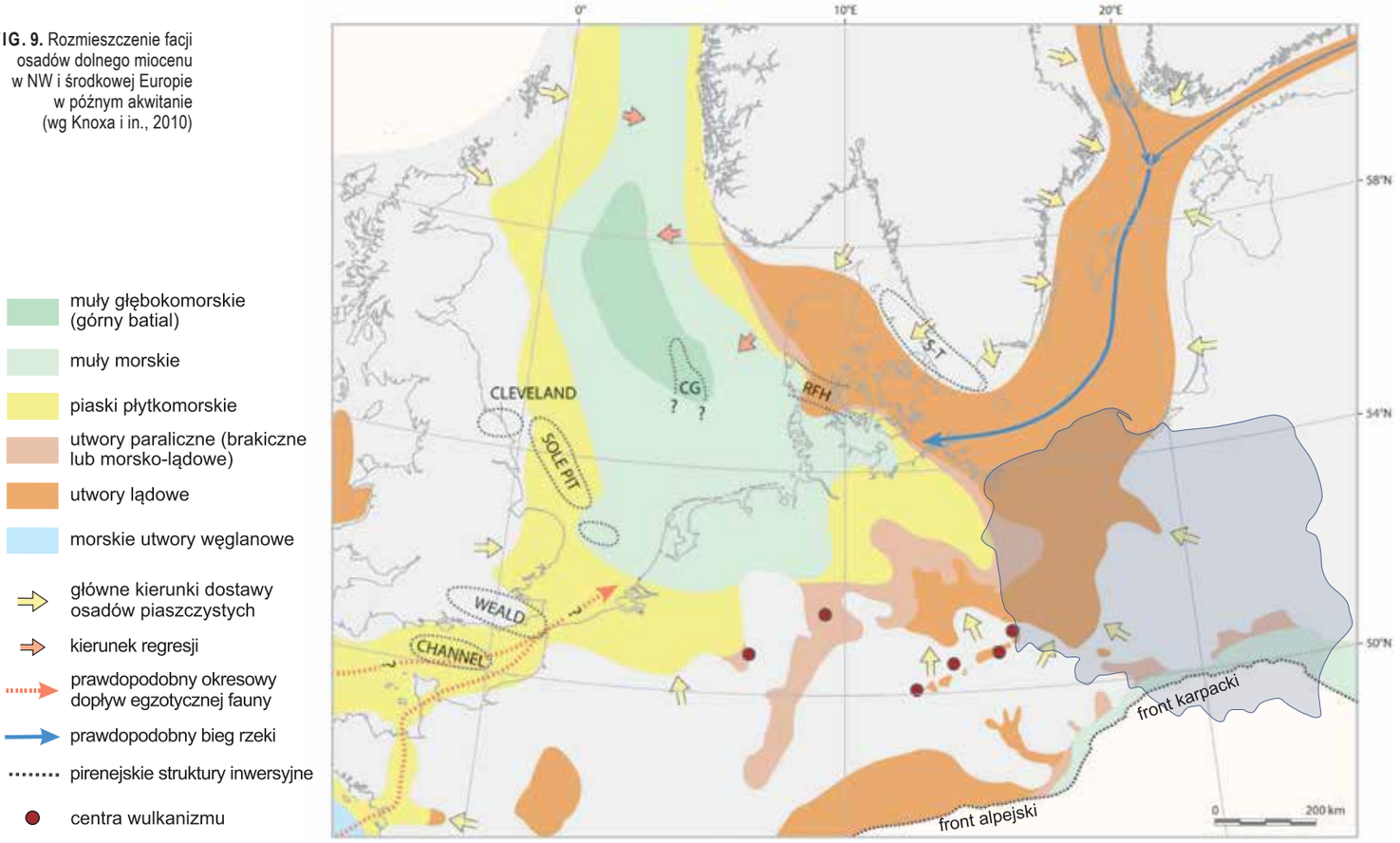
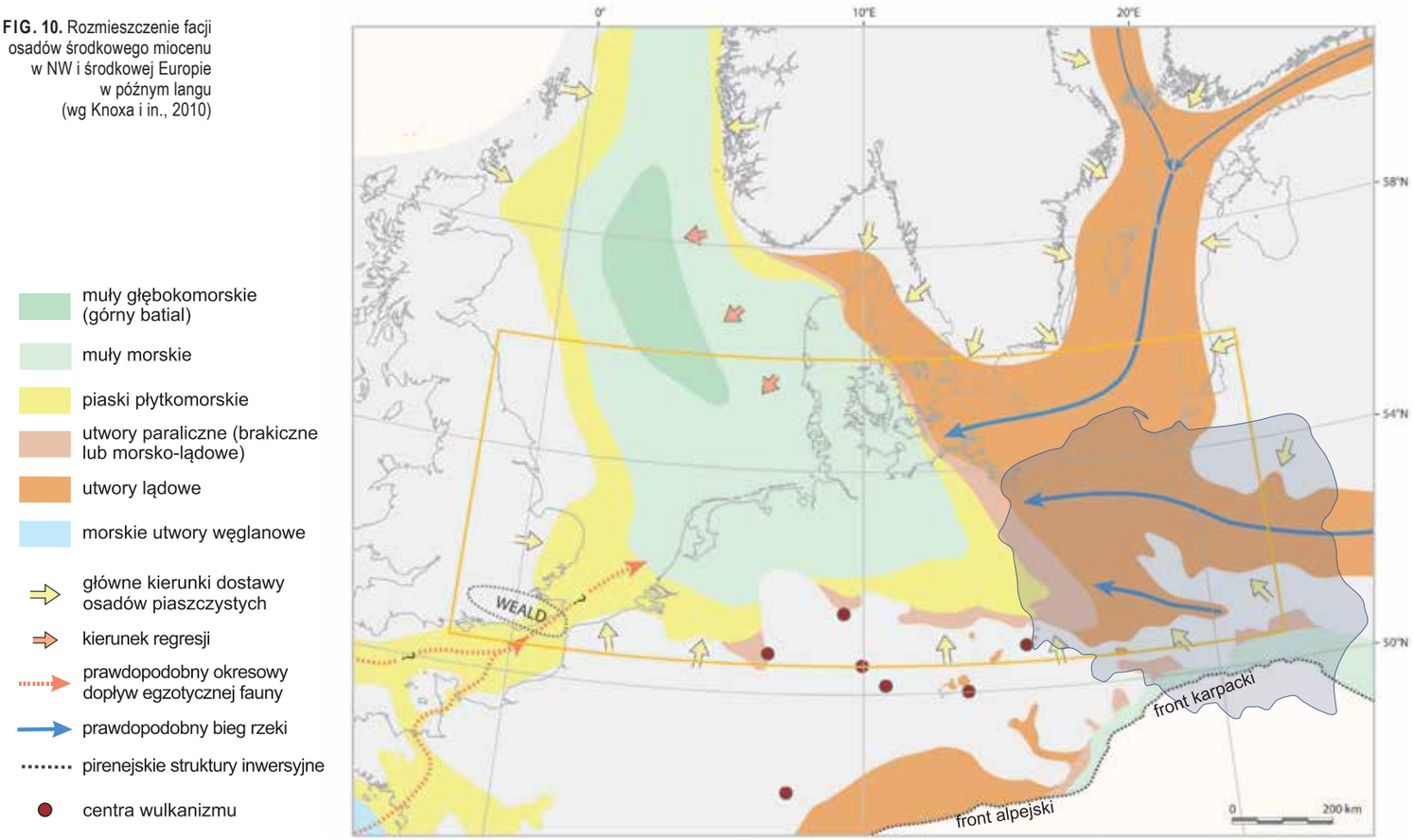


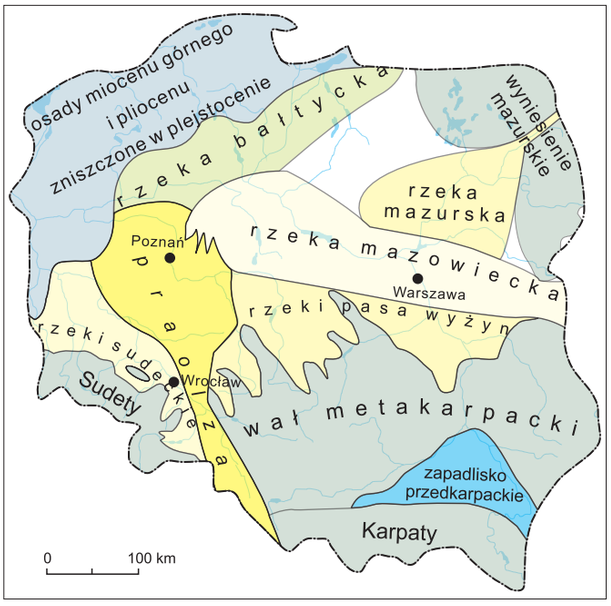
FIG. 10. Rozmieszczenie facji osadów środkowego miocenu w NW i środkowej Europie w późnym langu (wg Knoxa i in., 2010)



Dominacja taksonów umiarkowanych i coraz liczniejszy udział roślin zielnych miały związek z osuszaniem klimatu i stepowieniem zbiorowisk roślinnych (Kasiński, Słodkowska, 2024). Zaznaczające się w podłożu osadów pliocenu obniżenia i wyniesienia miały genezę tektoniczną, a starsze uskoki miały również wpływ na rozwój współczesnej sieci rzecznej (Makowska, 2015).

W najwyższej części neogenu (w pliocenie), w związku z ruchami wznoszącymi górotworu alpejsko-karpackiego i wyraźnie większą dynamiką wód, zaczął panować inny reżim sedymentacyjny (Knox i in., 2010; fig. 16). Zanikła wtedy sedymentacja ilasta, a dominowały facje klastyczne o grubszym ziarnie, należące już do formacji grójeckiej (Kasiński, Słodkowska, 2024; fig. 17). Formacja ta w SW części Niżu Polskiego rozpoczyna się w najwyższym górnym miocenie, na pozostałym obszarze Niżu dominuje w pliocenie, a jej strop sięga plejstocenu środkowego. Na obszarze przedgórza Sudetów osady gruboklastyczne reprezentują fację stożków napływowych i wykazują znaczną zmienność facjalną. Na pozostałym obszarze Niżu Polskiego dominującymi osadami są utwory rzeczne powstające w środowiskach o różnej dynamice. Ten typ sedymentacji panował przez przeszło 4 mln lat do starszego, przedglacjalnego czwartorzędu (plejstocen środkowy), czyli do pojawienia się pierwszych lądolodów na Niżu Polskim. Ze względu na specyfikę osadów rzecznych zapis kopalny z tego okresu jest niepełny.

W tym miejscu należy wspomnieć o spotykanym w literaturze terminie „preglacjał", którym określono osady rzeczno-jeziorno-rozlewiskowe tworzące się od pliocenu do glacjalnego plejstocenu. Ten termin do literatury wprowadzono przed blisko stu laty (Samsonowicz i in., 1927), a jest to określenie niezbyt fortunne i niejednoznaczne. Są to utwory klastyczne, które spoczywają na górnomioceńskich osadach ilastych. Nie odnotowano w nich występowania szczątków zwierzęcych, brak jest również litologicznych poziomów korelacyjnych. Podstawę biokorelacji osadów preglacjalnych stanowi analiza palinologiczna. Wyjątkowo dobrą dokumentację z tego zakresu wiekowego ma obszar południowego Mazowsza (okolice Grójca), gdzie opisano bogate sekwencje pyłkowe (Winter, 2015; Bujak i in., 2016). Ponadto florę plioceńską udokumentowano w SW (Stachurska i in., 1973; Jahn i in., 1984; Sadowska, 1987, 1992; Badura i in., 2006a) i południowej Polsce (Stuchlik, 1987; Birkenmajer, Worobiec, 2013; Worobiec, Birkenmajer, 2014).



1
Neogen basenu Niżu Polskiego

FIG. 11. Późnoneogeńska sieć rzeczna odwadniająca obszar Niżu Polskiego do wielkiej rzeki bałtyckiej (wg Badury, Przybylskiego, 2004)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ZŁOŻE BEŁCHATÓW I–I' (W–E)
źródło: Hałuszczak, 2004

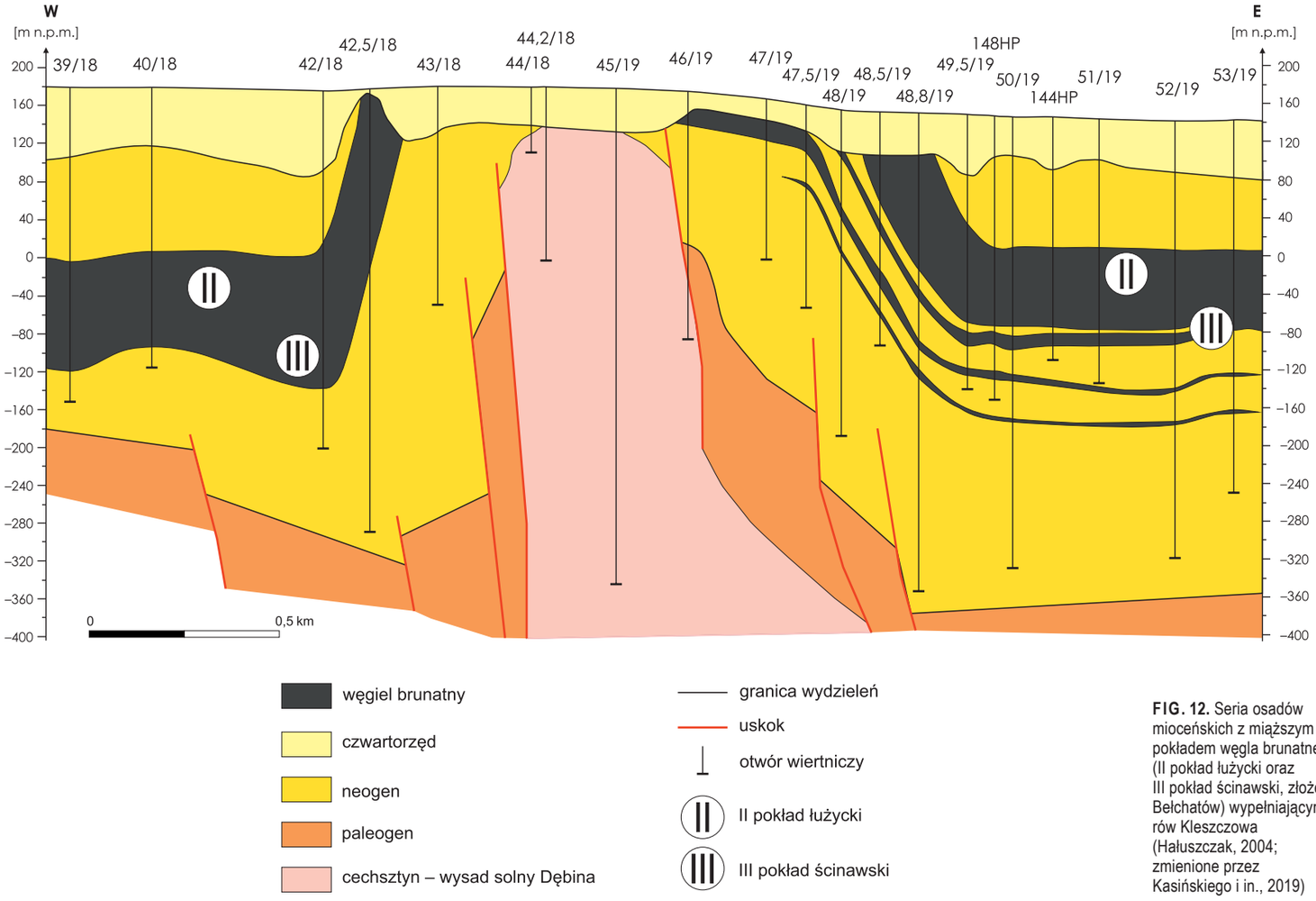


FIG. 12. Seria osadów mioceńskich z miąższym pokładem węgla brunatnego (II pokład łużycki oraz III pokład ścinawski, złoże Bełchatów) wypełniającym rów Kleszczowa (Hałuszczak, 2004; zmienione przez Kasińskiego i in., 2019)

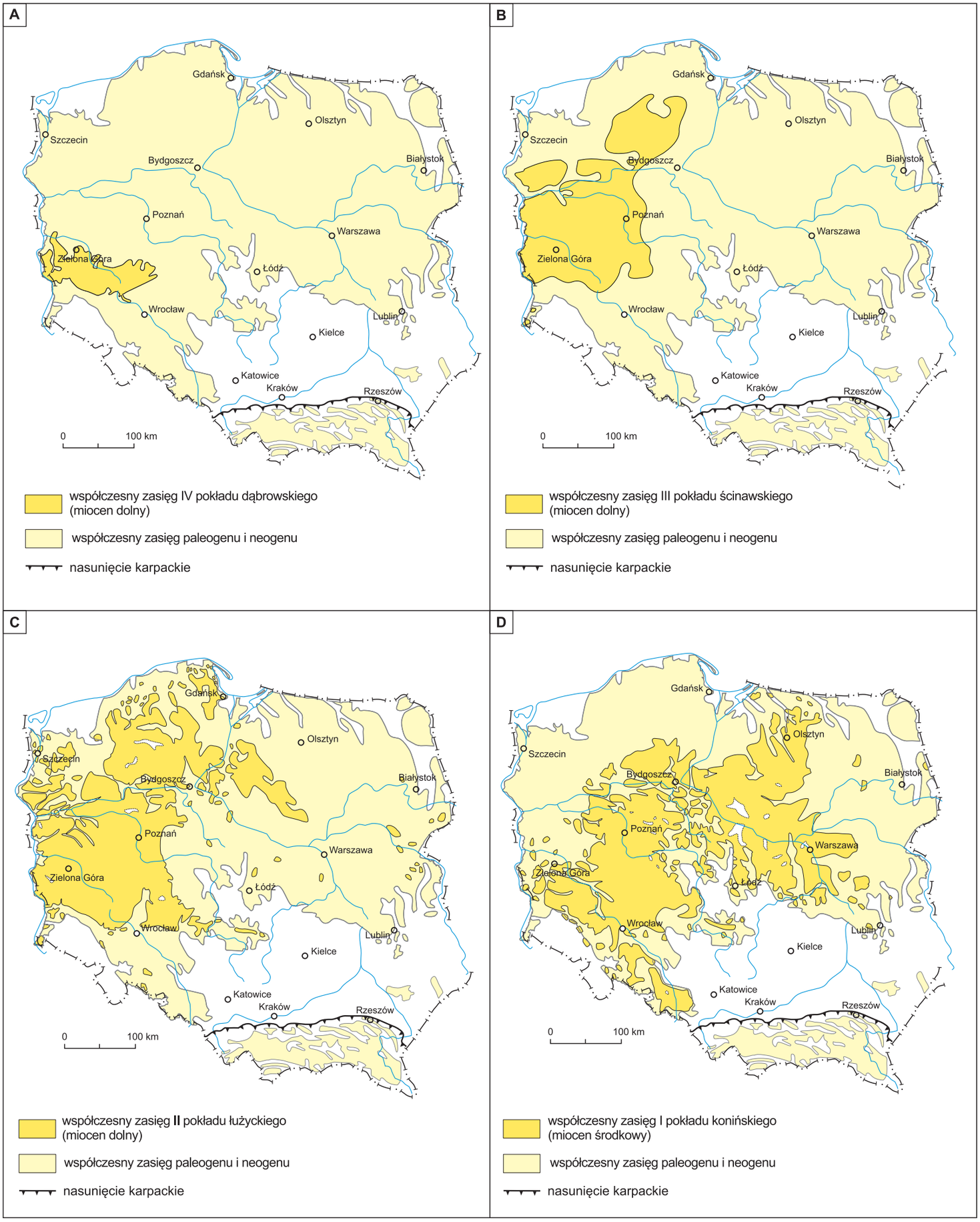


FIG. 13. Mapy zasięgu pokładów węgla brunatnego kończących kolejne mioceńskie cykle sedymentacyjne na Niżu Polskim (Piwocki, 1992, 1998): A – IV pokład dąbrowski, B – III pokład ścinawski, C – II pokład łużycki, D – I pokład koniński (środkowopolski)

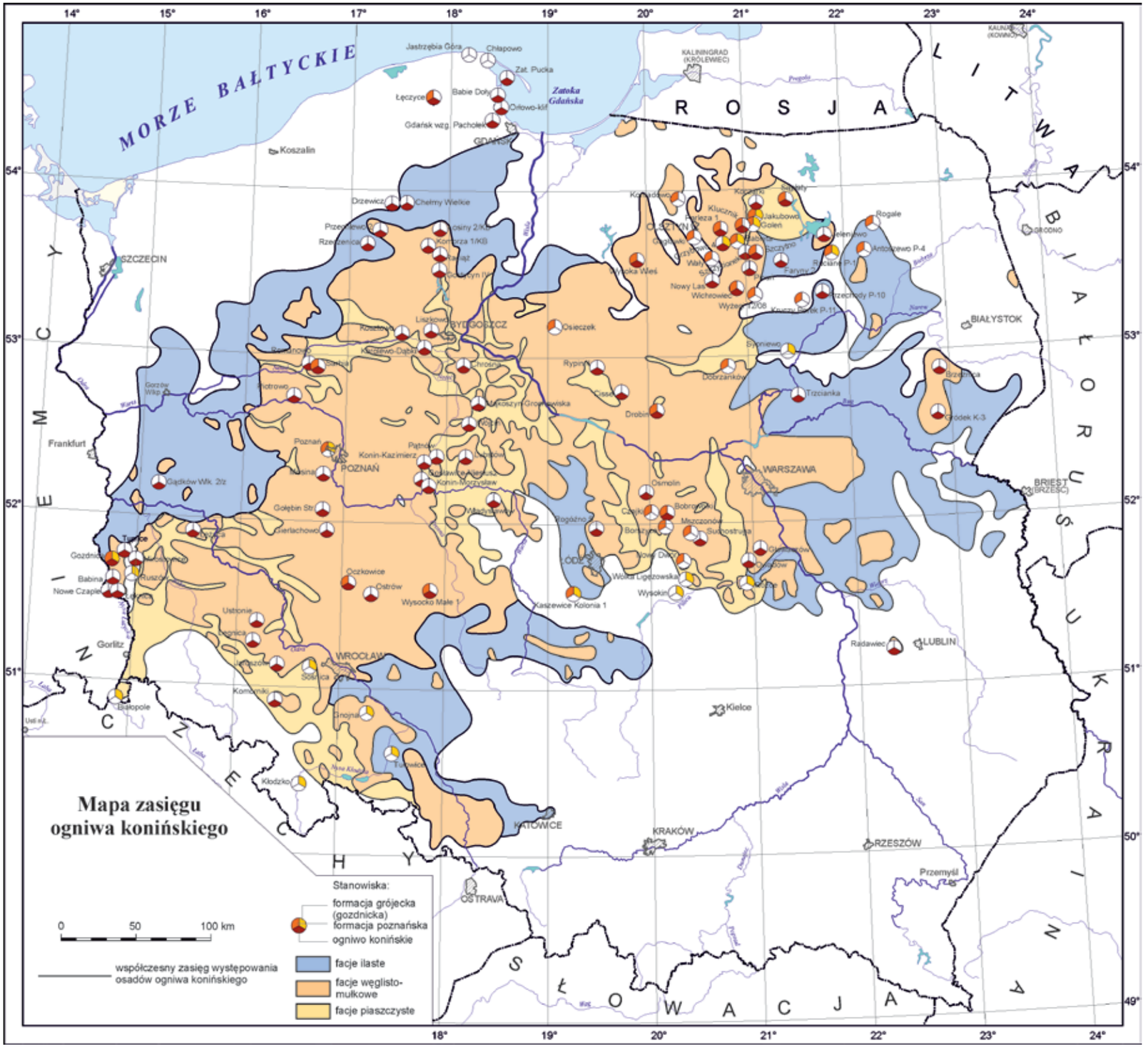


FIG. 14. Rozmieszczenie facji w osadach lądowych środkowego miocenu – formacja koźmińska, ogniwo konińskie (Kasiński, Słodkowska, 2024)

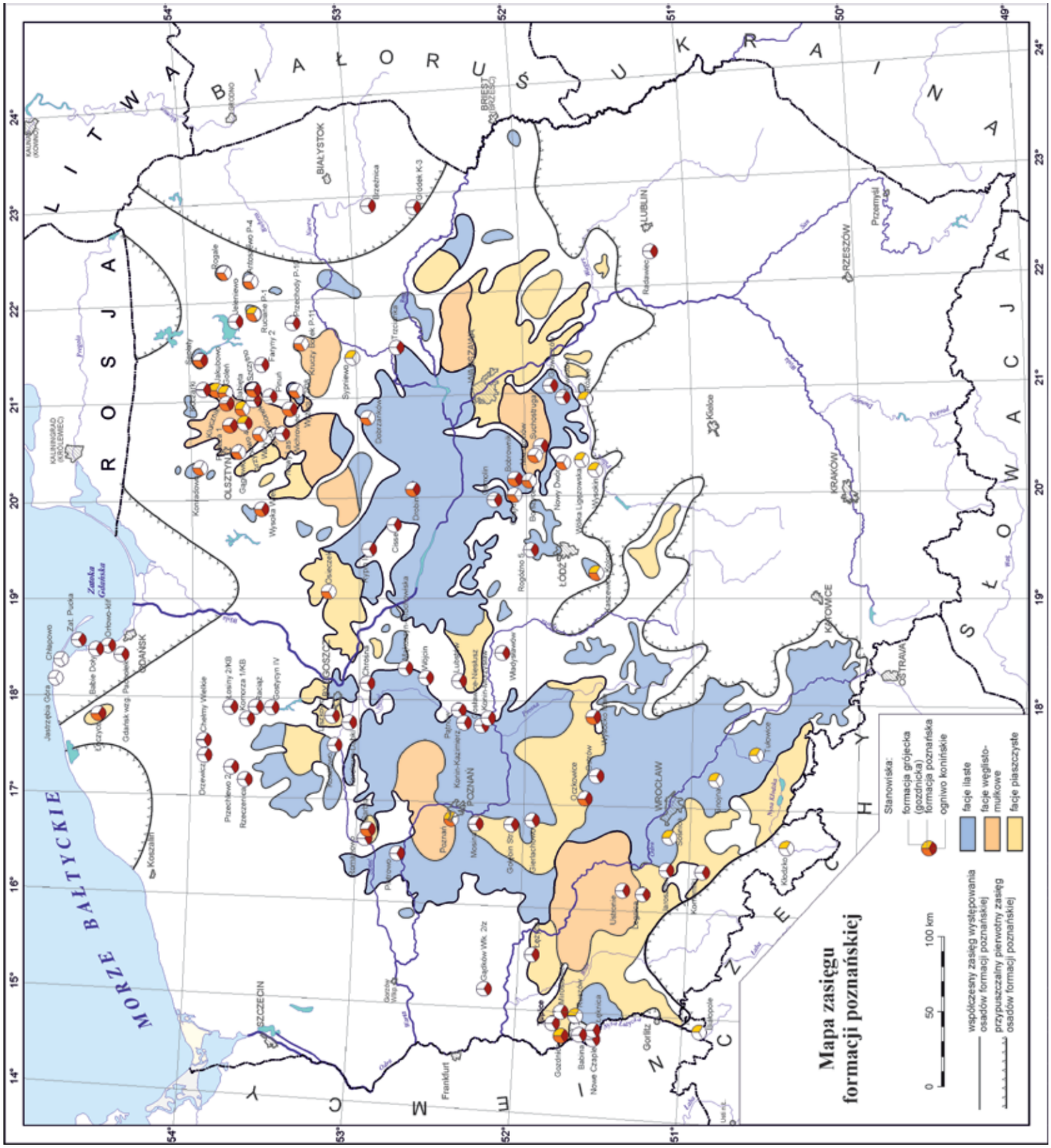


FIG. 15. Rozmieszczenie facji w osadach lądowych górnego miocenu – formacja poznańska (Kasiński, Słodkowska, 2024)

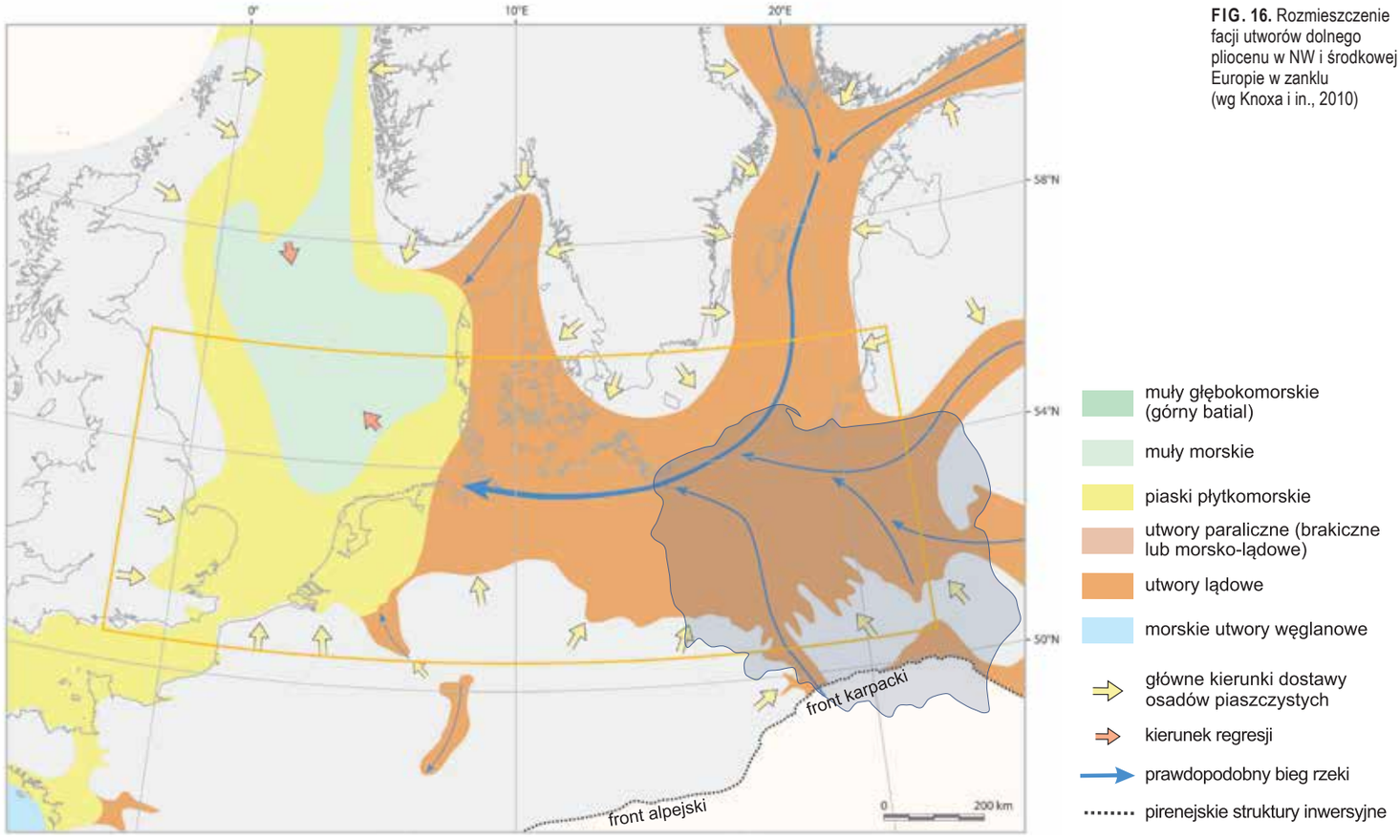


FIG. 16. Rozmieszczenie facji utworów dolnego pliocenu w NW i środkowej Europie w zanklu (wg Knoxa i in., 2010)

Neogen w zapadlisku przedkarpackim 2

Marek Jasionowski, Tadeusz M. Peryt

2.1. GENEZA BASENU I PALEOGEOGRAFIA

Zapadlisko przedkarpackie (basen przedkarpacki – zob. Narkiewicz i in., 2023) w Polsce jest najbardziej na północ wysuniętą częścią systemu wzajemnie połączonych przed- i śródgórskich basenów, znanych jako Paratetyda. Rozciągały się one od Azji Środkowej na wschodzie aż do Francji (przedpole Alp) na zachodzie (Rögl, Steininger, 1983; Steininger, Wessely, 1999; Popov i in., 2004). Powstanie Paratetydy w oligocenie i jej dalszy rozwój w neogenie było związane z orogenezą alpejską – wypiętrzaniem się takich łańcuchów górskich jak Alpy, Karpaty czy Kaukaz. Paleogeograficznie na wczesnych etapach rozwoju (do końca badenu – zob. fig. 20) zapadlisko przedkarpackie było integralną częścią Paratetydy Środkowej, a w późniejszym okresie (od początku sarmatu *s. l.*) – Paratetydy Wschodniej (Popov i in., 2004; Studencka, Jasionowski, 2011).

Zapadlisko przedkarpackie jest typowym peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne (Oszczypko, 1996, 1997; Krzywiec, 2006; Oszczypko i in., 2006). Powstał on w związku z mioceńską ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych. W następstwie sfałdowania i inwersji Karpat zewnętrznych w środkowym burdygale (ottnang) uformowało się aktywne czoło karpackiej pryzmy akrecyjnej, a równocześnie szczątkowy basen fliszowy przekształcił się w basen przedgórski. Subsydencja basenu była uwarunkowana zarówno obciążeniem nasuwającego się ku północy orogenu alpejsko-karpackiego, jak i obciążeniem deponowanymi osadami autochtonicznymi. Czynnikiem wywołującym dodatkową subsydencję tektoniczną była subdukcja płyty północnoeuropejskiej ku południowi (Krzywiec, 2006). Progradacja nasunięć karpackich powodowała migrację depocentrów i pojawianie się coraz młodszych osadów w kierunku północnym i wschodnim (Ney i in., 1974; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Po ostatecznym uformowaniu się brzegu Karpat nastąpił długi, trwający do teraz, okres izostatycznego podnoszenia, spowodowany elastycznym odprężeniem litosfery (Oszczypko, 1996).

Północna granica zapadliska przedkarpackiego w Polsce jest wyznaczona przez zasięg morskich osadów miocenu na Śląsku, w rejonie Krakowa oraz na obszarze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza (Ney i in., 1974; fig. 18). Zazwyczaj jest to zasięg o charakterze erozyjnym. Pierwotnie w wielu miejscach osady zapadliska musiały sięgać znacznie dalej ku północy, np. na obszarze tzw. rygla krakowskiego. Obecnie najdalej na północ położone pojedyncze izolowane płaty tych osadów występują w rejonie Lublina i Chełma na Wyżynie Lubelskiej (fig. 18). Jedynym miejscem, gdzie dochodzi do kontaktu (przejścia) osadów mioceńskich zapadliska i Niżu Polskiego, jest Opolszczyzna (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974; Dyjor i in.,1977; Dyjor, 1986; Dyjor, Sadowska, 1986). Granica południowa znajduje się pod nasunięciem Karpat zewnętrznych. Z powodu niedostępności jest trudna do precyzyjnego wyznaczenia, chociaż lokalnie sięga prawdopodobnie pienińskiego pasa skałkowego (fig. 18).

W obrębie zapadliska przedkarpackiego wydziela się dwie strefy (Ney i in., 1974): wewnętrzną (pod płaszczowinami karpackimi oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej) i zewnętrzną (na północ od nasunięcia Karpat fliszowych; fig. 19). W zapadlisku zewnętrznym wyodrębniono trzy segmenty (Oszczypko, 1999): zachodni o kierunku SW–NE i szerokości 30–40 km, środkowy (równoleżnikowy), którego szerokość w okolicach Krakowa zwęża się do 5–10 km (tzw. rygiel krakowski) oraz wschodni o kierunku NW–SE i szerokości do 100 km.

Osady zapadliska przedkarpackiego występują w pozycji autochtonicznej przed frontem orogenu karpackiego i pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi, a w pozycji allochtonicznej – niezgodnie na płaszczowinach Karpat fliszowych oraz w obrębie orogenu karpackiego, tworząc jego najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne (fig. 18, 19).

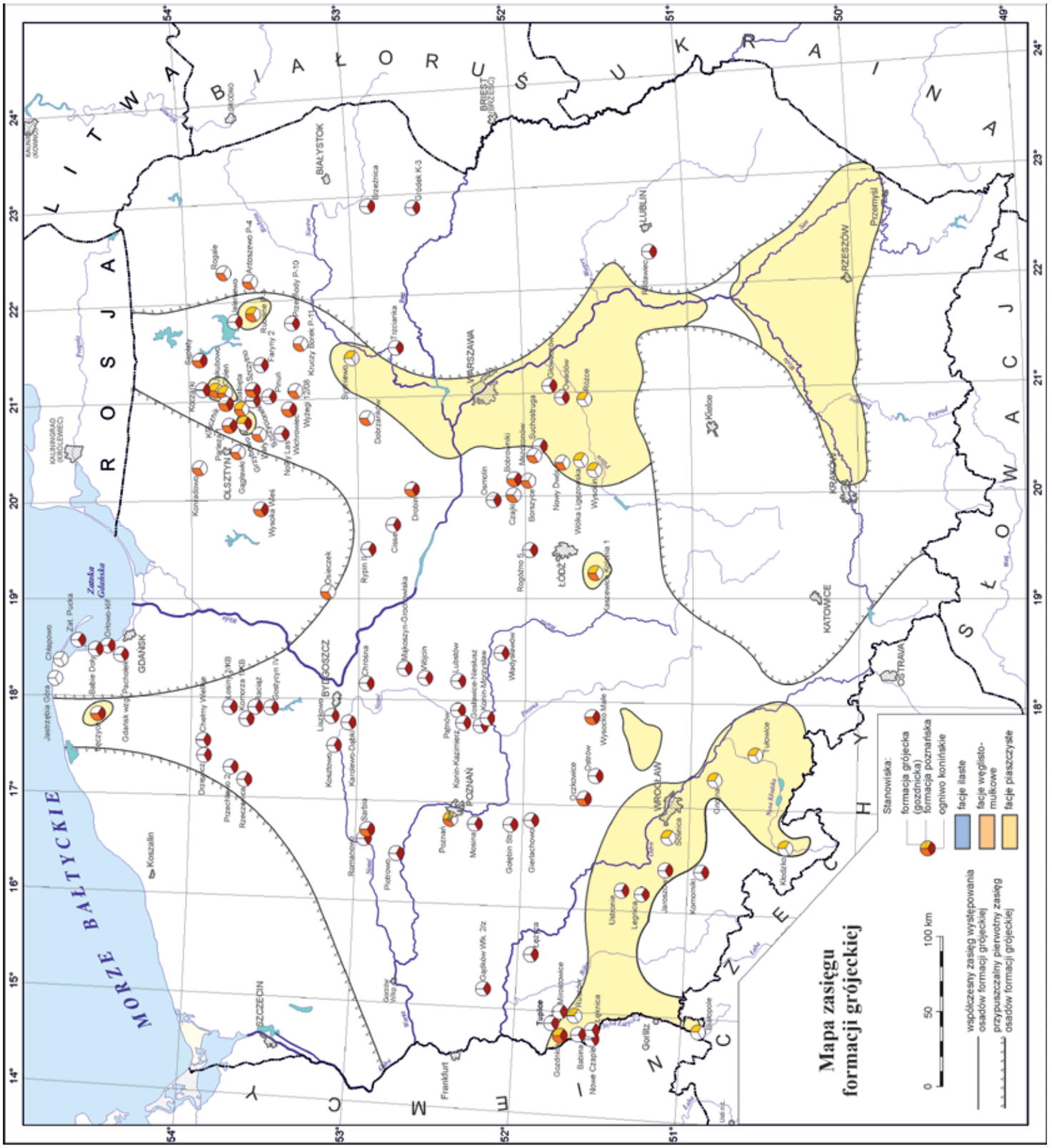


FIG. 17. Rozmieszczenie facji w osadach lądowych pliocenu – formacja grójecka (Kasiński, Słodkowska, 2024)

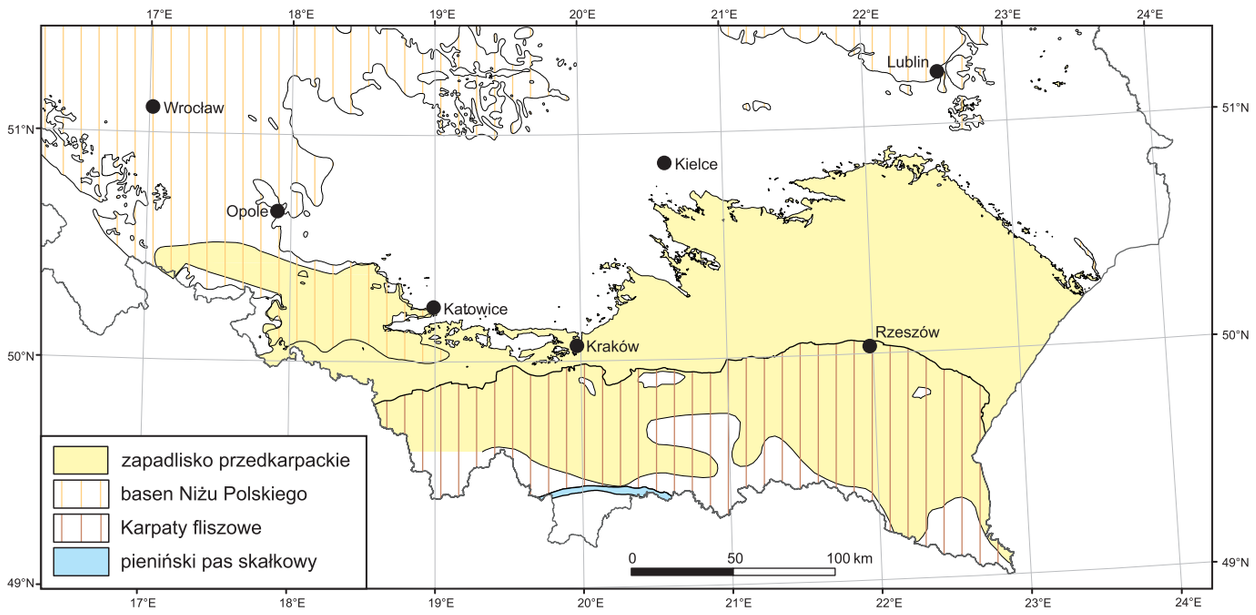


FIG. 18. Mapa zasięgu osadów zapadliska przedkarpackiego (na podstawie Narkiewicza i in., 2023, zmieniono)

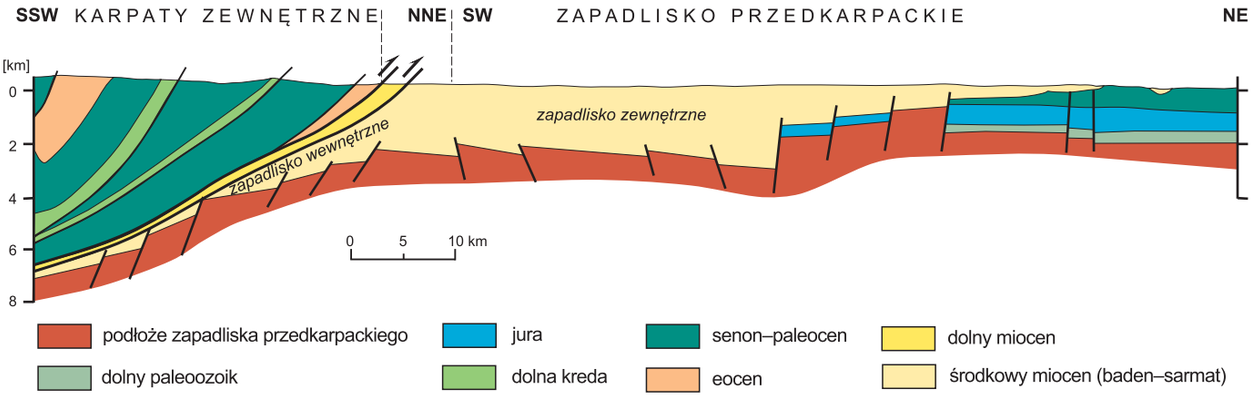


FIG. 19. Przekrój geologiczny przez wschodnią część zapadliska przedkarpackiego (Oszczypko i in., 2006, zmieniono)

2.2. STRATYGRAFIA MIOCENU ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Utwory wypełniające zapadlisko przedkarpackie należą jedynie do dolnego i środkowego miocenu. Osadów młodszych w polskiej części zapadliska nie stwierdzono. Podstawowe znaczenie dla podziału utworów zapadliska przedkarpackiego ma litostratygrafia oraz biostratygrafia, oparta głównie na mikrofaunie (otwornice) i mikroflorze (nanoplankton), a w mniejszym zakresie na makrofaunie (małże). Ponadto osady wypełniające zapadlisko były analizowane w kategoriach stratygrafii sekwencji oraz wykonano pojedyncze badania wieku bezwzględnego (radiometryczne) oraz magnetostratygraficzne.

Obszar zapadliska przedkarpackiego wchodził w skład Paratetydy Środkowej, dla której wprowadzono regionalny podział chronostratygraficzny (fig. 20; Piller i in., 2007, z literaturą tam cytowaną).

2.2.1. Litostratygrafia

Pierwszą próbę kompleksowego podziału litostratygraficznego utworów miocenu wypełniających zapadlisko przedstawili Alexandrowicz i in. (1982). Zaproponowane przez tych autorów wydzielenia były w późniejszych latach modyfikowane i uzupełniane (Jasionowski, 1995, 1997; Alexandrowicz, 1997; Oszczypko, 1997, 2006; Moryc, 2005; fig. 21; tab. 2).

Zapadlisko wewnętrzne jest wypełnione dolno- i środkowomioceńskimi (dolnobadeńskimi) osadami silikoklastycznymi osiągającymi wg Moryca (2005) łączną miąższość prawie 3000 m. Utwory te tworzyły się w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych – we wczesnym miocenie w dużej mierze lądowych i częściowo morskich, a w środkowym miocenie w morskich. Zapadlisko zewnętrzne jest wypełnione środkowomioceńskimi osadami powstałymi w środowiskach pełnomorskich i hipersalinarnych (baden) oraz o obniżonym zasoleniu (sarmat; np. Ney i in., 1974; Studencka, Jasionowski, 2011; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Osady te osiągają miąższość od kilkudziesięciu–kilkuset metrów w północnej, brzeżnej części, do ok. 3500 m w SE części (Ney i in., 1974). Sukcesja osadowa charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem facjalnym, spowodowanym zazębianiem się różnych środowisk depozycyjnych wzdłuż brzegu Karpat, w osiowej części basenu, jak i przy jego północnej krawędzi. Środkowe, reperowe ogniwo trójdzielnej sukcesji stanowi poziom ewaporatowy o miąższości zwykle kilkudziesięciu metrów, zbudowany z gipsów, anhydrytów, soli kamiennych i podrzędnie wapieni (Alexandrowicz, 1963a; Ney i in., 1974). Basenowe osady pod- i nadewaporatowe są wykształcone głównie w facjach silikoklastycznych (iłowce, mułowce i piaskowce). Z kolei płytkowodne osady marginalne osiągają zwykle miąższość kilkudziesięciu metrów. Obejmują one iły i piaski kwarcowe, a przede wszystkim bardzo zróżnicowane facjalnie utwory węglanowe – margle, wapienie organodetrytyczne i rafowe.

Utwory dolnego miocenu z wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego, nawiercone w wielu otworach wiertniczych w podłożu Karpat Zachodnich (Oszczypko, 1998; Moryc, 2005), zostały przypisane do kilku formacji (Alexandrowicz i in., 1982; Oszczypko, 1998, 2006; Moryc, 2005; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012; fig. 22; tab. 2). Wykazują one zmienną miąższość, osiągającą w poszczególnych otworach kilkaset metrów, i są bardzo zróżnicowane litologicznie (iłowce, mułowce, piaskowce, zlepieńce i brekcje). Ich charakterystyczną cechą jest obecność materiału karpackiego (otoczaki i fragmenty skał fliszowych oraz mikrofauna fliszowa), często w formie olistolitów i olistostrom. Spotyka się też w nich materiał grubookruchowy pochodzący z podłoża miocenu. Powstawały one w środowiskach lądowych (brak morskiej fauny i flory) oraz morskich (obecność morskiej mikrofauny i mikroflory;

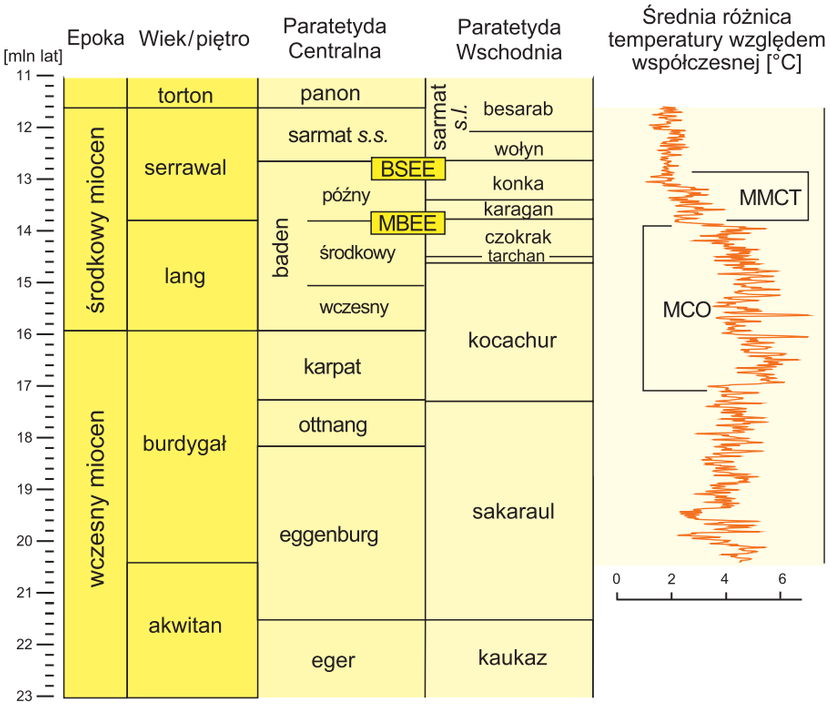


FIG. 20. Korelacja regionalnych pięter wczesnego i środkowego miocenu Paratetydy Środkowej z międzynarodowymi jednostkami stratygraficznymi (wg Harzhauera i in., 2024, zmieniono; krzywa klimatyczna wg Westerholda i in., 2022): BSEE – zdarzenie wymierania na granicy baden/sarmat; MBEE – środkowobadeńskie zdarzenie wymierania; MCO – mioceńskie optimum klimatyczne; MMCT – środkowomioceńskie przejście klimatyczne

zob. Garecka, Jugowiec, 1999). Wydzielono w nich kilka jednostek litostratygraficznych w randze formacji. Wzajemne relacje między nimi są jednak niepewne i istnieje dużo kontrowersji na temat ich podziałów litostratygraficznych (zob. Oszczypko, 1997; Garecka, Jugowiec, 1999; Moryc, 2005; Oszczypko-Clowes i in., 2012).

Według Moryca (2005) najstarsze utwory należące do dolnego miocenu (eggenburg, ottnang i karpat) obejmują kolejno od dołu formacje: z Zawoi, z Suchej i ze Stryszawy (tab. 2). Wraz z nasuwaniem się ku północy górotworu Karpat fliszowych, następowało także przesuwanie się w tym samym kierunku basenu mioceńskiego i wkraczanie kolejno coraz młodszych jednostek litostratygraficznych na starsze jednostki (Moryc, 2005). Nieco odmienną koncepcję podziału tych osadów przedstawił Oszczypko (2006), wydzielając dodatkowo, jako najstarszą, formację z Andrychowa (należącą w większości do oligocenu) i przykrywającą ją formację z Zebrzydowic (fig. 22).

Osady dolnego miocenu stwierdzono także w basenie Woszczyc (GZW), gdzie występuje sekwencja utworów silikoklastycznych, głównie iłowców i mułowców, z rzadkimi, cienkimi przewarstwieniami utworów węglanowych oraz anhydrytów, o miąższości ok. 155 m. Utwory te powstały zarówno w środowiskach lądowych (w tym seria iłowców anhydrytowych – Peryt i in., 2005), jak i morskich. Odrzywolska-Bieńkowa (1986 *fide* Peryt i in., 2005) stwierdziła obecność otwornic eggenburgu w brekcji występującej w najniższej części omawianej sekwencji, a także otwornic wskazujących na karpat w iłowcach górnej części profilu. W dolnej części profilu udokumentowano także późnoottnangcki zespół pyłkowy (Peryt i in., 2005).

Osady środkowego miocenu (baden i sarmat) wypełniają przede wszystkim zapadlisko zewnętrzne i w niewielkim tylko stopniu wewnętrzne (tylko dolny baden). Wydzielono w nich wiele formacji (zob. Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1995, 1997; Oszczypko, 1997; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012; fig. 21, 22; tab. 2).

W zachodniej części zapadliska, głównie w strefie wewnętrznej, występują osady gruboklastyczne zaliczane do formacji z Dębowca (fig. 21, 22; tab. 2). Stanowi ona jednostkę litostratygraficzną o dość stałej miąższości w rozprzestrzenieniu równoleżnikowym. Ku północy i w kierunku lokalnych wzniesień podłoża miąższość się zmniejsza aż do całkowitego wyklinowania (Moryc, 2005). Północny zasięg tej formacji układa się zgodnie z przebiegiem izohips podłoża – ku południowi wypełniła ona najniżej położone miejsca. Powyżej i obocznie do formacji z Dębowca występuje formacja ze Skawiny (Alexandrowicz i in., 1982; fig. 21, 22; tab. 2), obejmująca otwartomorskie („basenowe") utwory ilaste i mułowcowe z przeławiceniami piaszczystymi (fig. 23). Zawierają one bogate taksonomicznie zespoły morskich mikro- i makroorganizmów (Alexandrowicz, 1963a, 1997; Peryt, 1997; Gonera, Bukowski, 2012; Gonera, 2018).

Wzdłuż północnych obrzeży zapadliska przedkarpackiego, obocznie do osadów morskich lub pod nimi, występują osady burowęglowe (silikoklastyki z węglem brunatnym lub szczątkami makroflory) zaliczane do formacji z Trzydnika (fig. 21, 24; tab. 2). Pawłowski i in. (1985) włączyli te utwory do warstw baranowskich jako ich przybrzeżną, niepełnomorską fację. Natomiast na Górnym Śląsku takie osady były określane jako formacja kłodnicka (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974). Flora występująca w osadach tej formacji obejmuje formy charakterystyczne dla iglastego lasu bagiennego; licznie występują także paprocie, olszyna, rośliny ciepłolubne, m.in. palmy, a także słonolubne glony (Kasiński, Piwocki, 1994). Osady formacji z Trzydnika nie zawierają wskaźników biostratygraficznych, pozwalających na bezpośrednie określenie wieku. W związku z obocznym przejściem w udokumentowane biostratygraficznie morskie utwory dolnego badenu jej powstanie należy łączyć głównie z transgresywną fazą w rozwoju zapadliska – wczesny baden i częściowo być może karpat (Kasiński, Piwocki, 1994). W północnej, brzeżnej strefie zapadliska dominują silnie zróżnicowane facjalnie płytkowodne utwory węglanowe i terygeniczne (fig. 21, 24). Zaliczane

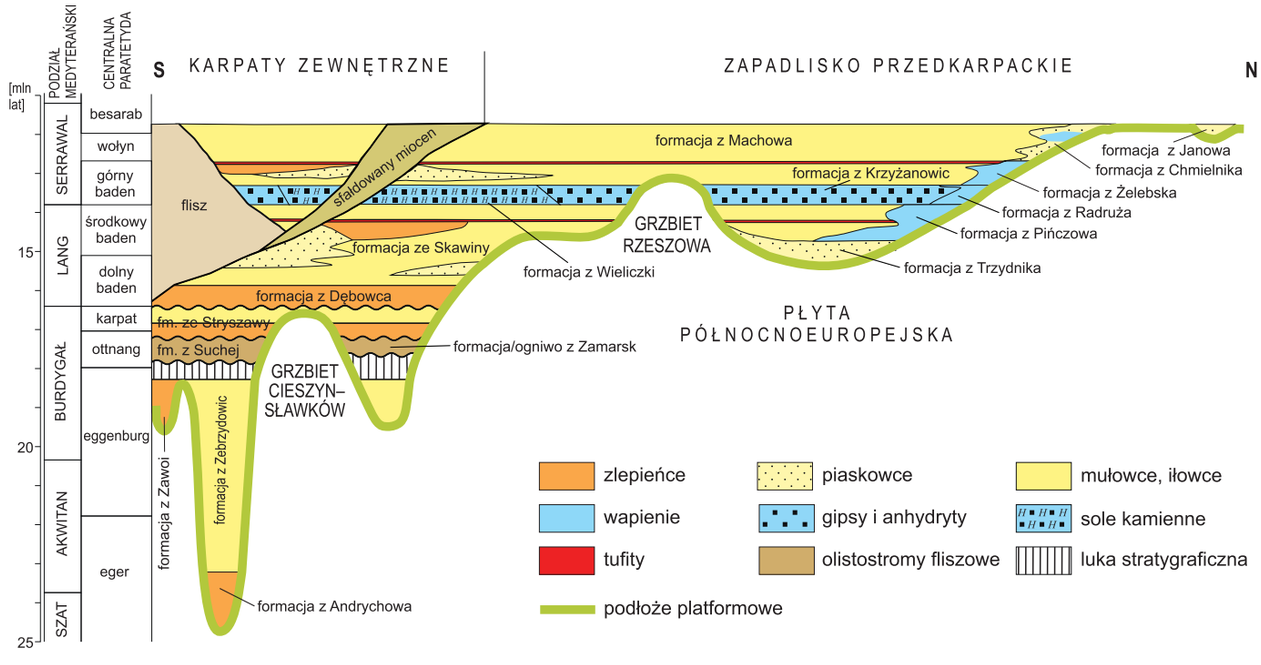
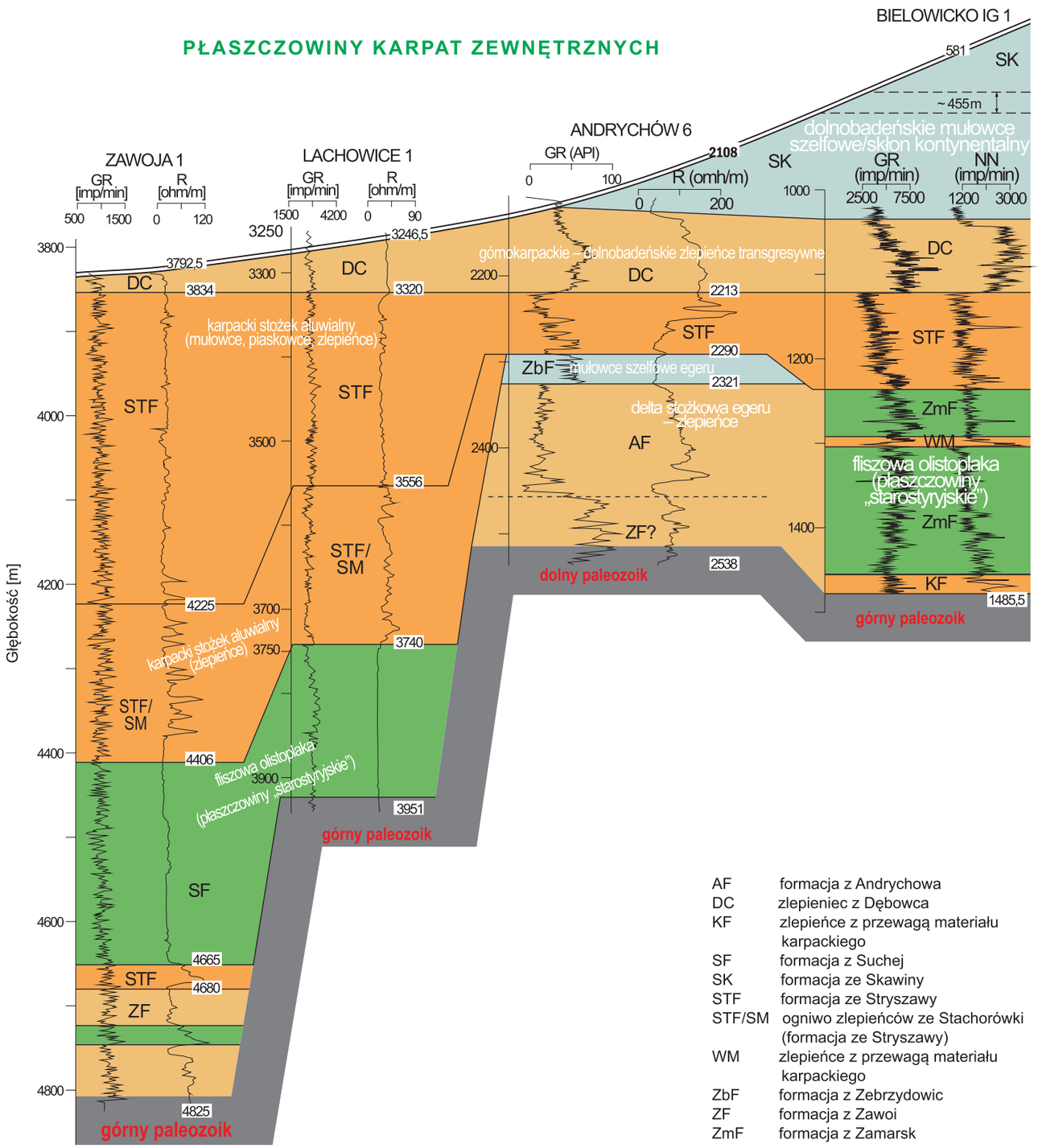


FIG. 21. Schematyczna litostratygrafia zapadliska przedkarpackiego (na podstawie Oszczypko, 2006, zmieniono – zob. Marks i in., 2022)



AF formacja z Andrychowa
DC zlepieniec z Dębowca
KF zlepieńce z przewagą materiału karpackiego
SF formacja z Suchej
SK formacja ze Skawiny
STF formacja ze Stryszawy
STF/SM ogniwo zlepieńców ze Stachorówki (formacja ze Stryszawy)
WM zlepieńce z przewagą materiału karpackiego
ZbF formacja z Zebrzydowic
ZF formacja z Zawoi
ZmF formacja z Zamarsk

FIG. 22. Podział litostratygraficzny utworów miocenu w otworach wiertniczych z wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego w rejonie Zawoja–Andrychów–Cieszyn (wg Oszczypko, 2006)

są one do formacji z Pińczowa, wykształconej jako zazębiające się facje węglanowe, piaszczyste i ilaste. W poszczególnych rejonach występowania omawianej formacji udział wymienionych członów litologicznych może zmieniać się w szerokim zakresie. Utwory te zawierają bardzo bogate zespoły płytkowodnych, stenohalinowych i ciepłolubnych organizmów (Kowalewski, 1930, 1958a; Krach, 1958; Bałuk, Radwański, 1977, 1979, 1984; Studencka, Studencki, 1988; Górka, 2002).

W związku z tym, że formacja z Pińczowa obejmuje osady bardzo zróżnicowane litologicznie, możliwe jest wyróżnienie w jej obrębie kilku osobnych jednostek w randze ogniw. Najbardziej charakterystycznym z nich są utwory wapienne, głównie organodetrytyczne lub rodoidowe wapienie krasnorostowe – dawniej znane jako litotamniowe. Charakterystycznym elementem tej formacji są iły korytnickie, zawierające nadzwyczaj bogaty inwentarz pełnomorskich skamieniałości (Kowalewski, 1930; Bałuk, Radwańaki, 1977, 1979, 1984). Ponadto z formacją z Pińczowa można wiązać piaski lub piaskowce odpowiadające pierwotnemu znaczeniu warstw baranowskich wydzielonych przez Łomnickiego (1874 *fide* Ney, 1966). Zaliczyć do nich można m.in. utwory piaszczyste w widłach Wisły i Sanu (Pawłowski i in., 1985) oraz małej miąższości utwory piaszczyste i węglanowe w bardziej centralnej i wschodniej części zapadliska (Ney, 1966, 1969; Dziadzio, 2000) oraz w rejonie Przemyśla (Głowacki i in., 1966; Dziadzio, 2000). W takich utworach we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (między Leżajskiem a Lubaczowem) wydziela się trzy asocjacje facjalne obejmujące: 1) osady spokojnej sedymentacji szelfu zewnętrznego (w spągu zbioturbowane margle przechodzące ku górze łupki ilaste); 2) utwory głębszego pobrzeża i szelfu wewnętrznego (zlepieńce, piaskowce kwarcowe z glaukonitem i margle, a w stropie laminity glonowe, których powstanie jest związane z wyżej leżącymi ewaporatami); 3) utwory płytkiego przybrzeża (podobnie jak w przypadku utworów asocjacji 2, tj. zlepieńce, piaskowce i laminity glonowe; fig. 25). Ogólnie cała sukcesja warstw baranowskich wskazuje najpierw na stopniowy wzrost, a następnie względny spadek poziomu morza (Dziadzio, 2000).

Wyżej przedstawione utwory są przykryte przez osady ewaporatowe środkowego badenu, które były określane też jako osady chemiczne lub poziom gipsowo-anhydrytowo-solny. Alexandrowicz i in. (1982) wyróżnili w ich obrębie dwie odpowiadające sobie lateralnie, równowiekowe formacje: z Krzyżanowic (gipsy i anhydryty) oraz z Wieliczki (sole kamienne). W obu formacjach wyróżniono jednostki różnej

TAB. 2. Schemat litostratygraficzny neogenu w zapadlisku przedkarpackim

Nazwa (kreator)	Definicja	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań
Formacja z Zawoi (Moryc, 1989)	zlepieńce z materiału fliszowego i podłoża miocenu z przewarstwieniem utworów ilastych	podłoże miocenu	formacja z Suchej	ok. 160	tylko w otworze wiertniczym Zawoja 1	Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003); Oszczypko i in. (2000)
Formacja z Suchej (Ślączka, 1976)	olistostromy skał fliszowych	podłoże miocenu/ formacja z Zawoi	formacja ze Stryszawy	do ok. 250	6 otworów wiertniczych na obszarze Karpat Zachodnich: Sucha Beskidzka IG 1, Zawoja 1, Lachowice 1, 2, 4, Bystra IG 1	Ślączka (1976, 1977); Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003)
Formacja ze Stryszawy (Ślączka, 1977)	zlepieńce z otoczaków skał fliszowych i skał podłoża	podłoże miocenu/ formacja z Suchej	formacja z Jachówki	do kilkuset	wiercenia na obszarze Karpat Zachodnich między Cieszynem (granicą z Czechami) a południkiem Myślenic	Konior, Krach (1965); Ślączka (1977); Moryc (1989, 2005); Oszczypko (1996, 1997); Garecka, Jugowiec (1999); Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2003)
Formacja z Jachówki (Moryc, 1989)	iłowce i mułowce wapniste z rzadkimi przewarstwieniami piasków i zlepieńców	podłoże miocenu	formacja z Dębowca	do ok. 240	wiercenia na obszarze Karpat Zachodnich między Cieszynem (granicą z Czechami) a południkiem Myślenic	Moryc (1989, 2005)
Formacja z Dębowca (Tołwiński, 1950)	osady gruboklastyczne (zlepieńce)	starsze osady mioceńskie („osady poddębowieckie"), starsze podłoże	formacja ze Skawiny	do 265	zachodnia część wewnętrznego zapadliska przedkarpackiego pod nasunięciem karpackim (od Śląska Cieszyńskiego po południk Krakowa)	Tołwiński (1950); Konior, Krach (1965); Kuciński, Nowak (1975); Ślączka, (1977); Buła, Jura (1983a, b); Moryc (2005)
Formacja z Trzydnika (Alexandrowicz i in., 1982)	osady terygeniczne z przewarstwieniami osadów fitogenicznych (w tym węgla brunatnego)	podłoże miocenu	formacja z Pińczowa	do kilkudziesięciu	Górny Śląsk, południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich, dolina Opatówki i rejon zbiegu (tzw. widły) Wisły i Sanu, Roztocze	Kowalewski (1930); Alexandrowicz (1959, 1963a, 1970, 1997); Bielecka (1967); Radwański (1969, 1973); Pawłowski i in. (1985); Sadowska (1986); Kasiński, Piwocki (1994)
Formacja z Pińczowa (Alexandrowicz i in., 1982)	płytkowodne, zróżnicowane facjalnie osady węglanowe i klastyczne z bogatą normalnomorską fauną i florą	formacja z Trzydnika, podłoże miocenu	formacja z Krzyżanowic, formacja z Radruża	do kilkudziesięciu	północne obrzeżanie zapadliska – na Śląsku (odsłonięcia w rejonie Głubczyc i Gliwic), południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich (liczne odsłonięcia), wąski pas na południe od Roztocza (brak odsłonięć – w wierceniach pod przykryciem młodszych osadów)	Kowalewski (1957, 1958a, 1959); Ney (1966, 1969); Radwański (1969, 1973); Studencki (1979, 1988a, b, 1999); Pawłowski i in. (1985); Górka (2002)
Formacja ze Skawiny (Alexandrowicz i in., 1963b)	głębokowodne utwory ilaste i mułowcowe z przewarstwieniami piaszczystymi, zawierające bogate zespoły otwornic (w tym otwornice planktoniczne)	formacja z Dębnika, formacja z Trzydnika, podłoże miocenu	formacja z Krzyżanowic, formacja z Wieliczki, nasunięcie Karpat fliszowych (granica tektoniczna)	do kilkuset	prawie cała zachodnia część zapadliska (tj. na zachód od Krakowa), a we wschodniej części – obszar wzdłuż (do okolic Tarnowa) i na północ od nasunięcia Karpat fliszowych; formacja ta nie jest znana na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej oraz na wschód i północ od niej, gdzie występują utwory piaszczyste o małej miąższości (warstwy baranowskie; Ney i in., 1974)	Krach (1947); Alexandrowicz (1963a,b, 1964, 1974); Radwański (1968); Garlicki (1968)
Formacja z Krzyżanowic (Alexandrowicz i in., 1982)	gipsy, iłowce z przewarstwieniami gipsów i anhydryty (środkowy baden), szeroko rozprzestrzenione na obszarze zapadliska przedkarpackiego poza Roztoczem	formacja z Pińczowa lub formacja ze Skawiny	formacja z Machowa	kilka–kilkanaście w strefie basenowej (Ołtuszyk, 1967; Kubica, 1992), do 30 na Górnym Śląsku (Alexandrowicz, 1997); do 60 w strefie brzeżnej	prawie cały obszar zapadliska przedkarpackiego z wyjątkiem rejonu Żor i nasunięcia karpackiego między Tarnowem a Krakowem, gdzie występuje formacja z Wieliczki, oraz tzw. wyspa rzeszowska, skąd osady formacji z Krzyżanowic zostały prawdopodobnie zerodowane (ale zob. Karnkowski, Ozimkowski, 2001); odsłonięcia występują wyłącznie na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (głównie Niecka Nidziańska) i pojedyncze na Górnym Śląsku	Wala (1961, 1962, 1963); Alexandrowicz (1963a); Kwiatkowski (1972, 1974); Pawłowski i in. (1985); Niemczyk (1988, 1995); Kasprzyk (1989, 1993, 1999, 2003); Kubica (1992, 1994); Peryt, Kasprzyk (1992); Peryt, Jasionowski (1994); Kasprzyk, Ortí (1998); Bąbel (1999a,b, 2004, 2005); Peryt (2000); Gąsiewicz (2000)
Formacja z Wieliczki (Alexandrowicz i in., 1982)	osady chemiczne i klastyczne w środowisku salinarnym o charakterze cyklicznym; główną cechą formacji jest obecność soli kamiennej wśród osadów niższego stopnia natężenia sedymentacji chemicznej; stratotyp znajduje się w wyrobiskach podziemnych Kopalni Soli Wieliczka, gdzie osady tej formacji są najlepiej odsłonięte na poziomach I–VIII	formacja ze Skawiny, będąca w ciągłości sedymentacyjnej z osadami nadległymi; do formacji z Wieliczki zalicza się osady, w których makroskopowo można wyróżnić pierwsze pojawienie się ewaporatów (konkrecje gipsu, anhydrytu, osady mieszane klastyczno-siarczanowe itp.)	formacja z Machowa	od ok. 30 do ok. 100; w profilach stratotypowych złoża Wieliczki całkowita miąższość od ok. 50 do 70	obszar Górnego Śląska w okolicach Żor, Rybnika i Orzesza; dalsze ku wschodowi występowanie formacji rozpoczyna się w okolicy Wieliczki i ciągnie się nieprzerwanie po okolice Tarnowa; na wschód od Tarnowa osady te nawiercono w okolicy Pogórskiej Woli i Pilzna, a następnie od okolic Rzeszowa po okolice Przemyśla	Niedźwiedzki (1883–1886); Poborski (1952); Gaweł (1962); Poborski, Skoczylas-Ciszewska (1963); Garlicki (1968, 1971, 1979, 1994a,b); Wiewiórka (1974, 1988); Ślączka, Kolasa (1997); Bukowski (2011)
Formacja z Radruża (Jasionowski, 1997)	odpowiednik wapienia ratyńskiego, na Ukrainie warstwa o miąższości ok. 1 m leżąca na osadach siarczanowych, lub lateralny odpowiednik osadów siarczanowych	formacja z Krzyżanowic	formacja Machowa	zwykle kilkadziesiąt centymetrów	wschodnia część Roztocza oraz południowe obrzeże Gór Świętokrzyskich	Ney (1963, 1969); Musiał (1987); Peryt, Kasprzyk (1992)
Formacja z Machowa (Alexandrowicz i in., 1982)	osady ilaste z przewarstwieniami mułków i piasków, występujące ponad poziomem utworów ewaporatowych (formacje: z Krzyżanowic i z Wieliczki)	formacja z Krzyżanowic, formacja z Wieliczki, podłoże miocenu (na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej)	brak/osady młodsze (czwartorzędowe)	do ponad 3000 (w Rowie Wielkich Oczu)	cała wschodnia „basenowa" część zapadliska przedkarpackiego (na wschód od Krakowa), a w zachodniej części – morskie utwory powyżej ewaporatów, w centralnej i zachodniej części tego subbasenu	Łomnicki (1898); Kowalewski (1958a, b, 1959); Alexandrowicz (1961, 1963a); Ney (1969); Alexandrowicz, Kleczkowski (1974); Dyjor i in. (1977); Pawłowski i in. (1985); Czapowski (1994); Krzywiec (1997); Porębski, Oszczypko (1999); Dziadzio (2000); Porębski i in. (2003); Dziadzio i in. (2006); Porębski, Warchoł (2006); Czapowski, Gąsiewicz (2015)

Litologia i dalszy podział
zróżnicowane osady klastyczne (od zlepieńców po iłowce) zawierające redeponowaną mikrofaunę i mikroflorę, można wyróżnić trzy odrębne poziomy litologiczne: najniżej występuje (94 m miąższości) kompleks zlepieńców piaszczystych i ilastych zbudowany z otoczaków pochodzących z fliszu i podłoża miocenu, zawierających ubogą mikrofaunę fliszową i karbońską (Kijakowa *w*: Moryc, 1989; Malata *w*: Oszczypko i in., 2000) oraz dinocysty z fliszu karpackiego (Gedl *w*: Oszczypko i in., 2000); środkowa część (43 m miąższości) to utwory ilaste z zespołem redeponowanych wczesnokredowych otwornic fliszowych; najwyższa część profilu (23 m miąższości) to zlepieńce zbudowane najprawdopodobniej tylko z otoczaków skał podłoża
olistostromy lub grube płaty skał fliszowych, które zsunęły się z górotworu karpackiego na jego przedpole do zbiornika mioceńskiego; w utworach stwierdzono fliszowe otwornice i dinocysty różnego wieku (od wczesnej kredy do paleogenu)
w dolnej części występują osady grubookruchowe zbudowane z materiału fliszowego z podłoża miocenu (ogniwo zlepieńców ze Stachorówki), w górnej – drobniej ziarniste, miejscami pelityczne (ogniwo z Bielska); utwory zawierają redeponowaną mikrofaunę i florę fliszową oraz autochtoniczną – wczesnomioceńską
iłowce i mułowce wapniste z rzadkimi przewarstwieniami piasków i zlepieńców, zawierające wczesnobadeńskie normalnomorskie otwornice
zlepieńce zbudowane ze skał podłoża miocenu oraz fliszu karpackiego (Tołwiński, 1950; Konior, Krach, 1965; Ślączka, 1977; Moryc, 2005), skład litologiczny klastów jest bardzo zróżnicowany i obejmuje zarówno skały podłoża (karbonu – łupki i piaskowce kulmu, serii produktywnej oraz skały krystaliczne), jak i materiał z Karpat fliszowych; w kierunku północnym zmniejsza się wielkość ziarn, wzrasta stopień selekcji oraz obtoczenie i pojawia się warstwowanie, w tym samym kierunku następuje również zmniejszenie miąższości oraz stopnia lityfikacji
osady piaszczysto-mułkowo-ilaste ze szczątkami roślin i przewarstwieniami węgla brunatnego (Pawłowski i in., 1985; Kasiński, Piwocki, 1994); formacja obejmuje kilka typów litologicznych: 1) lignity z makroskopowymi szczątkami roślin stanowiące najbardziej charakterystyczny składnik formacji, tworzą zazwyczaj cienkie przewarstwienia (kilka–kilkanaście centymetrów), rzadziej grube pokłady (do kilku metrów), których położenie w profilu jest bardzo zmienne, 2) szaro-popielate mułowce, często z przewarstwieniami lignitów i piasków, zawierające faunę i sieczkę roślinną, 3) piaski i piaskowce kwarcowe, drobnoziarniste, występujące jako cienkie przeławicenia w innych utworach oraz jako grube kompleksy, 4) zlepieńce zbudowane z paleozoicznych piaskowców podłoża (w spągu), 5) poziomy gleb kopalnych – utwory mułowcowe lub mułowcowo-piaszczyste z pionowymi strukturami korzeniowymi (rizolity) w różnych częściach profilu
do formacji z Pińczowa należą bardzo zróżnicowane litologicznie utwory brzeżnej części morza wczesnobadeńskiego (Radwański,1969, 1973; Ney, 1969; Studencki, 1979, 1988a, b, 1999; Pawłowski i in., 1985; Górka, 2002), wykształcone w rozmaitych facjach węglanowych, piaszczystych i ilastych wzajemnie się zazębiających; na różnych obszarach występowania formacji udział poszczególnych członów litologicznych może zmieniać się w szerokim zakresie; wszędzie utwory te zawierają bogate taksonomicznie zespoły płytkowodnych normalnomorskich organizmów (dominują mięczaki, liczne są szkarłupnie, mszywioły, mikrofauna otwornicowa, spotyka się także koralowce, a wśród flory dominują glony z grupy krasnorostów (znane kiedyś jako litotamnia); możliwe jest wyróżnienie w jej obrębie kilku osobnych jednostek litostratygraficznych w randze ogniw (np. wapienie pińczowskie, iły korytnickie, piaski heterosteginowe)
utwory ilaste i mułowcowe zawierające bogate zespoły otwornic (w tym otwornice planktoniczne), niekiedy z przewarstwieniami piaszczystymi (Alexandrowicz, 1963a,b, 1964, 1974), w zachodniej części zapadliska można wyróżnić dwie litofacje o odrębnym rozprzestrzenieniu, określane kiedyś jako tegel i szlir (Alexandrowicz, 1963a) – pierwszą stanowią silnie wapniste iły, zawierające faunę otwartego morza (głównie planktoniczne otwornice), drugą – osady ilasto-piaszczyste; przewarstwienia piaszczyste stanowią różny procent profilu, często przeważają, a ich miąższość sięga od kilku milimetrów do kilkudziesięciu metrów; zawierają ubogą mikrofaunę głównie bentosowych, płytkowodnych otwornic, otwornice redeponowane z fliszu oraz zwęglony lub spirytyzowany detrytus roślinny; we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Bochni i Wieliczki, do tej formacji należą ciemnoszare iły i iłowce margliste miejscami zawierające przewarstwienia dolomityczne (np. Garlicki, 1968), a na obszarze między Krakowem a Miechowem iły ze skorupami ostryg (tzw. iły z *Ostrea cochlear* w starszej literaturze; Krach, 1947; Alexandrowicz, 1963b; Radwański, 1968), natomiast w bardziej centralnej części zapadliska tzw. iły denudatowe (zawierające przegrzebki określane jako *Lentipecten denudatus*); formacja skawińska nie jest znana na obszarze tzw. wyspy rzeszowskiej oraz na wschód i północ od niej, gdzie występują utwory piaszczyste o małej miąższości (Ney i in., 1974)
osady siarczanowe (gipsy i anhydryty), towarzyszące im osady terygeniczne (głównie iły) oraz powstałe w wyniku metasomatozy siarczanów tzw. wapienie pogipsowe – płonne i siarkonośne; dla obszaru górnośląskiego typowa jest bardzo duża zawartość iłu (jako domieszki lub przewarstwienia); formacja zawiera ogniwo gipsów z Borkowa (Jasionowski, 1997) z szeregiem warstw i kompleksów o charakterystycznej litologii, dających się korelować na dużym obszarze (Wala, 1961, 1963; Kubica, 1992, 1994; Kasprzyk, 1993, 1999; Bąbel, 1999a, b, 2004, 2005), ogniwo anhydrytów (Kubica, 1992, 1994; Kasprzyk, 2003) i ogniwo wapieni pogipsowych (Pawłowski i in., 1985; Gąsiewicz, 2000)
dolną część formacji to iłowce i mułowce anhydrytowe oraz sole kamienne o miąższości 4–14 m, zaliczone do I cyklotemu ewaporatów; do II cyklotemu należą iłowce anhydrytowe oraz „sole najstarsze" Wieliczki i „sole południowe" Bochni o miąższości od 10–30 m; osady III cyklotemu, najszerzej rozpowszechnione, to iłowce margliste, iłowce anhydrytowe, łupki iłowo-anhydrytowe z solą krystałową lub iłowce anhydrytowe z pokładami soli, a w części najwyższej – „sole środkowe" i „sole spiżowe dolne" Wieliczki; miąższość tych osadów wynosi od 10–35 m. Poza złożami okolic Wieliczki i Bochni, osady te stwierdzono na dużym obszarze – od Górnego Śląska po Tarnów, a także w miocenie sfałdowanym okolic Pogórskiej Woli i Pilzna. Osady IV cyklotemu występują od okolic Górnego Śląska po Tarnów, w dolnej części składają się z iłowców anhydrytowych, w górnej – z soli kamiennych znanych jako „sole północne" Bochni i „sole spiżowe górne" Wieliczki, o miąższości 5–30 m. Osady ostatniego V cyklotemu ewaporatów są znane od Górnego Śląska po Tarnów, są to iłowce margliste i iłowce anhydrytowe o łącznej miąższości 2–10 m, jedynie w profilu otworu wiertniczego Szczepanów S-1 ponad iłowcami marglistymi stwierdzono łupki iłowo-anhydrytowe i sole kamienne (o łącznej miąższości ok. 20 m). Formację z Wieliczki można podzielić na pięć ogniw: z Proszówek, z Łężkowic, z Bochni, z Kłaja i ze Szczepanowa (Garlicki, 1994a). W opinii Garlickiego (1994a) wydzielenie formalnych jednostek w randze warstw nie jest konieczne, gdyż w kopalniach soli Wieliczki i Bochni używa się nazw uświęconych wielowiekową tradycją i nazwy te są już szeroko spopularyzowane w polskiej literaturze geologicznej. Ślączka i Kolasa (1997) wyróżnili dwa ogniwa w formacji z Wieliczki w Kopalni Soli Wieliczka: soli pokładowej oraz brekcji solnej, a w południowej części kopalni ponadto ogniwo brekcji płonnej
wapienie mikrytowe i peloidowe, w znacznej części o genezie mikrobialnej oraz (częściowo) sparytowe dedolomity, ze szczątkami rzadkiej fauny i ziarnami kwarcu oraz śladami po kryształach gipsu; tworzyły się w środowisku o podwyższonym zasoleniu, być może w warunkach sebhy
zwykle laminowane iłowce, mułowce i heterolity, zawierające miejscami cieńsze lub grubsze przewarstwienia piasków i piaskowców (od centymetrów do kilkudziesięciu metrów miąższości; zob. np. Kowalewski, 1958a,b, 1959; Alexandrowicz, 1963a; Głowacki i in., 1966; Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974; Jawor, 1983; Czapowski, 1994; Porębski, Oszczypko, 1999; Dziadzio, 2000; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoł, 2006; Dziadzio i in., 2006; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Lelek i in., 2016); niektóre części profilu są zbioturbowane i zawierają bentosową mikro- i makrofaunę, co wskazuje na warunki utleniające na dnie, inne są pozbawione skamieniałości i ichnoskamieniałości – warunki anoksyczne (Ney, 1969; Czapowski, 1994; Czapowski, Gąsiewicz, 2015); często występują w nich konkrecje pirytowe i uwęglone szczątki roślin. W formacji z Machowa, zwłaszcza w osadach zaliczanych do górnego badenu (występujących poniżej poziomu z *Anomanolinoides dividens*, uznawanego za wskaźnikowy dla spągu sarmatu), wyróżniano kilka wydzieleń niższej rangi (ogniw) określanych przeważnie mianem warstw z różnymi skamieniałościami, na północnych obrzeżach zapadliska bezpośrednio na osadach ewaporatowych występują warstwy przegrzebkowe (pektenowe) (Kowalewski, 1958a,b, 1959; Ney, 1969), które ku centralnej części basenu przechodzą w iły spirialisowe (Jurkiewicz, Karnkowski, 1961), w południowej części zapadliska, w okolicach Bochni i Wieliczki, na utworach ewaporatowych występują warstwy chodenickie i grabowieckie wydzielone przez Niedźwieckiego (1883), w sarmacie natomiast na północnych obrzeżach basenu od granicy z Ukrainą po Góry Świętokrzyskie występują warstwy syndesmiowe (Kowalewski, 1958a, b, 1959; Ney, 1969; Pawłowski i in., 1985). Ogniwo iłów i margli przegrzebkowych (pektenowych) tworzą iły margliste i margle, zawierających niekiedy przewarstwienia wapieni i piasków (Kowalewski, 1958b; Ney, 1969; Pawłowski i in., 1985; Czapowski, 1994), najbardziej charakterystyczną cechą tych utworów jest obecność bogatego zespołu mięczaków normalnego morza, w tym bardzo licznych przegrzebków, występuje również bogaty taksonomicznie zespół otwornic bentosowych i planktonicznych. Ogniwo iłów spirialisowych to utwory ilaste z nielicznymi przewarstwieniami mułków i piasków oraz z licznymi przewarstwieniami tufitów i bentonitów, zawierające planktoniczne otwornice i radiolarie, szczątki ryb (łuski, otolity), uwęglone szczątki roślin, a przede wszystkim masowo spotykane i łatwo rozpoznawalne makroskopowo skrzydłonogi z rodzaju *Limacina* [= *Spirialis*] (Jurkiewicz, Karnkowski, 1961; Głowacki i in., 1966). Ogniwo iłów chodenickich tworzą warstwowane iłowce z laminami drobnoziarnistych piasków oraz cienkimi przewarstwieniami dolomitów oraz tufitów (Alexandrowicz, 1961; Garlicki, 1968), zawierające stosunkowo ubogą mikrofaunę i wykazujące brak makrofauny; charakterystyczne jest liczne występowanie promienic, elementów szkieletowych gąbek, szczątków ryb oraz skrzydłonogów i planktonicznych otwornic (Łuczkowska, 1953; Alexandrowicz, 1961). Ogniwo (warstwy) grabowieckie to utwory piaszczyste z przewarstwieniami iłów (Alexandrowicz, 1961; Garlicki, 1968); stosunek piasków do iłów waha się w bardzo szerokich granicach, w piaskach bogucickich przewarstwienia te są bardzo rzadkie (Porębski, Oszczypko, 1999), ale ku centralnym obszarom zbiornika przewarstwień ilastych jest coraz więcej, utwory te zawierają bogaty zespół otwornic planktonicznych i bentosowych (Łuczkowska, 1953; Otfinowski, 1981). Ogniwo iłów syndesmiowych to iły, iły margliste i mułowce często z laminami i przewarstwieniami piasków. Spotyka się w nich konkrecje pirytowe, uwęglone szczątki roślin oraz przewarstwienia tufitowe. W utworach tych występuje słabo zróżnicowana taksonomicznie makro- i mikrofauna wskazująca na obniżone zasolenie (Kowalewski, 1958b; Ney, 1969). Najczęstsze są małże należące do rodzajów: *Abra (*dawniej *Syndesmya) i Ervilia,* sercówki oraz drobne ślimaki

Nazwa (kreator)	Definicja	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań
Formacja z Żelebska (Jasionowski, 1997)	wapienie organogeniczne oraz towarzyszące im utwory silikoklastyczne z normalnomorskimi skamieniałościami	zwykle podłoże, lokalnie starsze osady miocenu	formacja z Żelebska	do kilkudziesięciu	Roztocze	Bielecka (1967); Ney (1969); Pisera (1985); Musiał (1987); Wysocka i in. (2007)
Formacja z Chmielnika (Alexandrowicz i in., 1982)	utwory węglanowe – organodetrytrytyczne i rafowe (mikrobialne) oraz silikoklastyczne zawierające ubogą („brakiczną") taksonomicznie faunę wskazującą na obniżone zasolenie	formacja z Żelebska lub lokalnie starsze osady mioceńskie	brak/osady młodsze (czwartorzędowe)	do kilkudziesięciu	NE obrzeże Gór Świętokrzyskich (tzw. sarmat detrytyczny), dolina Opatówki, zachodnia część Roztocza	Bielecka (1967); Liszkowski, Muchowski (1969); Rutkowski (1976); Pisera (1978); Czapowski (1984); Musiał (1987); Czapowski, Studencka (1990); Łaptaś (1992); Jasionowski (1996); Wysocka i in. (2007); Leszczyński, Nemec (2015)
Formacja z Janowa (Alexandrowicz i in., 1982)	osady silikoklastyczne, głównie piaski i piaskowce	podłoże (kreda)	brak/osady młodsze (czwartorzędowe)	do kilkudziesięciu	Wyżyna Lubelska – izolowane płaty w okolicy Chełma i w rejonie na południe od Lublina	Rutkowski, Harasimiuk (1970); Harasimiuk, Rutkowski (1972)

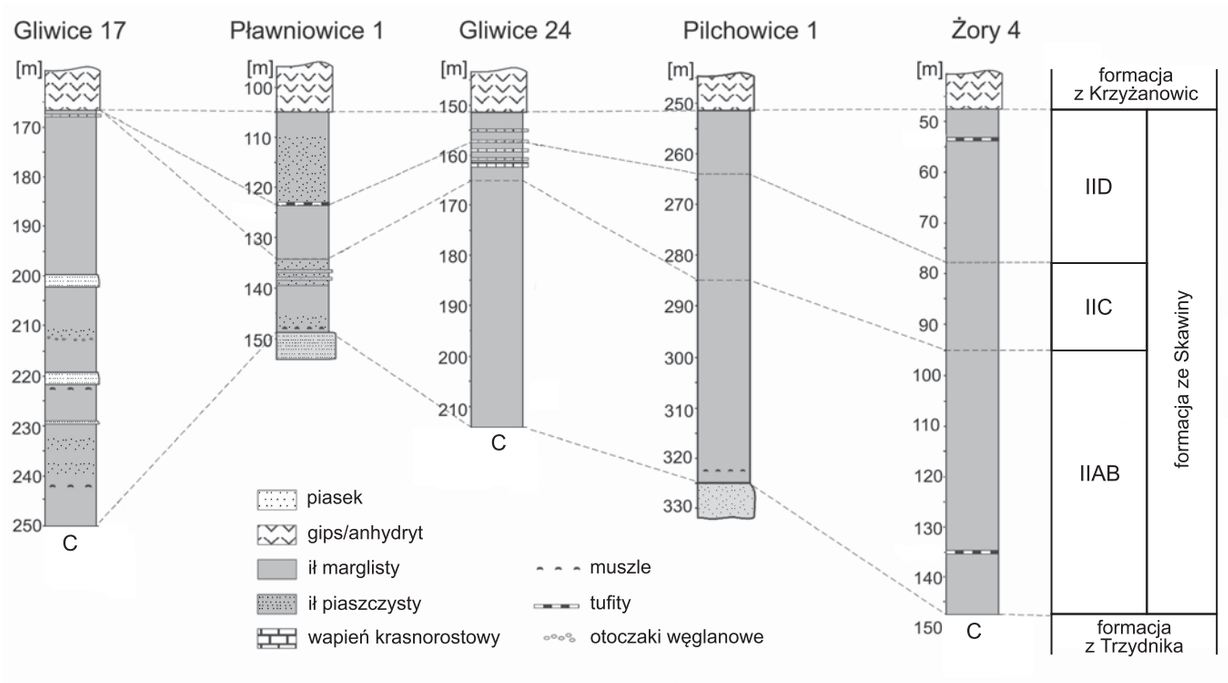


FIG. 23. Osady formacji ze Skawiny w profilach otworów wiertniczych w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego – Górny Śląsk (wg Gonery, Bukowskiego, 2012, zmieniono): IIAB, IIC, IID – poziomy otwornicowe wg Alexandrowicza (1963a)

rangi (Garlicki, 1994a; Jasionowski, 1997; Ślączka, Kolasa, 1997; Kasprzyk, Ortí, 1998). Jasionowski (1997) wydzielił ponadto formację z Radruża (tab. 2). Badeńskie utwory ewaporatowe są znane z licznych otworów wiertniczych. Ponadto odsłonięcia formacji z Krzyżanowic występują na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (fig. 25; Kwiatkowski, 1972, 1974; Niemczyk, 1988, 1995; Bąbel, 2004, 2005). Osady formacji z Radruża występują natomiast w okolicach Radruża oraz na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Ney, 1963, 1969; Musiał, 1987; Peryt, Kasprzyk, 1992). Formacja z Wieliczki odsłania się w kopalniach soli w Wieliczce i Bochni. W brzeżnej strefie zbiornika, w której powstawały osady gipsowe formacji z Krzyżanowic, profil jest wyraźnie dwudzielny, a górna część profilu powstała przez kanibalizację części dolnej. W dolnej części występują pierwotne gipsy autochtoniczne (zrosty wielkokrystaliczne oraz gipsy selenitowe z przewarstwieniami gipsów alabastrowych i stromatolitowych), w górnej natomiast – gipsy allochtoniczne (klastyczne; fig. 26). W kierunku centrum zbiornika obserwuje się zmniejszenie miąższości i zastępowanie gipsów przez anhydryty, a także wzrost udziału redeponowanych gipsów lub anhydrytów (zob. Kubica, 1992; Kasprzyk, Ortí, 1998; Peryt, 2000, 2006; Kasprzyk, 2003). Wyraźną dwudzielność profilu solnego obserwuje się także w Kopalni Soli Wieliczka (fig. 27). Górna część profilu powstała w wyniku spływów podmorskich w południowej części mioceńskiego zbiornika sedymentacyjnego (Kolasa, Ślączka, 1985); także cechy wielu części ogniwa soli pokładowej wskazują na jej redepozycję (Ślączka, Kolasa, 1997; Bukowski, 1997).

Na większości obszaru zapadliska przedkarpackiego (poza jego strefami marginalnymi) ponad poziomem utworów ewaporatowych (formacje z Krzyżanowic i z Wieliczki) występują utwory należące do formacji z Machowa (fig. 21). Obejmuje ona osady ilaste z przewarstwieniami mułów i piasków. W takim ujęciu formacja ta stanowi główną masę wypełniającą zapadlisko przedkarpackie, osiągającą miąższość do 3,5 km, np. w rowie Wielkich Oczu (Ney i in., 1974; Dziadzio, 2000). W dolnej (badeńskiej) części tej formacji występują skamieniałości organizmów normalnomorskich, a w wyższej (sarmackiej) – organizmów żyjących w wodach o obniżonym zasoleniu (zob. np. Kowalewski, 1958a; Studencka, 2015). Materiał terygeniczny, z którego jest zbudowana formacja z Machowa, pochodzi głównie z obszaru Karpat. Wskazują na to wyniki interpretacji danych sejsmicznych (Krzywiec, 1997) oraz obecność redeponowanego materiału karpackiego, w tym otwornic fliszowych (np. Jurkiewicz, 1991). Najstarszym określeniem głównie ilastych osadów basenowych (w pierwotnym ujęciu łącznie z anhydrytami) były iły krakowieckie (Łomnicki, 1898). W późniejszych czasach stratygraficzny zasięg iłów krakowieckich był ograniczany do sarmatu (zob. np. Ney, 1969; Czapowski, 1994; Dziadzio, 2000). Do formacji z Machowa należą także występujące w jej przyspągowych partiach dawne nieformalne wydzielenia litostratygraficzne. Określane były one zwykle mianem warstw z różnymi skamieniałościami (zob. np. Kowalewski, 1958a), którym Jasionowski (1997) nadał rangę ogniw (ogniwo iłów i margli przegrzebkowych [pektenowych], ogniwo iłów spirialisowych, ogniwo iłów syndesmiowych), a także warstwy chodenickie i grabowieckie wraz z piaskami bogucickimi (np. Alexandrowicz, 1961; Porębski, Oszczypko, 1999; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoł, 2006). Utwory formacji z Machowa na całym obszarze występowania to zazwyczaj laminowane iłowce, mułowce i heterolity zawierające miejscami cieńsze lub grubsze przewarstwienia piasków i piaskowców – od centymetrów do kilkudziesięciu metrów miąższości (Śliwiński i in., 2012; Lelek i in., 2016 i literatura tam cytowana). Niektóre części profili są zbioturbowane i zawierają bentosową mikro- i makrofaunę, co wskazuje na warunki utleniające na dnie, inne natomiast są pozbawione ska-

TAB. 2. cd.

Litologia i dalszy podział
wapienie krasnorostowe (dawniej litotamniowe): organodetrytyczne, rodoidowe i rafowe oraz piaski kwarcowe i podrzędnie iły; szczegółowy opis tych utworów wraz z profilami licznych odsłonięć został przedstawiony przez Neya (1969) i Musiała (1987); najbardziej charakterystycznym typem litologicznym są rafy glonowo-ślimakowe (wermetusowo-krasnorostowe) (Pisera, 1985), które można wydzielić jako ogniwo rafowych wapieni glonowo-ślimakowych z Węglinka (Jasionowski, 1997); utwory formacji z Żelebska zawierają liczne skamieniałości płytkiego normalnego morza (Jakubowski, Musiał, 1979; Krach, 1981; Pisera, 1985; Studencka, 1994)
osady terygeniczne – należące do tzw. sarmatu detrytycznego, znane na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (zob. Rutkowski, 1976; Czapowski, 1984; Czapowski, Studencka, 1990; Łaptaś, 1992; Leszczyński, Nemec, 2015), wapienie, margle, piaski na zachodnim Roztoczu (zob. Bielecka, 1967; Musiał, 1987; Jasionowski, 1996); w obrębie tej formacji, szczególnie na obszarze Roztocza (zob. Musiał, 1987; Pisera, 1978; Jasionowski, 1996), a szczątkowo także na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (zob. Rutkowski, 1976; Stachacz, 2007), występują charakterystyczne budowle węglanowe, określane dawniej mianem raf serpulowych (np. Bielecka, 1967), budowane przez mikrobiality obrastające rurki serpulidów i niekiedy szkielety gałązkowych mszywiołów (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978; Jasionowski, 1996). Utwory te wydzielono (Jasionowski, 1997) jako osobną jednostkę litostratygraficzną w randze ogniwa wapieni serpulowo-mikrobialitowych z Łysakowa; utwory formacji z Chmielnika charakteryzują się ubogą taksonomicznie, lecz często bogatą w osobniki, fauną charakterystyczną dla środowisk o obniżonym zasoleniu (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978, 1996; Czapowski, Studencka, 1990; Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011)
piaski i krzemionkowe piaskowce kwarcowe; w piaskowcach licznie występują małże i ślimaki, miejscami skała ma charakter zlepu muszlowego; na typowy profil formacji składają się drobno-, średnio- i gruboziarniste piaski, bezstrukturalne lub poziomo i przekątnie laminowane, często zaburzone w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego

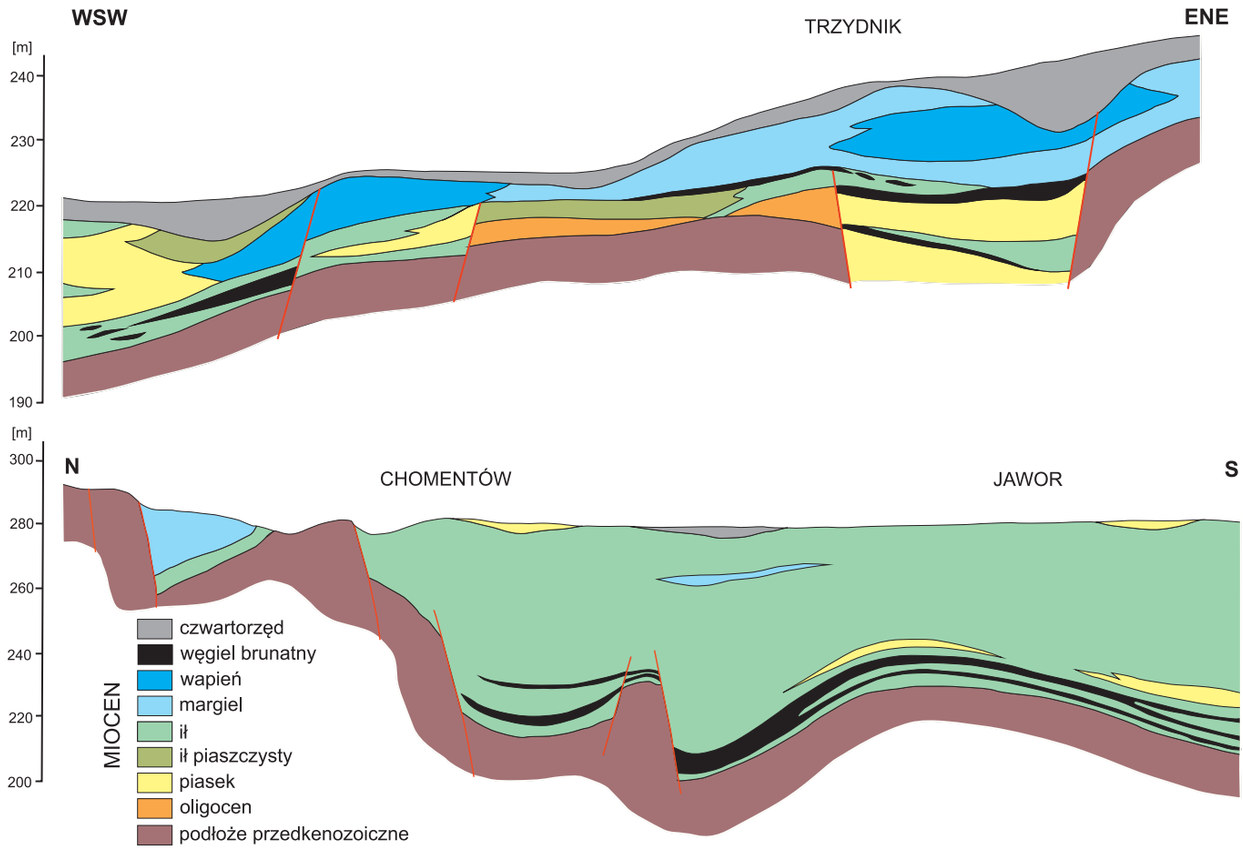


FIG. 24. Osady formacji z Trzydnika w odsłonięciach w Trzydniku i Chomentowie oraz formacji z Pińczowa – Chomentów i formacji z Żelebska – Trzydnik (Kasiński, Piwocki, 1994, zmieniono)

mieniałości bentosowych lub ichnoskamieniałości i jednocześnie często zawierają konkrecje pirytowe oraz uwęglone szczątki roślin, co jest wskaźnikiem warunków anoksycznych (np. Ney, 1969; Czapowski, 1994; Czapowski, Gąsiewicz, 2015).

Na obrzeżach zapadliska przedkarpackiego odpowiednikami formacji z Machowa są formacje z Żelebska, Chmielnika i Janowa (fig. 21, 28). Pierwsza z nich jest wieku późnobadeńskiego, a dwie pozostałe sarmackiego (zob. np. Jasionowski, 1997). Do formacji z Żelebska należą wapienie organogeniczne (w tym rafowe) oraz towarzyszące im utwory silikoklastyczne, zawierające pełnomorską faunę i florę, odsłaniające się na Roztoczu od doliny Wisły po granicę z Ukrainą (Pisera, 1985; Musiał, 1987; Wysocka i in., 2007). Utwory te są młodsze od osadów ewaporatowych i były włączane do formacji z Pińczowa (zob. Alexandrowicz i in., 1982), która jednak należy do kompleksu podewaporatowego. W porównaniu do podobnych litologicznie osadów węglanowych formacji z Pińczowa nie zawierają one taksonów ciepłolubnej fauny i flory (np. Studencka, 2024), w tym np. koralowców czy dużych otwornic. Do formacji z Chmielnika z kolei należą wapienne i terygeniczne utwory tzw. sarmatu detrytycznego, znane z obrzeża Gór Świętokrzyskich (Rutkowski, 1976; Czapowski, 1984; Czapowski, Studencka, 1990; Łaptaś, 1992; Leszczyński, Nemec, 2015) oraz częściowo podobne utwory na zachodnim Roztoczu (Bielecka, 1967; Musiał, 1987; Jasionowski, 1996). Charakteryzują się one ubogą taksonomicznie, lecz często bogatą w osobniki, fauną typową dla środowisk o obniżonym zasoleniu (Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978, 1996; Czapowski, Studencka, 1990; Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011). Badania sedymentologiczne osadów z obrzeża Gór Świętokrzyskich wskazują na ich sedymentację w formie barier i nasypów piaszczystych, których materiał pochodził głównie z niszczenia starszych osadów mioceńskich, m.in. zawierają redeponowane badeńskie krasnorosty (Czapowski, Studencka, 1990; Leszczyński, Nemec, 2015). W obrębie tej formacji, wśród osadów detrytycznych szczególnie na obszarze Roztocza (Musiał, 1987; Pisera 1978; Jasionowski, 1996), a szczątkowo także na obrzeżu Gór Świętokrzyskich (Rutkowski, 1976; Stachacz, 2007), występują charakterystyczne budowle węglanowe (rafy), określane dawniej mianem raf serpulowych (Bielecka, 1967; Liszkowski, Muchowski, 1969; Pisera, 1978), a później – raf serpulowo-mikrobialitowych (Jasionowski, 1996; Studencka, Jasionowski, 2011). Formację z Janowa (Alexandrowicz i in., 1982) tworzą zachowane szczątkowo na Wyżynie Lubelskiej płytkowodne piaszczyste osady z odciskami i ośródkami sarmackich małżów i ślimaków (Rutkowski, Harasimiuk, 1970; Harasimiuk, Rutkowski, 1972).

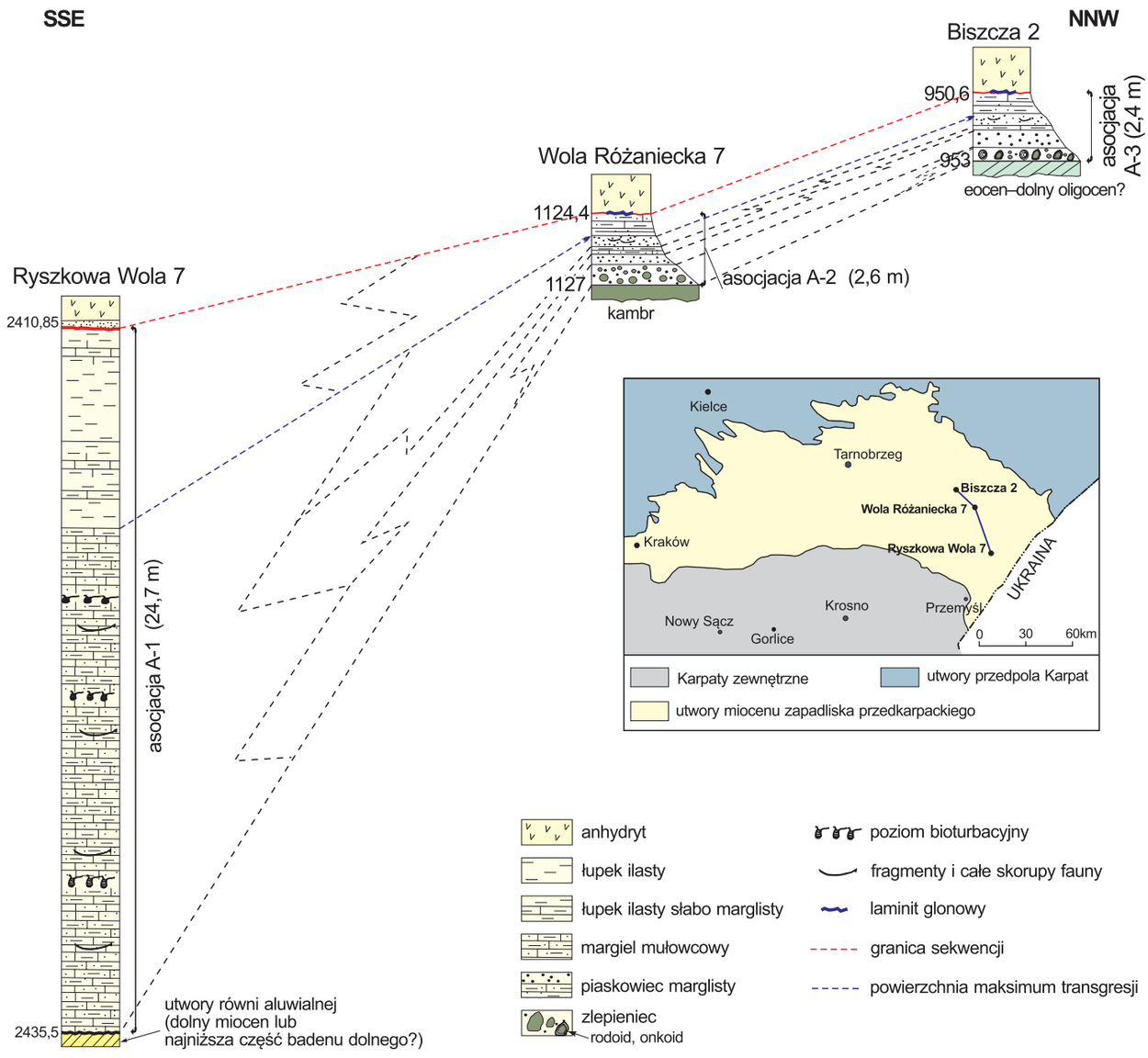


FIG. 25. Osady warstw baranowskich w otworach wiertniczych ze wschodniej części zapadliska przedkarpackiego z wydzielonymi trzema asocjacjami facjalnymi (wg Dziadzio, 2000, zmieniono)

2.2.2. Biostratygrafia

We wczesnym okresie badań podziały biostratygraficzne utworów mioceńskich wypełniających zapadlisko przedkarpackie były oparte na makrofaunie. W przypadku morskich utworów badenu wykorzystywano przede wszystkim małże z grupy przegrzebków (np. Friedberg, 1932; Krach, 1958; Studencka, 1999). W sarmacie, z powodu panujących warunków środowiskowych (obniżone zasolenie), przegrzebki były nieobecne i do rozpoziomowania stosuje się inne taksony małżowe (zob. Studencka i in., 1998; Studencka, 1999, 2015). Obecnie biostratygrafia zapadliska przedkarpackiego bazuje przede wszystkim na otwornicach i nanoplanktonie (fig. 29). Osady ewaporatowe nie zawierają mikro- i makrofauny, więc nie są wprost datowane biostratygraficznie. Pierwsze prace dotyczące biostratygrafii otwornicowej w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, głównie na Górnym Śląsku, zostały wykonane przez Alexandrowicza (1958, 1963a). Wydzielił on kilka poziomów otwornicowych oznaczonych kombinacją cyfr rzymskich i symboli greckiego alfabetu, które generalnie są stosowane do dzisiaj (Gonera, 1997, 2001). W utworach mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego również wyróżniono kilka poziomów otwornicowych (np. Kirchner, 1956; Łuczkowska, 1958; Alexandrowicz, 1963b,1964; Garecka, Olszewska, 2011; Peryt i in., 2021, 2024), nazwane na podstawie dominujących taksonów. Utwory wypełniające zapadlisko przedkarpackie dają się na podstawie nanoplanktonu korelować z innymi basenami Paratetydy, jak też z regionem śródziemnomorskim (Martini, 1977; Peryt, 1987, 1997, 1999; Dudziak, Łuczkowska, 1991; Gaździcka, 1994, 2015; Garecka, Jugowiec, 1999; Garecka, Olszewska, 2011; Oszczypko-Clowes i in., 2012; Lelek i in., 2016; Peryt i in., 2021; Wójcik i in., 2021). Osady te należą do poziomów od NN2 do NN8.

2.2.3. Chronostratygrafia

Wiek bezwzględny osadów mioceńskich wypełniających zapadlisko przedkarpackie został określony w ostatnich latach radiometrycznie poprzez datowanie przewarstwień osadów wulkanogenicznych (tufitów) metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$. Wydatowano kilka poziomów tufitowych z utworów podewaporatowych, ewaporatowych i nadewaporatowych w rejonie Krakowa (Bukowski i in., 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011). W ten sposób określono początek kryzysu salinarnego na 13,81 ±0,08 mln lat temu. Z kolei wiek tufitów w utworach nadewaporatowych z dolnej części formacji z Machowa (warstwy pektenowe) we wschodniej części zapadliska w otworze Babczyn 2 określono na 13,06 ±0,11 mln lat (Śliwiński i in., 2012). Identyczny wiek uzyskano ostatnio dla utworów piroklastycznych związanych z wybuchem wulkanu zlokalizowanego na północnych obrzeżach basenu panońskiego na terenie obecnych Węgier (Karátson i in., 2025), co może wskazywać na źródło materiału piroklastycznego.

2.2.4. Stratygrafia sekwencji

Analiza osadów wypełniających zapadlisko przedkarpackie w ramach stratygrafii sekwencji i stratygrafii sejsmicznej była prowadzona w ostatnim ćwierćwieczu (Dziadzio, 2000; Porębski i in., 2003; Dziadzio i in., 2006; Mastalerz i in., 2006; Porębski, Warchoł, 2006; Leszczyński, Nemec, 2015). W dużej mierze było to możliwe dzięki temu, że znaczna część zapadliska jest bardzo dobrze rozpoznana sejsmicznie w celu poszukiwań złóż węglowodorów. Na obszarze centralnej i wschodniej części zapadliska Dziadzio (2000) i Dziadzio i in. (2006) w profilu utworów badenu i sarmatu wyróżnili trzy sekwencje depozycyjne trzeciego rzędu (fig. 30).

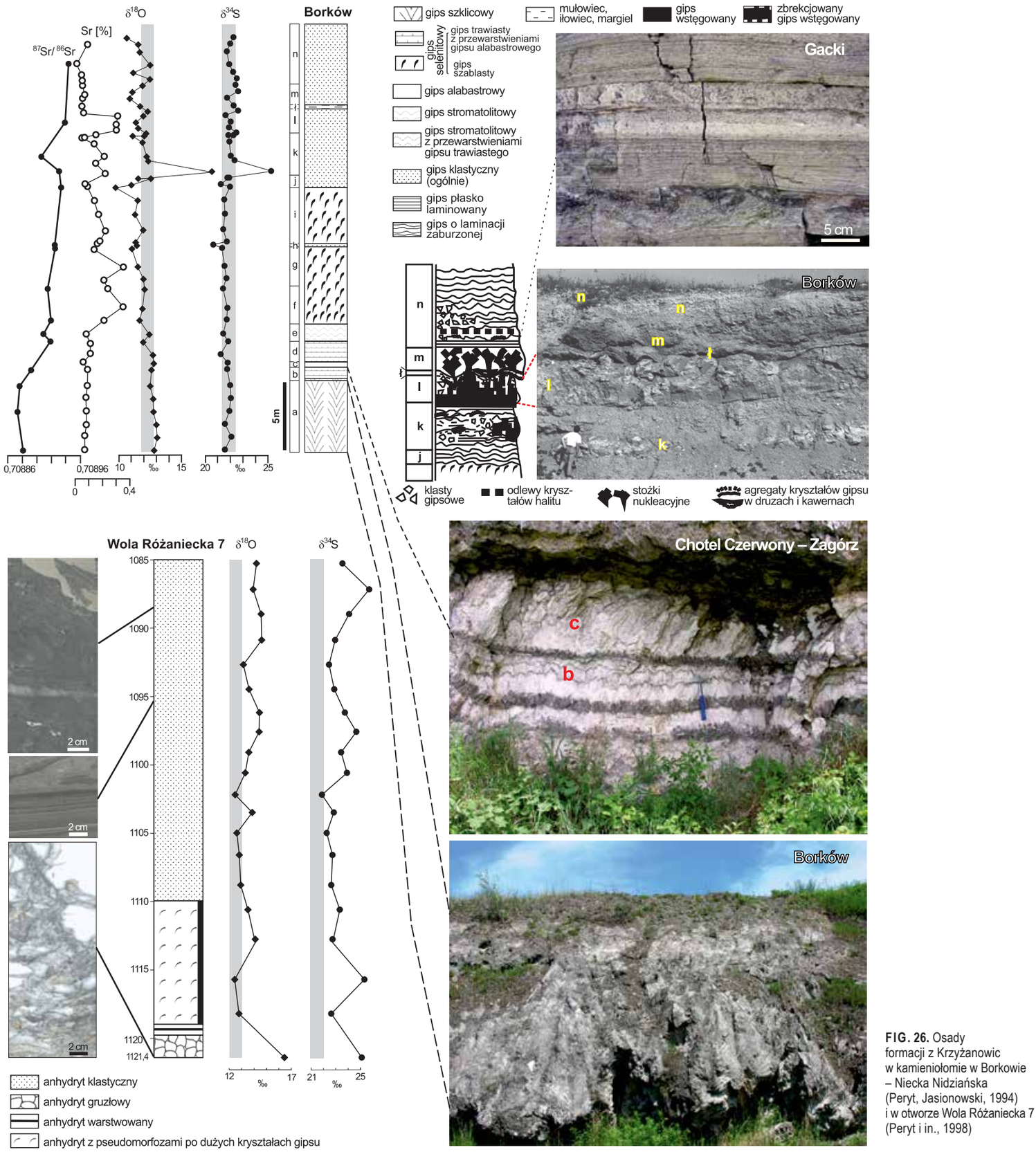


FIG. 26. Osady formacji z Krzyżanowic w kamieniołomie w Borkowie – Niecka Nidziańska (Peryt, Jasionowski, 1994) i w otworze Wola Różaniecka 7 (Peryt i in., 1998)

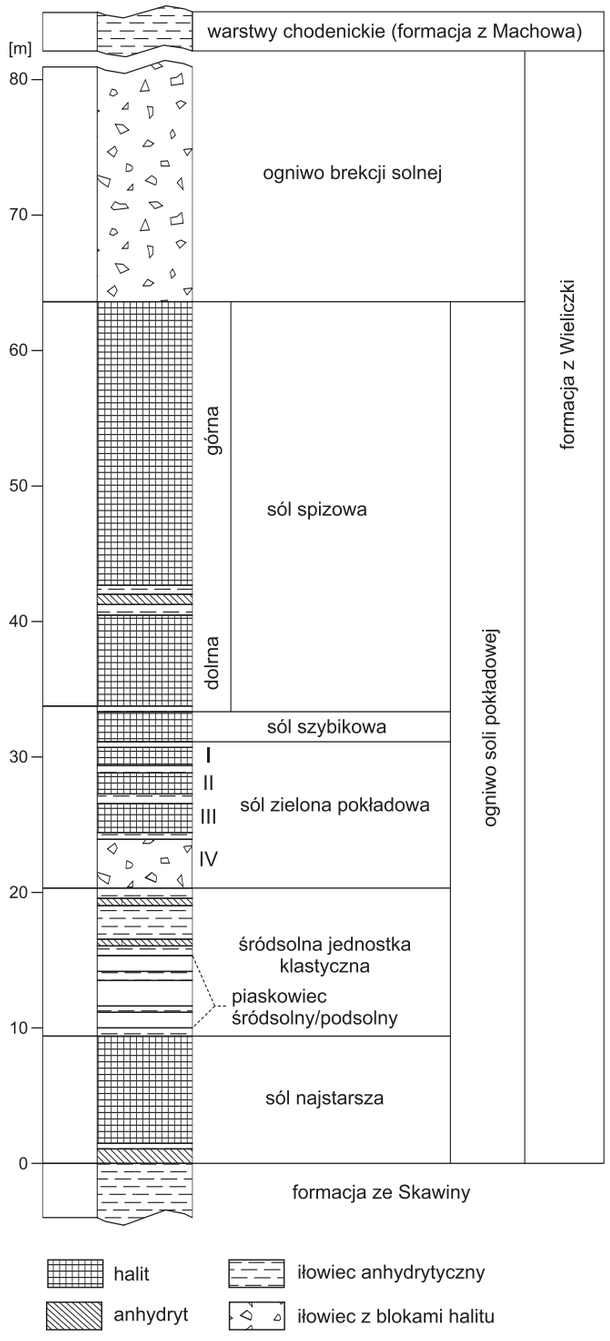


FIG. 27. Profil osadów formacji z Wieliczki (wg Wiewiórki, 1988, zmienione przez Rowana i in., 2020)

Pierwsza sekwencja obejmuje utwory dolnego badenu (większość profilu warstw baranowskich) deponowane w warunkach stopniowego wzrostu, a następnie bardzo szybkiego spadku względnego poziomu morza (fig. 25). Druga obejmuje stropowe części warstw baranowskich, ewaporaty i najniższą część formacji z Machowa (górny baden), które były deponowane w warunkach stopniowego wzrostu poziomu morza. Trzecia to sarmacka część formacji z Machowa, składająca się z co najmniej czterech sekwencji niższego rzędu (zob. Dziadzio, 2000). W rejonie Krakowa w osadach formacji z Machowa (górny baden i dolny sarmat; warstwy chodenickie i grabowieckie) Porębski i in. (2003) wyróżnili sześć sekwencji depozycyjnych czwartego rzędu.

2.2.5. Chemostratygrafia

Badania chemostratygraficzne na obszarze zapadliska przedkarpackiego prowadzono w niewielkim zakresie (Gąsiewicz i in., 2004; Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Gąsiewicz, 2015). Gąsiewicz i in. (2004) w kilku rdzeniach z otworów na południe od Tarnobrzega w osadach nadewaporatowych wydzielili trzy odrębne poziomy chemostratygraficzne, różniące się cechami geochemicznymi. Cechują się one zmiennymi wartościami izotopowymi tlenu i węgla oraz, z wyjątkiem takiej samej zawartości P_2O_5, średnimi koncentracjami szeregu pierwiastków/składników chemicznych. Przyjmuje się, że są one odzwierciedleniem zmian środowiskowych, jakie nastąpiły podczas sedymentacji tych osadów. Interesujący jest fakt, że według tych badań granica chemostratygraficzna nie pokrywa się z granicą biostratygraficzną między badenem a sarmatem. Do takich samych wniosków doszli także Czapowski i Gąsiewicz (2015) w związku z badaniami prowadzonymi w otworach Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 i Busko (Młyny) PIG 1 z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich. Pojawienie się sarmackich zespołów faunistycznych i nanoplanktonu nastąpiło w obu tych otworach wcześniej niż zarejestrowana zmiana w składzie geochemicznym utworów przejściowych między badenem a sarmatem.

2.2.6. Magnetostratygrafia

Badania magnetostratygraficzne na obszarze zapadliska przedkarpackiego prowadzono także w niewielkim zakresie. Pierwsze badania magnetostratygraficzne zostały wykonane dla osadów formacji z Machowa z otworu Jamnica-119 (Król, Jeleńska, 1999). Wyniki tych badań są jednak mało wiarygodne – przypisano te osady do magnetochron C3Br.3r i C5n.2n odpowiadających wiekowi 10,7–7,4 mln lat, co jest zdecydowanie za młodą datą. Sant i in. (2015) przeprowadzili pilotowe badania paleomagnetyczne formacji z Machowa w dwóch otworach – Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 i Busko (Młyny) PIG 1 – z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w których nawiercono granicę baden/sarmat. Również one nie przyniosły zadowalających wyników. Zaobserwowany wzorzec polaryzacji R-N-R w badeńskiej części rdzenia otworu Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 sugeruje niepewną korelację z magnetochronami C5AAr-C5Aan-C5Ar.3r, co z kolei wskazuje na wiek 12,8 ±0,1 mln lat dla granicy baden/sarmat (fig. 31).

2.2.7. Historia sedymentacji mioceńskiej

Rozwój zapadliska przedkarpackiego może być podzielony na kilka etapów (Oszczypko, 2006; Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012):

1) We wczesnym miocenie nastąpiło przejście ze stadium szczątkowego basenu fliszowego do stadium zapadliska. Pod wpływem obciążenia nasuwającymi się Karpatami utworzyła się na platformie depresja fleksuralna (wewnętrzne zapadlisko; Oszczypko, 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Na początkowym etapie tworzyły się osady lądowe (grubokruchowe osady stożków aluwialnych – formacja z Zawoi) i morskie (iłowce i mułowce – formacja z Zebrzydowic) związane z rozwojem tektoniki blokowej na przedpolu górotworu Karpat fliszowych (Moryc, 2005). Następnie osady te zostały przykryte przez spływy grawitacyjne powstające w czołowej części jednostki podśląskiej (olistostromy formacji z Suchej i Zamarsk – tzw. „nasunięcia starostyryjskie", zob. Oszczypko, 2006). Później doszło do intensywnej subsydencji i akumulacji gruboklastycznych osadów stożków aluwialnych (formacja stryszawska), pochodzących zarówno z niszczenia brzegu Karpat, jak i wyniesionych fragmentów platformy (Oszczypko, 2006).
2) Wczesno- i środkowobadeńskie poszerzenie basenu nastąpiło na skutek transgresji morskiej na północne przedpole Karpat fliszowych. W wyniku tej wczesnobadeńskiej transgresji północny brzeg basenu przesunął się 30–100 km na północ. Od tego czasu aż do schyłku rozwoju zapadliska tempo subsydencji było wyższe niż tempo sedymentacji, co skutkowało dominacją sedymentacji morskiej (Oszczypko, 2006). Otwarte połączenia basenu zapadliska z obszarem panońskim, a za jego pośrednictwem z obszarem śródziemnomorskim (Popov i in., 2004), pozwoliły na zapanowanie warunków normalnomorskich. Panował wtedy ciepły klimat (środkowomioceńskie optimum klimatyczne – MMCO), co manifestowało się obecnością różnych ciepłolubnych taksonów (Studencka, 2024). W stropowej części formacji ze Skawiny obserwuje się, na podstawie danych mikrofaunistycznych i izotopowych, stopniowe ochłodzenie związane ze stadium przejściowym środkowomioceńskiego klimatu, następujące po MMCO (Gonera, Bukowski, 2012; Gonera, 2018). W zachodniej części zapadliska przedkarpackiego szybka subsydencja skutkowała powstaniem dużej miąższości osadów basenowych (formacja skawińska), przy czym na południu był widoczny wyraźny wpływ erozji nasuwającego się górotworu Karpat fliszowych (obecność gruboklastycznych osadów). W części wschodniej z kolei dominowała depozycja utworów bardziej płytkowodnych/szelfowych niewielkiej miąższości (warstwy baranowskie). Na południowych obrzeżach zapadliska głęboko wcięte paleogeńskie doliny były wypełnione osadami dolnego i środkowego miocenu (dolny i środkowy baden; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Na północnych obrzeżach tworzyły się litoralne osady węglanowe i piaszczyste (formacja z Pińczowa). Jedynie lokalnie, w izolowanych przejściowych lądowo-morskich środowiskach bagiennych, powstawały utwory burowęglowe (formacja z Trzydnika).
3) Kryzys salinarny w późnym badenie rozpoczął się od sedymentacji ewaporatów (formacje z Wieliczki i Krzyżanowic). Było to związane z początkiem środkowomioceńskiego globalnego ochłodzenia Mi3b 13,81 ±0,08 mln lat temu (de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011) i izolacją basenu zapadliska od innych basenów

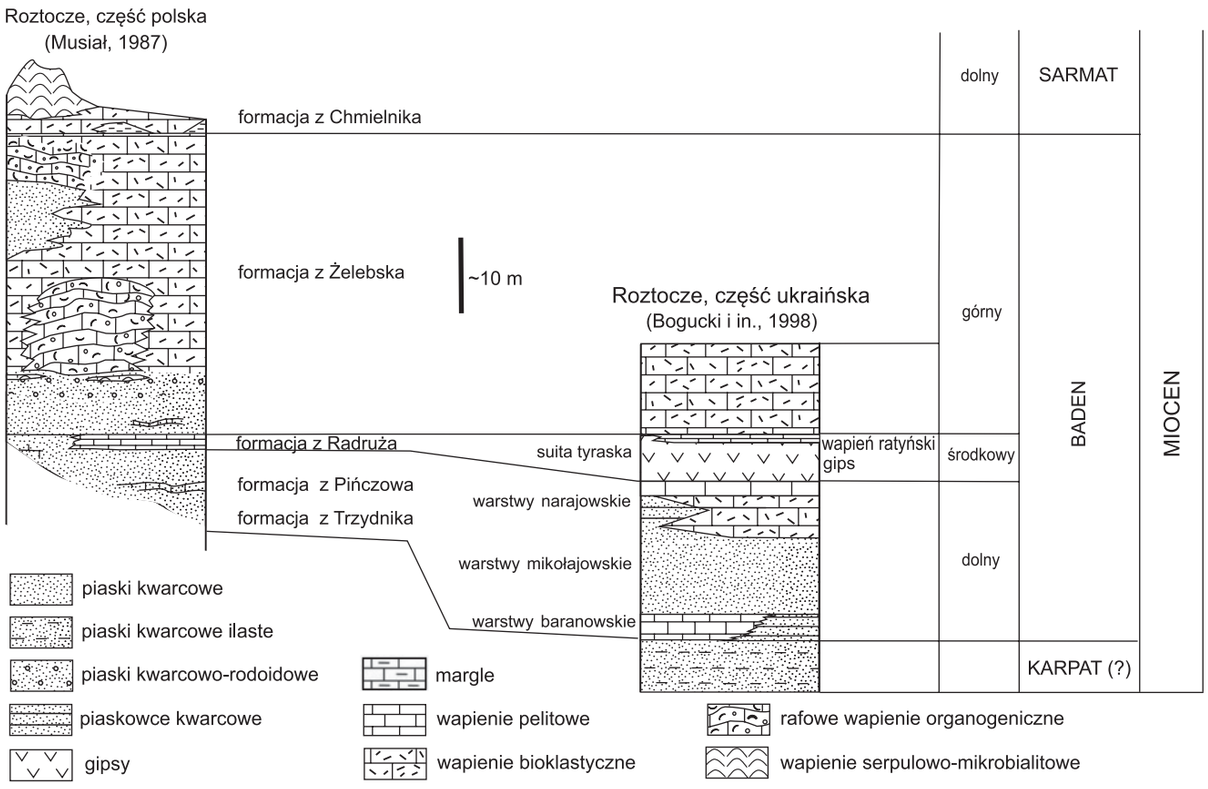


FIG. 28. Podziały litostratygraficzne utworów badenu i sarmatu obszaru Roztocza w Polsce i na Ukrainie (Jasionowski i in., 2012, zmieniono)

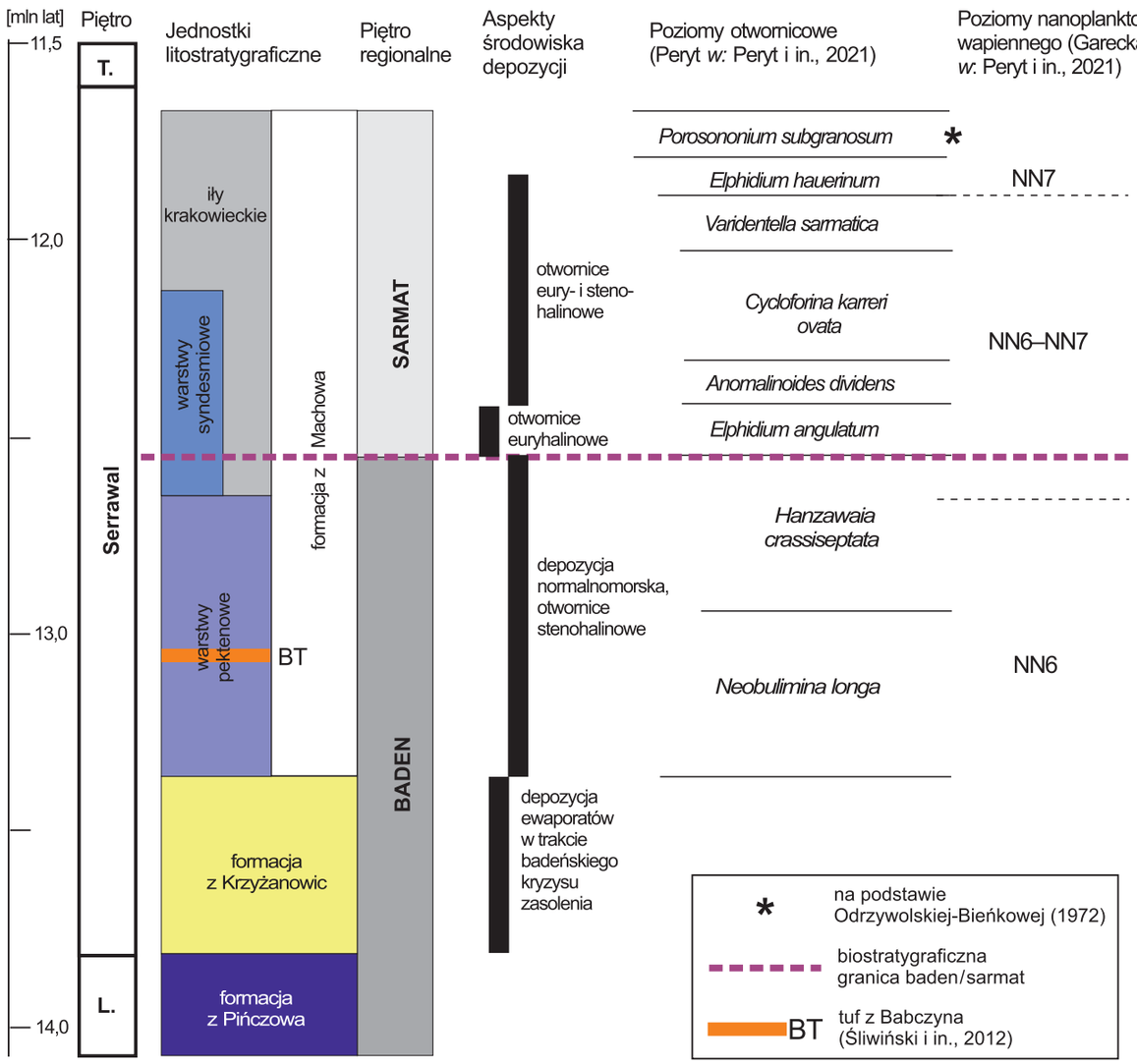


FIG. 29. Biostratygrafia otwornicowa osadów nadewaporatowych w otworze Babczyn 2 (Peryt i in., 2024b, zmieniono)

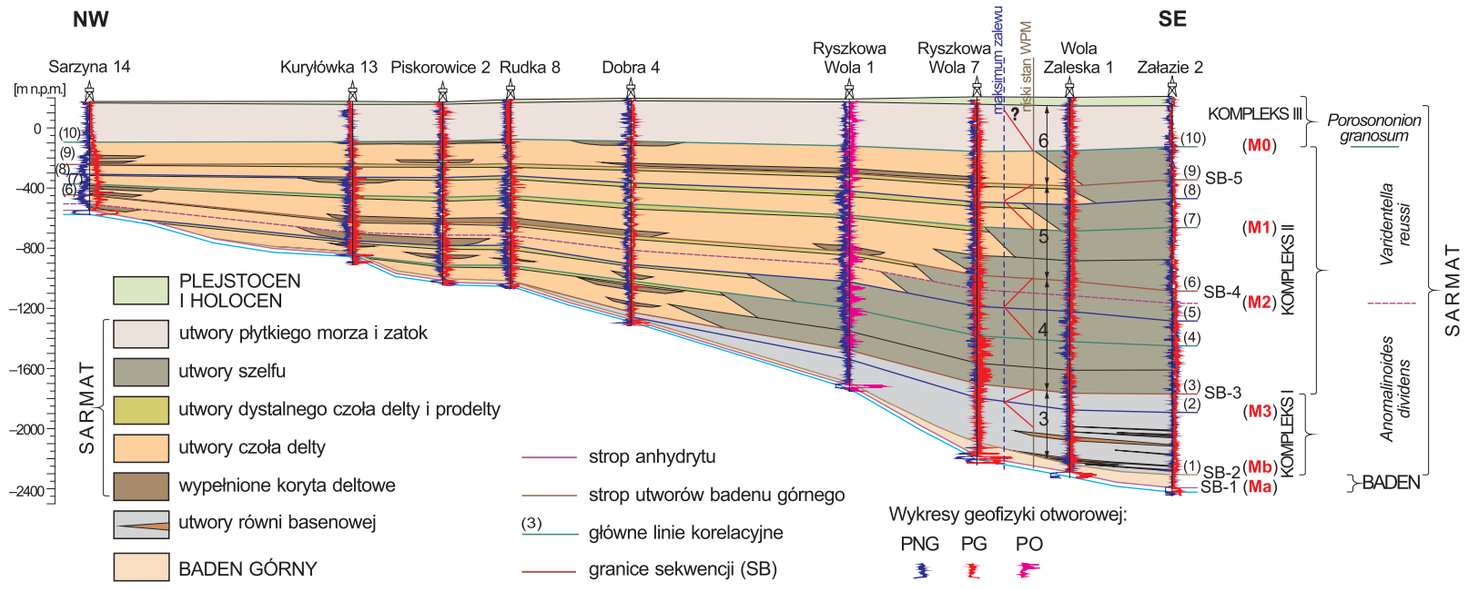


FIG. 30. Sekwencje depozycyjne w osadach badenu i sarmatu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Dziadzio i in., 2006): PNG – profilowanie neutron-gamma, PG – profilowanie gamma; PO – profilowanie oporności

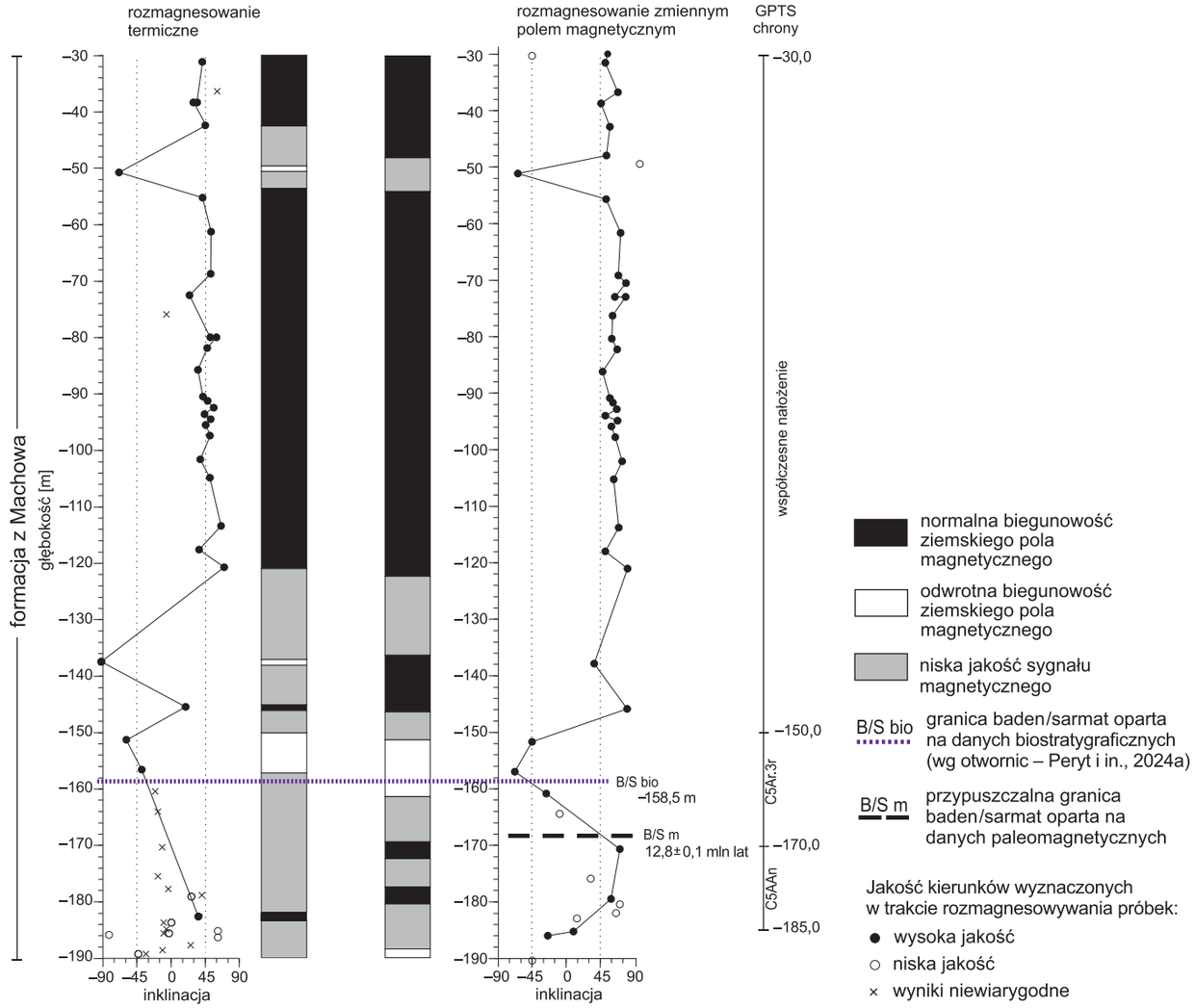


FIG. 31. Wyniki badań magnetostratygraficznych w otworze wiertniczym Kazimierza Wielka (Donosy) PIG 1 (Sant i in., 2015, zmieniono)

paratetydzkich (Popov i in., 2004). W czasie sedymentacji ewaporatów istotną rolę odgrywał dopływ wód rzecznych (Garlicki, Wiewiórka, 1981; Garcia Veigas i in., 1997; Petrichenko i in., 1997; Bukowski i in., 2001; Cendón i in., 2004; Schreiber i in., 2007; Dopieralska i in., 2024). Ważnym czynnikiem warunkującym depozycję ewaporatów była ewolucja orogenu karpackiego, której odzwierciedleniem jest wyraźna, wspomniana wyżej, dwudzielność profili ewaporatowych. Sedymentacja ewaporatów ustała ok. 13,32 ±0,07 mln lat temu (de Leeuw i in., 2018).

4) Późnobadeńsko-sarmacki basen terminalny istniał po kryzysie salinarnym. Nastąpił wtedy na krótki czas powrót do normalnomorskiej sedymentacji. Zarys tego basenu w planie był zbliżony do tego z okresu przed sedymentacją ewaporatów. Następnie, na skutek zmian paleogeograficznych, nastąpiło zerwanie połączeń z basenem panońskim i szerokie otwarcie basenu zapadliska na Paratetydę Wschodnią. Granica biostratygraficzna między badenem a sarmatem w zapadlisku przedkarpackim, tak jak w całej Paratetydzie Środkowej, ma charakter ekostratygraficzny i jest wyznaczona przez drastyczne zmiany w składzie makro- i mikrofauny (przełom faunistyczny znany jako *Badenian–Sarmatian Extinction Event* – zob. Harzhauser, Piller, 2007). Początek sarmatu wyznacza całkowity zanik fauny stenohalinowej związany ze zmianą chemizmu wód (od wód normalnomorskich w badenie do wód o obniżonym zasoleniu w sarmacie – zob. Studencka, Jasionowski, 2011; Śliwiński i in., 2012; Peryt i in., 2024a, b). Był on skutkiem zmian paleogeograficznych – basen zapadliska przedkarpackiego stracił połączenia z pozostałymi basenami Paratetydy Środkowej (basenem panońskim) i jednocześnie uzyskał szerokie połączenie z Paratetydą Wschodnią, stając się jej integralną częścią (Popov i in., 2004; Studencka, Jasionowski, 2011). To z kolei skutkuje koniecznością stosowania w stratygrafii sarmatu wydzieleń chrono- i biostratygraficznych właściwych dla Paratetydy Wschodniej. Sprowadza się to do wydzielania sarmatu *s.l.* i niewydzielania panonu, gdyż młodszych osadów niż sarmat *s.l.* w zapadlisku przedkarpackim nie znaleziono.Spągowe, badeńskie partie formacji z Machowa w SE części zapadliska przedkarpackiego tworzyły się w warunkach otwartej sedymentacji z zawiesiny w środowisku głębokiego szelfu zewnętrznego. Wskazuje na to ich charakterystyka sedymentologiczna (drobnolaminowane łupki ilaste), obecność pelagicznej fauny (skrzydłonogi) i palinofacje (Dziadzio, 2000). Wyżej, w jeszcze górnobadeńskiej części profilu, zaznacza się obecność osadów prądów zawiesinowych. W sarmackiej części profilu (iły krakowieckie) wyróżniono trzy różne kompleksy osadowe: równi basenowej, osadów deltowych nasypów przyujściowych i osadów zatok (Dziadzio, 2000; Dziadzio i in., 2006). Sedymentacja utworów tworzących formację z Machowa na południe od Gór Świętokrzyskich odbywała się w stosunkowo głębokim i spokojnym zbiorniku morskim z zawiesiny i była przerywana epizodami dynamicznej depozycji z prądów gęstościowych – tworzyły się turbidyty zawierające grube przewarstwienia piaszczyste (Czapowski, 1994; Czapowski, Gąsiewicz, 2015). U schyłku depozycji utworów formacji z Machowa na tym obszarze pojawiły się, na skutek możliwego spłycenia i rosnącej dostawy materiału klastycznego ze strefy brzegowej, osady piaszczyste o cechach dystalnej strefy delt rzecznych i delt przyujściowych przesmyków (formacja z Chmielnika; Czapowski, Studencka, 1990; Leszczyński, Nemec, 2015). W rejonie Krakowa osady formacji z Machowa tworzyły się w warunkach deltowo-szelfowych (Porębski, Oszczypko, 1999; Porębski i in., 2003; Porębski, Warchoł, 2006). Powstały wtedy delty krawędziowe zasilane przez rzeki z Karpat. Niosły one dużą ilość zawiesiny o wysokim stosunku muł/piasek, co sprzyjało tworzeniu się długotrwałych prądów zawiesinowych o charakterze przepływów hiperpiknalnych (Porębski, Warchoł, 2006). W północnej strefie marginalnej powstawały płytkowodne osady węglanowe (w tym rafy na Roztoczu) i klastyczne (formacje z Żelebska i Chmielnika). Na koniec doszło do transgresji morza sarmackiego na obszar obecnej Wyżyny Lubelskiej, po której pozostały piaszczyste utwory należące do formacji z Janowa.

2.3. PLIOCEN NA OBSZARZE ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Do pliocenu są przypisywane osady żwirowe o miąższości do 10 m, pozbawione morskich skamieniałości. Nie są one związane genetycznie z rozwojem zapadliska przedkarpackiego i stanowią osobny etap sedymentacji neogeńskiej na tym obszarze. Występują ponad osadami mioceńskimi w wielu miejscach na obszarze zapadliska przedkarpackiego – Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1987) i jej obrzeży, m.in. w okolicach między Osiekiem a Tarnobrzegiem (Makowska, 1987), w rejonie Buska (Walczowski, 1977) i Krakowa (Rutkowski, 1987). Najbardziej znanymi utworami tego rodzaju są tzw. żwiry witowskie (seria witowska) występujące w rejonie między Brzeskiem Nowym a Koszycami (fig. 32; Łyczewska, 1948; Nawrocki, Wójcik, 1990; Brud, Worobiec, 2003; Brud, 2004; Rauch-Włodarska i in., 2006; Mol i in., 2024). Są to utwory fluwialne rzeki roztokowej (Brud, Worobiec, 2003; Mol i in., 2024). Wiek tych utworów był przedmiotem dyskusji – postulowano wiek od miocenu po czwartorzęd (zob. Brud, Worobiec, 2003), jednak znalezione w nich szczątki makroflory wskazują na powstanie w późnym miocenie lub pliocenie (Brud, Worobiec, 2003).

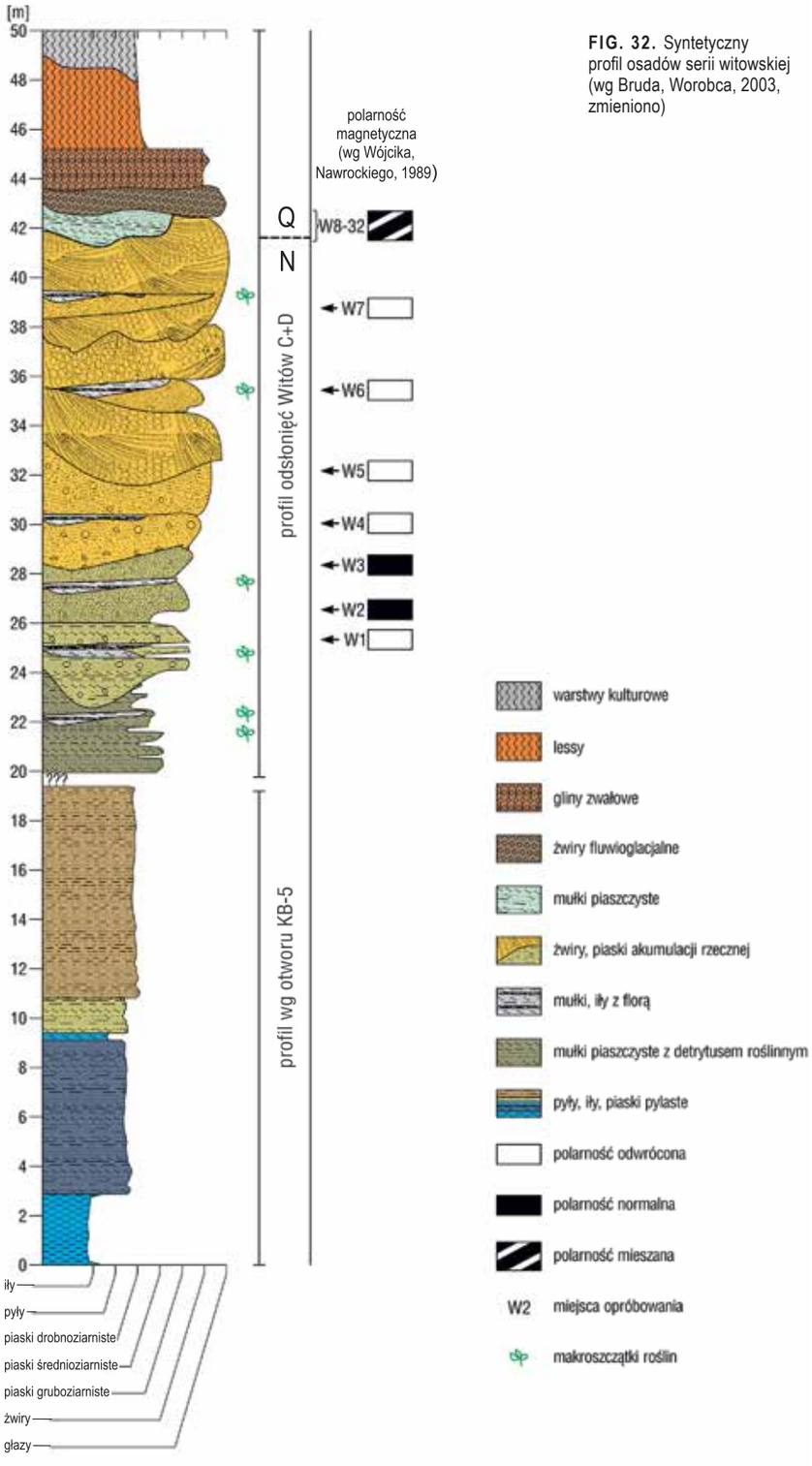


FIG. 32. Syntetyczny profil osadów serii witowskiej (wg Bruda, Worobca, 2003, zmieniono)

3 Neogen Karpat

Tomasz Malata

Utwory neogenu w Karpatach zewnętrznych nie są zbyt rozprzestrzenione, za to są silnie zróżnicowane pod względem genezy, wykształcenia litologicznego i pozycji (tab. 3). Ogólnie obejmują:

1) dolnomioceńskie osady morskie powstałe w schyłkowym okresie istnienia basenów karpackich;
2) niezgodnie leżące na osadach basenu Karpat zewnętrznych mioceńsko-plioceńskie osady zapadlisk śródgórskich, być może o charakterze basenów *pull-apart*, które rozpoczynają się osadami lądowymi i słodkowodnymi, a ku górze miejscami (Kotlina Sądecka) przechodzą w osady morskie;
3) mioceńskie osady zapadliska przedkarpackiego, które transgredowały na sfałdowane i zerodowane osady basenu Karpat zewnętrznych; występują głównie w brzeżnej, północnej części Karpat.

Przynależność wiekowa szeregu osadów, którym przypisuje się wiek neogeński, jest kontrowersyjna ze względu na wykluczające się oznaczenia wiekowe różnych grup skamieniałości, a w przypadku osadów lądowych ze względu na trudności z datowaniem. Osady neogenu powstałe w basenie Karpat zewnętrznych są wyróżniane w profilach jednostek: skolskiej, podśląskiej, śląskiej i magurskiej. W pierwszych trzech obecność osadów dolnego miocenu nie budzi żadnych wątpliwości. Obejmują one niewielkie części warstw menilitowych, przejściowych i krośnieńskich dolnych oraz w całości warstwy krośnieńskie górne (Ślęzak i in., 1995). Granica oligocen/miocen w profilach znajduje się powyżej korelacyjnych poziomów wapienia z Jasła i wapienia z Zagórza (Haczewski, 1989) oraz poniżej spągu warstw krośnieńskich górnych.

TAB. 3. Schemat litostratygraficzny neogenu w Karpatach

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Warstwy menilitowe	Glocker (1843)	seria o znaczącym udziale brunatnych łupków bitumicznych	formacja menilitowa (Kotlarczyk, Leśniak, 1990; Wójcik i in., 1996*); formacja menilitowa z Rudawki Rymanowskiej (Golonka i in., 2013*)	gwałtowne przejście od popielatych margli w brunatne łupki bitumiczne lub piaskowce
Warstwy przejściowe	–	seria o cechach zarówno warstw menilitowych (łupki brunatne, niekiedy piaskowce kliwskie), jak i krośnieńskich (piaskowce muskowitowe, szare mułowce); wydziela się je tylko w strefach, gdzie przejście warstw menilitowych w krośnieńskie jest stopniowe	formacja menilitowa/łupków menilitowych, ogniwo z Dołżycy (Wójcik i in., 1996*); formacja menilitowa, ogniwo z Jutnej (Kotlarczyk i in., 2006*); warstwy przejściowe z Liskowatego (Malata, Zimnal, 2016)	pojawienie się w profilu wśród łupków brunatnych piaskowców lub mułowców typu warstw krośnieńskich; niekiedy pakiety o litotypie warstw krośnieńskich w obrębie warstw menilitowych w jednostce skolskiej określa się nazwą warstwy łopianieckie
Warstwy krośnieńskie	Tietze (1889)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska i formacja ze Strzyżowa (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska (Golonka i in., 2013*)	pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
Warstwy krośnieńskie dolne	Horwitz (1930); *sensu* Żgiet (1961)	miąższa seria z istotnym udziałem piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych	formacja krośnieńska (Wójcik i in., 1996*)	pojawienie się w profilu utworów o dominacji piaskowców muskowitowych i (lub) mułowców szarych z muskowitem
Warstwy krośnieńskie górne	Horwitz (1930); *sensu* Żgiet (1961)	cienko- lub średnioławicowe osady złożone z laminowanych piaskowców muskowitowych oraz szarych łupków mułowcowych	formacja ze Strzyżowa (Wójcik i in., 1996*)	przejście (zwykle bardzo wyraźne) muskowitowych utworów o zmiennej proporcji piaskowców i łupków mułowcowych w piaskowce z Ostrego (wschodnia część jednostki śląskiej); przejście gruboławicowych piaskowców muskowitowych lub brunatnych łupków bitumicznych w łupki z Niebylca lub serię piaskowcowo-łupkową warstw krośnieńskich górnych (jednostka skolska)
Piaskowce facji leskiej	Żytko (1968)	gruboławicowe piaskowce muskowitowe, zwykle tylko w dolnej części warstw krośnieńskich dolnych, w NE części jednostki śląskiej i w jednostce skolskiej obejmują cały profil tych warstw	formacja krośnieńska, ogniwo piaskowców z Leska (Wójcik i in., 1996*)	początek zwartego pakietu gruboławicowych piaskowców muskowitowych powyżej warstw menilitowych lub przejściowych
Piaskowce z Ostrego	Bieda i in. (1963)	bardzo gruboławicowe, twarde piaskowce glaukonitowe w obrębie warstw krośnieńskich	formacja ze Strzyżowa, warstwa piaskowców glaukonitowych z Ostrego (Wójcik i in., 1996*)	ostra granica cienko- lub średnioławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych lub rozsypliwych piaskowców muskowitowych z bardzo gruboławicowymi piaskowcami glaukonitowymi
Warstwy z Gorlic	Jankowski (1997)	utwory ilaste z egzotykami interpretowane jako osady chaotyczne o genezie zarówno sedymentacyjnej, jak i tektonicznej	formacja gorlicka (Golonka i in., 2013*)	nie tworzą profilu z innymi wydzieleniami, chociaż w niektórych przypadkach są uważane za nadkład warstw krośnieńskich
Łupki z Niebylca	Żytko (1968)	osady typu warstw krośnieńskich o przewadze łupków marglistych mułowcowych pomiędzy utworami w przewadze piaskowcowymi lub pomiędzy łupkami brunatnymi warstw menilitowych a warstwami krośnieńskimi górnymi	formacja ze Strzyżowa, ogniwo łupków z Niebylca (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Niebylca (Golonka i in., 2013*)	przejście łupków brunatnych lub gruboławicowych piaskowców muskowitowych facji leskiej w osady łupkowo-piaskowcowe o przewadze szarych łupków mułowcowych
Seria piaskowcowo-łupkowa warstw krośnieńskich górnych	–	cienko- lub średnioławicowe utwory piaskowcowo-łupkowe powyżej piaskowców z Ostrego lub łupków z Niebylca	formacja ze Strzyżowa, ogniwo z Gór Słonnych (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Capora (Kotlarczyk i in., 2006*)	przejście piaskowców z Ostrego lub łupków z Niebylca w cienko- lub średnioławicowe utwory piaskowcowo-łupkowe

W jednostkach śląskiej i podśląskiej osady neogenu są wykształcone jako warstwy krośnieńskie dolne (fig. 33A, B) i górne (fig. 33A, C). W najbardziej NE częściach tych jednostek w Polsce (rejon Ustrzyk Dolnych) neogeńska część warstw krośnieńskich dolnych to gruboławicowe, drobnoziarniste, nielaminowane piaskowce wapniste z muskowitem – tzw. piaskowce typu leskiego (lub facji leskiej), przeławicane cienkimi, szarymi łupkami mułowcowymi. W kierunku południowym i zachodnim są one zastępowane przez cienko- lub średnioławicową serię piaskowcowo-łupkową z podrzędnymi przeławiceniami piaskowców gruboławicowych, a jeszcze dalej przez serię łupków mułowcowych z przeławiceniami cienkoławicowych, laminowanych piaskowców. Ponad warstwami krośnieńskimi dolnymi (wyłącznie na obszarze na wschód od Leska) osadziły się warstwy krośnieńskie górne. Ich profil rozpoczyna pakiet bardzo gruboławicowych, grzbietotwórczych piaskowców z glaukonitem (piaskowce z Ostrego). Nad nim osadziła się seria piaskowcowo-łupkowa złożona z cienko- i średnioławicowych piaskowców muskowitowych laminowanych przekątnie lub konwolutnie oraz muskowitowych, szarych łupków mułowcowych. Profil warstw krośnieńskich górnych kończy seria łupkowa, w której szare łupki mułowcowe zdecydowanie przeważają nad piaskowcami. Maksymalna miąższość osadów neogenu w jednostce śląskiej sięga ok. 2000 m. Osady dolnego miocenu występują głównie we wschodniej i środkowej części tych jednostek w Polsce.

Jankowski (1997) wydzielił powyżej warstw krośnieńskich w rejonie Gorlic (jednostka śląska) oligoceńsko-dolnomioceńskie warstwy z Gorlic o charakterze iłołupków z blokami fliszowymi i egzotykami. Później Jankowski (2007) nazwę tę rozciągnął na wszystkie tzw. osady chaotyczne w Karpatach (niezależnie od jednostki tektonicznej) zarówno o genezie tektonicznej, jak i sedymentacyjnej. Istnienie i charakter tych utworów wymaga niewątpliwie weryfikacji.

W jednostce skolskiej spąg osadów neogenu znajduje się w obrębie piaskowców gruboławicowych typu leskiego warstw krośnieńskich dolnych (część SE), łupków szarych i brunatnych z przeławiceniami piaskowców muskowitowych (warstwy przejściowe) lub brunatnych, bezwapnistych łupków bitumicznych z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców cienkoławicowych (warstwy menilitowe). Wydzielenia te są diachroniczne – ogólnie warstwy krośnieńskie dolne

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Oddział, pododdział
pojawienie się wśród brunatnych łupków piaskowców muskowitowych i (lub) szarych mułowców marglistych; granica ta może mieć charakter stopniowy (warstwy przejściowe) lub ostry	650	jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen tylko w jednostce skolskiej)	brunatne łupki bitumiczne z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców, rogowcami i marglami w dolnej części oraz pakietem gruboławicowych, kwarcowych piaskowców kliwskich	otwornice, nanoplankton wapienny, ryby (Kotlarczyk i in., 2006)	oligocen– dolny miocen
zanik licznych przewarstwień łupków brunatnych wśród piaskowców i mułowców typu warstw krośnieńskich	800	jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska (neogen tylko w jednostce skolskiej)	przeławicające się w różnych proporcjach bitumiczne łupki brunatne, szare mułowce z muskowitem i zwykle gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu warstw krośnieńskich	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
koniec sedymentacji w basenie Karpat zewnętrznych	4000	jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen w jednostkach skolskiej, podśląskiej i śląskiej, być może też w przedmagurskiej)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
przejście (zwykle dość wyraźne) w piaskowce z Ostrego, łupki z Niebylca lub serię piaskowcowo-łupkową warstw krośnieńskich górnych lub granica erozyjna (koniec sedymentacji w jednostkach: dukielskiej, przedmagurskiej i większości śląskiej)	4000	jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska, przedmagurska (neogen w jednostkach skolskiej, podśląskiej i śląskiej, być może też w przedmagurskiej)	seria o dominującym udziale piaskowców muskowitowych i szarych mułowców; w dolnej części zwykle złożona głównie z masywnych piaskowców muskowitowych, wyżej jest piaskowcowo-mułowcowa z laminowanymi przekątnie i konwolutnie piaskowcami średnio- i cienkoławicowymi, a w części stropowej składa się głównie z szarych mułowców marglistych z muskowitem	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
granica erozyjna (koniec sedymentacji)	1500	wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska	zwykle drobno- lub średniorytmiczne osady piaskowcowo-łupkowe, miejscami przechodzące ku górze w utwory łupkowe; składają się z laminowanych przekątnie lub konwolutnie szarych, wapnistych piaskowców muskowitowych oraz szarych, marglistych łupków mułowcowych; w spągu pakiet gruboławicowych piaskowców glaukonitowych z Ostrego (jednostka śląska) lub pakiet o przewadze łupków (łupki z Niebylca, jednostka skolska), w części stropowej lokalnie (centralna część jednostki skolskiej) diatomity z Leszczawki i piaskowce z Jawornika	otwornice, nanoplankton wapienny, okrzemki	dolny miocen
stopniowe przejście w drobno- lub średniorytmiczne osady piaskowcowo-łupkowe lub szybkie przejście w piaskowce z Ostrego (wschodnia część jednostki śląskiej), lub w łupki z Niebylca, lub serię piaskowcowo-łupkową warstw krośnieńskich górnych (jednostka skolska)	2300	jednostki: śląska, podśląska i skolska	gruboławicowe, nielaminowane, zwykle drobno- lub średnioziarniste, wapniste piaskowce silnie muskowitowe z podrzędnymi przeławiceniami szarych łupków mułowcowych, marglistych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
ostra granica bardzo gruboławicowego piaskowca glaukonitowego z średnio- lub cienkoławicowymi osadami piaskowcowo-łupkowymi	80	jednostka śląska na wschód od Leska	bardzo gruboławicowe, drobno- lub średnioziarniste, twarde, grzbietotwórcze piaskowce glaukonitowe	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
nie tworzą profilu z innymi wydzieleniami	300?	całe Karpaty zewnętrzne (?)	zielone, szare, popielate i czarne iłołupki, zlustrowane, z licznymi blokami skał karpackich i egzotykami	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
stopniowe przejście utworów łupkowo-piaskowcowych o przewadze szarych łupków mułowcowych w cienko- lub średnioławicowe osady piaskowcowo-łupkowe warstw krośnieńskich górnych (o przewadze piaskowców)	100	jednostka skolska	szare, margliste, grubołupliwe łupki mułowcowe z przeławiceniami muskowitowych piaskowców drobnoziarnistych, cienko-, średnio- i gruboławicowych oraz łupków brunatnych	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
dość szybkie przejście utworów piaskowcowo-łupkowych w osady złożone głównie z szarych łupków mułowcowych (seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych) lub erozyjna (koniec sedymentacji)	1000	wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska	cienko- i średnioławicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane konwolutnie lub przekątnie, wapniste, muskowitowe z podrzędnymi przeławiceniami szarych, marglistych łupków mułowcowych	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica
Seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych	–	osady głównie łupkowe w stropowej części warstw krośnieńskich górnych	formacja ze Strzyżowa, ogniwo łupków z Manasterca (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Dydni (Kotlarczyk i in., 2006*)	dość szybkie przejście utworów piaskowcowo-łupkowych w osady złożone głównie z szarych łupków mułowcowych (seria łupkowa warstw krośnieńskich górnych)
Diatomity z Leszczawki	Kotlarczyk (1966)	lokalnie rozwinięty pakiet diatomitowy o charakterze spływu podmorskiego w stropowej części warstw krośnieńskich górnych	formacja ze Strzyżowa, ogniwo diatomitów z Leszczawki (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Leszczawki (Kotlarczyk i in., 2006*)	przejście utworów piaskowcowo-łupkowych warstw krośnieńskich górnych w diatomity
Piaskowce z Jawornika	Kotlarczyk (1966)	pakiet piaskowców towarzyszący diatomitom z Leszczawki	formacja ze Strzyżowa, warstwa piaskowców z Jawornika Ruskiego (Wójcik i in., 1996*); formacja krośnieńska, ogniwo z Jawornika Ruskiego (Kotlarczyk i in., 2006*)	–
Warstwy z Waksmundu	Cieszkowski (1992)	utwory piaskowcowo-łupkowe oligocenu–dolnego miocenu o cechach zarówno warstw magurskich, jak i malcowskich	zaliczone do warstw malcowskich (Cieszkowski, Struska, 2009)	brak znanych kontaktów; uważane za nadkład lub część warstw malcowskich
Warstwy ze Starego Bystrego	Cieszkowski (1992)	utwory łupkowo-piaskowcowe miocenu o charakterze fliszowym	–	brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach z Waksmundu (malcowskich)
Warstwy z Kopaczysk	Cieszkowski (1992)	środkowomioceńskie utwory bezwapniste, głównie piaskowcowe, o charakterze molasowym	warstwy z Zaskala (Cieszkowski i in., 1993)	brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach ze Starego Bystrego
Warstwy z Pasieki	Cieszkowski (1992)	środkowomioceńskie margliste iłowce	–	brak znanych kontaktów; wg kreatora leżą na warstwach z Kopaczysk
Warstwy malcowskie	Świdziński (1961)	utwory z piaskowcami muskowitowymi powyżej łupków typu menilitowego lub piaskowców magurskich	formacja malcowska (Birkenmajer, Oszczypko, 1989; Wójcik i in., 1996*; Golonka i in., 2013*)	szybkie przejście od margli, łupków brunatnych lub gruboławicowych piaskowców magurskich w muskowitowe utwory piaskowcowo-łupkowe lub piaskowce gruboławicowe
Formacja z Kremnej	Oszczypko i in. (2005)	drobnorytmiczne utwory strefy krynickiej	warstwy ze Starego Bystrego, formacja z Zawady	przejście od gruboławicowych piaskowców popradzkich
Formacja z Zawady	Oszczypko i in. (1999)	utwory ilasto-marglisto-piaskowcowe z piaskowcami glaukonitowymi w stopowej części profilu raczańskiej strefy facjalnej	warstwy ze Starego Bystrego, formacja z Kremnej	nieznana, prawdopodobne przejście od warstw malcowskich
Warstwy z Czarnego Dunajca	Watycha (1976, 1977)	utwory żwirowo-piaszczyste w spągowej części osadów miocenu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej	–	erozyjna, niezgodnie na stektonizowanym starszym podłożu
Warstwy orawskie	Watycha (1976, 1977)	utwory mułowcowo-iłowcowe z przewarstwieniami piaskowców	–	stopniowe przejście od warstw z Czarnego Dunajca (wzrost zawartości mułów i iłów)
Warstwy z Koniówki	Watycha (1976, 1977)	utwory piaszczysto-mułowcowe z florą	–	przejście od warstw orawskich
Warstwy z Podczerwonego	Watycha (1976, 1977)	utwory piaszczysto-mułowcowe z węglem brunatnym	–	przejście od warstw z Koniówki
Warstwy z Mizernej	Watycha (1976, 1977)	seria żwirowo-piaszczysta z florą w stropowej części osadów Kotliny Orawsko-Nowotarskiej	–	przejście od warstw z Podczerwonego
Formacja biegonicka	Oszczypko i in. (1991)	lądowe osady ilasto-piaszczyste z węglem brunatnym w spągowej części utworów miocenu Kotliny Sądeckiej	warstwy z Biegonic (Burtan i in., 1981)	erozyjna
Ogniwo zlepieńców z Podgrodzia	Oszczypko i in. (1991)	utwory zlepieńcowo-piaskowcowe w spągowej części formacji biegonickiej	–	erozyjna
Formacja z Iwkowej	Cieszkowski i in. (1988)	margliste utwory ilasto-mułowcowe z soczewami piaskowców i węgli brunatnych, powstałe w środowisku brakicznym	–	erozyjna lub przejście od utworów formacji biegonickiej
Formacja z Niskowej	Oszczypko i in. (1992)	morskie utwory piaszczysto-mułowcowe w stropowej części utworów miocenu Kotliny Sądeckiej	–	przejście z utworów ilasto-mułowcowych formacji z Iwkowej w osady bardziej piaszczyste
Formacja z Beli	Cieszkowski i in. (1988)	utwory zlepieńcowo-piaskowcowe w stropowej części miocenu Iwkowej	–	przejście z utworów ilasto-mułowcowych formacji z Iwkowej w osady zlepieńcowo-piaskowcowe
Warstwy przemyskie	Ney (1965)	utwory mułowo-ilaste z piaskowcami starsze od horyzontu chemicznego	odpowiedniki w innych regionach: warstwy skawińskie, warstwy baranowskie	w utworach miocenu na Karpatach erozyjna

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne

TAB. 3. cd.

Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Oddział, pododdział
erozyjna (koniec sedymentacji)	450	wschodnia część jednostki śląskiej (na wschód od Leska) i jednostka skolska	szare, margliste, grubołupliwe łupki mułowcowe z podrzędnymi przeławiceniami muskowitowych piaskowców cienkoławicowych lub laminowanych mułowców piaszczystych	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
przejście diatomitów w osady piaskowcowo-łupkowe warstw krośnieńskich górnych	200	centralna część jednostki skolskiej	–	otwornice, nanoplankton wapienny, okrzemki	dolny miocen
–	–	centralna część jednostki skolskiej	–	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy ze Starego Bystrego	750?	strefa przypienińska jednostki magurskiej	gruboławicowe piaskowce muskowitowe typu warstw magurskich przeławicane łupkami szarymi, miękkimi marglami i cienkoławicowymi pakietami łupkowo-piaskowcowymi	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy z Kopaczysk	400?	okolice Rogoźnika, Starego Bystrego i Zaskala	miękkie margle i łupki margliste przeławicane średnio- i cienkoławicowymi piaskowcami wapnistymi oraz gruboławicowymi piaskowcami typu warstw magurskich	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny–środkowy miocen
brak znanych kontaktów; jako nadkład kreator wskazał warstwy z Pasieki	500?, w odsłonięciu do 45	Zaskale	żółtawe, słabo zwięzłe piaskowce drobno- i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste lub zlepieńcowate, laminowane przekątnie, z licznymi klastami łupków i mułowców; soczewy cienkoławicowych bezwapnistych mułowców, piaskowców i zielonkawych iłowców	otwornice, nanoplankton wapienny	środkowy miocen
erozyjna	250?	Zaskale	margliste iłowce i iły barwy jasnobeżowej, zielonkawej, żółtawej, brązowej, z przewarstwieniami żółtawych, miękkich mułowców oraz piaskowców bardzo drobnoziarnistych, cienkoławicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	środkowy miocen
koniec sedymentacji, ewentualne przejścia do formacji mioceńskich zaliczanych do jednostki magurskiej nieznane	800	lokalnie strefy facjalne: raczańska (Kotlina Sądecka) i krynicka (południowe zbocza Gorców, Leluchów) płaszczowiny magurskiej	w dolnej części miejscami (Leluchów) gruboławicowe, drobnoziarniste, masywne piaskowce muskowitowe, wyżej piaskowce cienko- i średnioławicowe, drobnoziarniste, laminowane, muskowitowe, wapniste, popielatoszare oraz szare mułowce margliste z muskowitem; odpowiadają warstwom krośnieńskim innych jednostek tektonicznych	otwornice, nanoplankton wapienny	oligocen–dolny miocen
erozyjna	600	południowa część krynickiej strefy facjalnej płaszczowiny magurskiej	cienko- i średnioławicowe wapniste piaskowce laminowane równolegle i przekątnie oraz ciemnoszare łupki margliste i laminowane margle z soczewami gruboławicowych, masywnych piaskowców, miejscami z klastami mułowcowymi (Oszczypko-Clowes i in., 2018)	otwornice, nanoplankton wapienny, bruzdnice	dolny miocen
erozyjna	550	Kotlina Sądecka, raczańska strefa facjalna płaszczowiny magurskiej	w dolnej części gruboławicowe, ciemnoszare, miękkie margle, ciemne iłowce margliste i gruboławicowe, laminowane wapienie piaszczyste, wyżej gruboławicowe piaskowce glaukonitowe, słabo zwięzłe, grubo- i średnioziarniste, przeławicane i nadścielone przez cienko- lub średnioławicowe utwory ilasto-piaskowcowe	otwornice, nanoplankton wapienny	dolny miocen
stopniowe przejście w warstwy orawskie (wzrost zawartości mułów i iłów)	450	Kotlina Orawsko-Nowotarska	szereg cykli rozpoczynających się żwirami lub zlepieńcami, przechodzącymi ku górze w piaski i namuły iłowato-pyłowate z warstwami węgla brunatnego	pyłki, ślimaki	środkowy lub górny miocen
przejście do warstw z Koniówki	250	Kotlina Orawsko-Nowotarska	muły i iły z detrytusem roślinnym, soczewami węgla brunatnego oraz przeławiceniami piasków i żwirów	pyłki, ślimaki	środkowy lub górny miocen
przejście w warstwy z Podczerwonego	200	Kotlina Orawsko-Nowotarska	szereg cykli składających się z zlepieńców, warstwowanych piaskowców i mułowców oraz szarozielonych mułów z konkrecjami wapnistymi	flora, pyłki, ślimaki	górny miocen–dolny pliocen
przejście w warstw z Mizernej	250	Kotlina Orawsko-Nowotarska	piaskowce, mułowce piaszczyste lub ilaste, z konkrecjami wapiennymi i soczewami żwirów oraz węgla brunatnego	pyłki, ślimaki	dolny–środkowy pliocen
erozyjna	100	Kotlina Orawsko-Nowotarska	zlepieńce, żwiry, piaski i muły z detrytusem roślinnym	flora, pyłki	górny pliocen
stopniowe przejście w osady formacji z Iwkowej	600	Kotlina Sądecka	mułowce, zielonoszare łupki margliste, łupki ilaste brunatne i czarne, piaski, słabo zwięzłe piaskowce, przewarstwienia węgla brunatnego	ślimaki, flora	środkowy miocen
przejście do ilasto-piaszczystych utworów formacji biegonickiej	40	Kotlina Sądecka	zlepieńce z materiałem fliszowym scementowane spoiwem ilasto-wapnistym przechodzące ku górze w słabo zwięzłe muskowitowe piaskowce średnioziarniste	–	środkowy miocen
przejście w osady piaskowcowo-mułowcowe formacji z Niskowej (Kotlina Sądecka) lub w zlepieńcowo-piaszczyste utwory formacji z Beli (Iwkowa)	500	Kotlina Sądecka, Iwkowa	iłowce i mułowce margliste, szare i szaroniebieskie, z warstwami (w górnej części) szarożółtych, słabo scementowanych piaskowców, z soczewkami węgli brunatnych oraz warstwami iłowców z blokami i otoczakami piaskowców	otwornice, nanoplankton wapienny, małżoraczki, zielenice, małże, ślimaki	środkowy miocen
erozyjna	60	Kotlina Sądecka	w dolnej części gruboławicowe piaski przeławicane pakietami szarych mułowców i cienkoławicowych piasków, wyżej szare, laminowane mułowce margliste z przeławiceniami piasków z klastami fliszowymi	otwornice, nanoplankton wapienny, małżoraczki, zielenice, małże, ślimaki, chitony	środkowy miocen
erozyjna	200	Iwkowa	słabo scementowane zlepieńce z materiałem głównie karpackim oraz piaskowce jasnoszare i szarozielone o spoiwie wapnistym, uziarnione frakcjonalnie, laminowane przekątnie, z przeławiceniami szaroniebieskich mułowców marglistych oraz szarych iłów	otwornice, nanoplankton wapienny	–
w utworach miocenu na Karpatach erozyjna	500 w jednostce stebnickiej	jednostka stebnicka, miocen transgresywny na Karpatach, głównie na utworach jednostki skolskiej	szare i zielonoszare iłowce margliste oraz mułowce z miką z warstwami piaskowców, piasków i zlepieńców	otwornice, nanoplankton wapienny	środkowy miocen

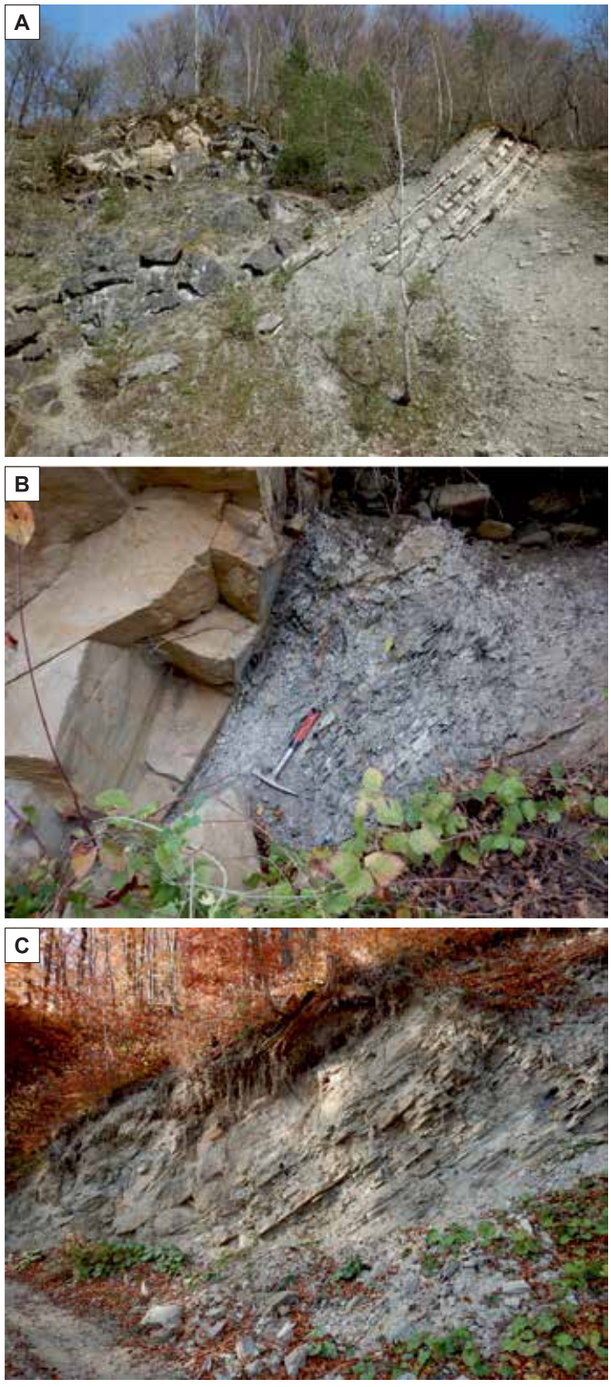


FIG. 33. Osady mioceńskie Karpat fliszowych: **A** – kontakt serii łupkowo-piaskowcowej warstw krośnieńskich dolnych z piaskowcami z Ostrego (warstwy krośnieńskie górne) – Polana; **B** – stektonizowane łupki szare i piaskowce gruboławicowe (warstwy krośnieńskie dolne) – Nowosiółki; **C** – seria piaskowcowo-łupkowa warstw krośnieńskich górnych – Teleśnica Oszwarowa. Fot. L. Balicki

i przejściowe wyklinowują się ku północy, gdzie są zastępowane przez łupki menilitowe, które w NE części jednostki skolskiej sięgają aż po spąg warstw krośnieńskich górnych. W dolnej części warstw krośnieńskich górnych występują łupki z Niebylca – niezbyt miąższy pakiet o przewadze łupków mułowcowych szarych nad piaskowcami. Nad nimi osadziła się seria piaskowcowo-łupkowa o miąższości do 1000 m. Wykształcona jest ona podobnie jak w serii śląskiej (z większym udziałem piaskowców gruboławicowych). W części południowej jednostki skolskiej nad serią piaskowcowo-łupkową osadziła się seria łupkowa o miąższości do 650 m. Stropowa część warstw krośnieńskich górnych synkliny Leszczawki (środkowa część jednostki skolskiej) to seria diatomitowa (diatomity z Leszczawki) – beżowe skały krzemionkowe z okrzemkami, piaskowce, łupki, tufity i rogowce, znajdujące się w stropowej części profilu serii skolskiej. Utwory te to wymieszany osad spływu podmorskiego.

Miąższość osadów neogenu w jednostce skolskiej (część południowa) sięga 2000 m. W jednostce magurskiej ich występowanie jest ograniczone do dwóch stref. Pierwsza to najbardziej południowa krynicka strefa facjalna, a nawet wyłącznie strefa przypienińska w jej obrębie. Druga, do otoczenia Kotliny Sądeckiej, to raczańska strefa facjalna. W strefie przypienińskiej Paul i Poprawa (1992) opisali stromo ustawione osady dolnomioceńskie w otworze Nowy Targ PIG 1, które zaliczyli do warstw malcowskich. Cieszkowski (1992) wyróżnił cztery nowe wydzielenia litostratygraficzne powyżej oligoceńskich warstw malcowskich i uznał je za ciągły profil w obrębie jednostki magurskiej. Dwa dolne wydzielenia miały według autora charakter fliszowy – warstwy z Waksmundu (oligocen–dolny miocen) i warstwy ze Starego Bystrego (dolny–środkowy miocen). Natomiast dwa wyższe, o charakterze molasowym, to warstwy z Kopaczysk (z Zaskala) i warstwy z Pasieki (środkowy miocen). Mioceński wiek niektórych z tych osadów został jednak zakwestionowany przez Gedla (1995) na podstawie badań cyst bruzdnic – zostały uznane za środkowy eocen. Natomiast warstwy z Waksmundu później włączono do warstw malcowskich (Cieszkowski, Struska, 2009).

Oszczypko i Oszczypko-Clowes (2014) wydzielili w strefie przypienińskiej szeroko rozprzestrzenioną dolnomioceńską formację z Kremnej, obejmującą utwory dotychczas zaliczane głównie do warstw szczawnickich jednostki magurskiej. Uznali je za bezpośredni nadkład profilu jednostki magurskiej. Również ta koncepcja spotkała się z krytyką, gdyż Jurewicz i Segit (2018) stwierdzili w tych utworach późnopaleoceńsko-wczesnoeoceński zespół cyst bruzdnic.

Należy stwierdzić, że ze względu na liczne doniesienia z wielu stanowisk (lista *w:* Oszczypko i in., 2022) obecność osadów neogenu (dolnego miocenu) morskiego bezpośrednio na północ od pienińskiego pasa skałkowego wydaje się bardzo prawdopodobna. Zasięg tych utworów jest przypuszczalnie znacznie ograniczony w stosunku do propozycji niektórych autorów. Ich związek z profilem strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej jest więc niepewny ze względu na brak ciągłych profili, miejscami silne stektonizowanie tej strefy i lukę stratygraficzną pomiędzy najmłodszymi osadami serii magurskiej a utworami neogeńskimi.

W otoczeniu Kotliny Sądeckiej Oszczypko i in. (1999) wydzielili dolnomioceńską formację z Zawady – serię (o miąższości 550 m) ciemnoszarych, gruboławicowych margli i iłowców marglistych, laminowanych wapieni piaszczystych, gruboławicowych piaskowców glaukonitowych oraz wapnistych piaskowców cienko- i średnioławicowych. Formacja ta najprawdopodobniej jest nadkładem warstw malcowskich (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002) i najmłodszym osadem raczańskiej strefy facjalnej płaszczowiny magurskiej.

Osady neogenu występują również w zapadliskach śródgórskich, takich jak Kotlina Orawsko-Nowotarska i Kotlina Sądecka. Spoczywają one niezgodnie na sfałdowanych i zerodowanych utworach płaszczowiny magurskiej, pienińskiego pasa skałkowego i fliszu podhalańskiego. W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej występują wyłącznie osady lądowe o charakterze rzecznym lub bagiennym (Watycha, 1976, 1977). Profil osadów na tym obszarze (przekraczający 1300 m miąższości) tworzą warstwy z Czarnego Dunajca, warstwy orawskie, warstwy z Koniówki, warstwy z Podczerwonego i warstwy z Mizernej. Występują jednak rozbieżności dotyczące wieku tych wydzieleń (Watycha, 1977; Oszast, Stuchlik, 1977; Lesiak, 1994; Cieszkowski, 1995; Nagy i in., 1996; Wysocka i in., 2018), ale wszystkie mieszczą się w przedziale miocen–pliocen.

Warstwy z Czarnego Dunajca (środkowy lub górny miocen) są zbudowane z szeregu cykli, zaczynających się osadami żwirowo-piaszczystymi, przechodzącymi ku górze w piaski i namuły pyłowo-iłowe z uwęglonymi szczątkami organicznymi, czasem o charakterze węgla brunatnego. Wyżej leżące warstwy orawskie (środkowy lub górny miocen) to pakiety mułów i iłów z detrytusem roślinnym i węglem brunatnym, przeławicane piaskami i żwirami. Warstwy z Koniówki (dolny pliocen, być może też najwyższy miocen) obejmują warstwowane osady ilasto-piaszczyste oraz muły szarozielone z uwęglonymi szczątkami roślinnymi i warstewkami węgla brunatnego. Nad nimi leżą warstwy z Podczerwonego (dolny–środkowy pliocen). Są to piaskowce, mułowce piaszczyste lub ilaste z konkrecjami wapiennymi i przeławiceniami żwirów oraz węgla brunatnego. Profil neogenu kończą warstwy z Mizernej (górny pliocen), reprezentowane przez zlepieńce, żwiry, piaski i muły z bogatymi zespołami flory.

Odmiennie przedstawia się profil drugiego z dużych zapadlisk śródgórskich – Kotliny Sądeckiej. W jej obrębie stwierdzono przejście od osadów słodkowodnych, przez brakiczne, do morskich. Profil Kotliny Sądeckiej rozpoczynają lądowe osady formacji biegonickiej o miąższości sięgającej 600 m. Zbudowane są one w dolnej części ze zlepieńców, słabo zwięzłych piaskowców i mułowców. Wyższa część obejmuje łupki ilaste i mułowce margliste przeławicane słabo zwięzłymi piaskowcami, z poziomami węgla brunatnego. Lokalnie występują konkrecje węglanowe lub syderytowe, a miejscami osady stożków aluwialnych – ogniwo zlepieńców z Podgrodzia. Powyżej osadziły się utwory formacji z Iwkowej – niebieskoszare iły margliste, przechodzące ku górze w drobnoziarniste piaski z klastami skał fliszowych, przeławicane mułami. Najmłodszymi osadami Kotliny Sądeckiej są morskie utwory formacji z Niskowej: w dolnej części są to piaskowce, a wyżej – muły margliste z przeławiceniami piaskowców, fauną i klastami skał fliszowych. Lokalnie powyżej profilu

miocenu Kotliny Sądeckiej występują mioceńsko-plioceńskie zlepieńce, żwiry i muły.

W formacji z Iwkowej, o miąższości powyżej 500 m i utworzonej z szarych, marglistych iłowców oraz mułowców z soczewkami węgli brunatnych i słabo scementowanych piaskowców, w górnej części osadziła się formacja z Beli (Cieszkowski i in., 1988). Jej miąższość sięga do 200 m, a tworzą ją słabo scementowane zlepieńce i piaskowce z warstwami iłowców oraz szaroniebieskich mułowców marglistych. Wiek utworów mioceńskich Kotliny Sądeckiej i w Iwkowej jest kontrowersyjny. Zwykle uważano je za osady górnego badenu (formacja z Iwkowej), najwyższego badenu–sarmatu (formacja biegonicka, formacja z Beli) i sarmatu (formacja z Niskowej). Potwierdzają to wyniki badań nanoplanktonu wapiennego z formacji z Iwkowej i Niskowej, wskazujące na przełom późnego badenu i sarmatu (Oszczypko-Clowes i in., 2009). Tymczasem badania małżoraczków i zielenic (Szczechura, 2006) oraz otwornic (Gonera, 2012) sugerują badeński, a wręcz dolnobadeński wiek formacji z Niskowej.

Poza kotlinami śródgórskimi utwory mioceńskie leżą niezgodnie w postaci licznych płatów na utworach płaszczowin karpackich, będących pozostałością transgresji basenu zapadliska przedkarpackiego na teren sfałdowanych i zerodowanych Karpat. Ogólnie osady te są wykształcone analogicznie jak w zapadlisku przedkarpackim. Koncentrują się one w NE, brzeżnej części Karpat, głównie na terenie jednostki skolskiej, niemniej jednak znane są też stanowiska położone na utworach jednostki śląskiej i podśląskiej (Żegocina, Mszanka k. Gorlic i być może Bacharowice). Zwykle zajmują niewielki obszar i obejmują do kilku–kilkudziesięciu metrów profilu, ale na terenie tzw. zatoki rzeszowskiej miąższość osadów miocenu transgresywnego sięga niemal 1000 m. Zgeneralizowany profil osadów miocenu transgresywnego rozpoczynają żwiry fliszowe i piaski o miąższości około kilkunastu metrów (baden). Na nich spoczywają iły margliste szare i mułowce z przewarstwieniami piaskowców (odpowiednik warstw skawińskich zapadliska przedkarpackiego), określane niekiedy jako warstwy przemyskie (Ney, 1965). W ich obrębie występują miejscami wapienie litotamniowe, ostrygowe i mszywiołowe, wapienie piaszczyste, piaskowce z okruchami wapieni, iły i margle o miąższości do ok. 40 m. Odpowiednikiem wiekowym tych osadów są też prawdopodobnie iły z soczewkami piasków i ławicami węgla brunatnego z Grudnej Dolnej oraz łupki ilaste z fragmentami skał fliszowych z Mszanki. Nad warstwami skawińskimi występuje górnobadeński horyzont chemiczny wykształcony jako gipsy lub alabastry (Łopuszka Wielka).

Wyżej leżąca seria ilasta to iłowce margliste i piaszczyste oraz mułowce z przeławiceniami słabo zwięzłych piaskowców drobnoziarnistych. Odpowiada ona warstwom chodenickim, grabowieckim i iłom krakowieckim zapadliska przedkarpackiego, wiekowo obejmuje późny baden–sarmat.

Za utwory neogenu w Karpatach zewnętrznych początkowo uważano jedynie osady miocenu transgresywnego na sfałdowanych i zerodowanych utworach Karpat oraz osady dużych zapadlisk śródgórskich (Kotlina Orawsko-Nowotarska i Kotlina Sądecka). Dopiero od lat 60. XX w. zaczęto znajdować mioceńskie otwornice w utworach sukcesji osadowych Karpat zewnętrznych (Blaicher, Nowak, 1963), chociaż dyskusja na temat obecności utworów miocenu w jednostce skolskiej Karpat toczyła się jeszcze przez ponad 20 lat (Nowak, 1979; Olszewska, 1982; Gasiński i in., 1986). Rozstrzygnięcie tej kwestii przyniosły dopiero wyniki badań nanoplanktonu wapiennego (Ślęzak i in., 1995; Garecka, 2008, 2012), które wykazały obecność osadów mioceńskich w warstwach krośnieńskich jednostek skolskiej, podśląskiej i śląskiej. Jeszcze później stwierdzono lokalną obecność osadów miocenu w profilu jednostki magurskiej (Cieszkowski, 1992; Paul, Poprawa, 1992; Oszczypko i in., 1999; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002), co oparto głównie na badaniach nanoplanktonu wapiennego, potwierdzonych jednak przez badania otwornic. W ostatnim czasie rozgorzała dyskusja na temat zasięgu osadów mioceńskich w południowej części jednostki magurskiej. Badania otwornic i nanoplanktonu (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010, 2014; Oszczypko-Clowes i in., 2018) sugerują istnienie we wczesnym miocenie (burdygał) rozległego rezydualnego basenu fliszowego. Jego utwory zawierają liczne redeponowane starsze formy, przez co osady te dotychczas zaliczano do dolnego paleogenu. Przeczą temu badania dinocyst. Jurewicz i Segit (2018) stwierdzili na ich podstawie w tych samych profilach utwory górnego paleocenu–dolnego eocenu.

Bitner i Kaim (2004) badali mioceńskie ramienionogi z Kotliny Sądeckiej, a Szczechura (2006) po analizie małżoraczków i zielenic z tego samego terenu określiła wiek osadów morskich Kotliny Sądeckiej na baden. Nieco inne wyniki otrzymali Oszczypko-Clowes i in. (2009) na podstawie nanoplanktonu wapiennego (zespoły wskazujące na przełom późnego badenu i sarmatu). Gonera (2012) określiła na podstawie zespołów otwornicowych środowisko sedymentacji morskich osadów mioceńskich Kotliny Sądeckiej, uznając ten basen za płytki, ciepły i o normalnym zasoleniu, a Kaczmarek i in. (2016) potwierdzili dolnomioceński wiek formacji ze Starego Bystrego na podstawie nanoplanktonu wapiennego.

Magmatyzm

4

Marek Jasionowski

Przejawy aktywności wulkanicznej w miocenie są znane z zapadliska przedkarpackiego oraz w Sudetach i na bloku przedsudeckim i bardzo rzadko na Niżu Polski.

W utworach miocenu wypełniających zapadlisko przedkarpackie występują niewielkiej miąższości poziomy tufitowe (do kilkudziesięciu centymetrów) lub przewarstwienia z materiałem piroklastycznym (np. Alexandrowicz, Parachoniak, 1956; Alexandrowicz, Pawlikowski, 1978, 1980; Alexandrowicz, 1997; Bukowski i in., 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011, 2015; Śliwiński i in., 2012). Utwory te obejmują tufity, zbentonityzowane tufity, koncentracje szkła wulkanicznego, kwarcu autogenicznego i biotytu (Bukowski i in., 2010). Poszczególne poziomy tufitowe różnią się między sobą składem chemicznym, udziałem plagioklazów zasadowych, wielkością poszczególnych składników ziarnowych i obecnością charakterystycznych minerałów skałotwórczych, np. biotytu, kwarcu piroklastycznego, skaleni potasowych (Bukowski, 2015). Dominują tufity o chemizmie kwaśnym – riolitowym. Źródłem popiołów wulkanicznych były prawdopodobnie wulkany położone na południe od basenu przedkarpackiego – w Karpatach, lub szerzej na obszarze Paratetydy Środkowej oraz w rejonie sudeckim. W zapadlisku przedkarpackim zidentyfikowano dziewięć głównych poziomów tufitowych, tj. tf_1–tf_9 (fig. 34). Poziomy tufitów są produktem jednorazowej sedymentacji popiołów wulkanicznych rozpraszanych na dużym obszarze i często tworzą ciągłe horyzonty o szerokim rozprzestrzenieniu. Z tego powodu mogą być zastosowane do korelacji, czyli tefrochronologii (Bukowski i in., 2010), co z różnym skutkiem było stosowane w przypadku utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (np. Matl, Wagner, 1986; Alexandrowicz, 1997; Bukowski, 1999, 2011; Bukowski i in., 2010). Poziomy tufitowe w ostatnich latach były także obiektem datowań bezwzględnych metodami radiometrycznymi (Bukowski i in. 2010; de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011; de Leeuw i in., 2018; Śliwiński i in., 2012).

Aktywność wulkaniczna na bloku przedsudeckim i w Sudetach obejmowała okres od oligocenu do pliocenu (Petronis i in., 2021; Pańczyk i in., 2023; fig. 35). W neogenie, jak wykazały wyniki oznaczeń metodą K-Ar, ograniczała się ona głównie do początków

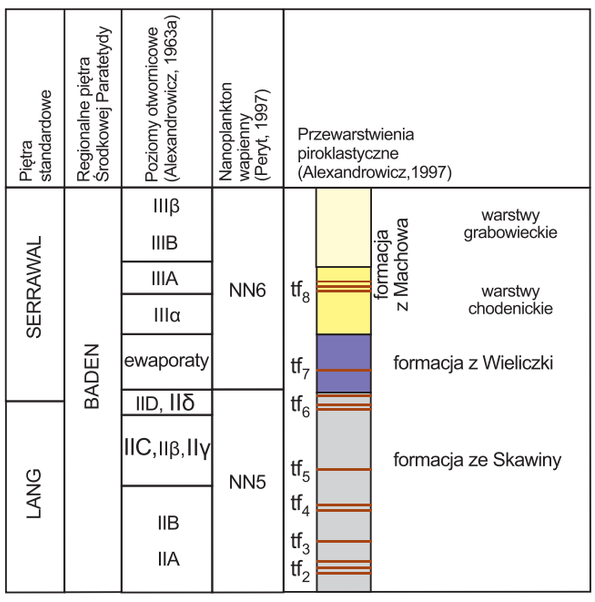


FIG. 34. Pozycja stratygraficzna poziomów tufitowych w utworach badenu zapadliska przedkarpackiego; poziom tf_1 występuje w karpacie w osadach formacji z Trzydnika, a poziom tf_9 – w sarmacie w formacji z Machowa (wg Bukowskiego i in., 2010, zmieniono)

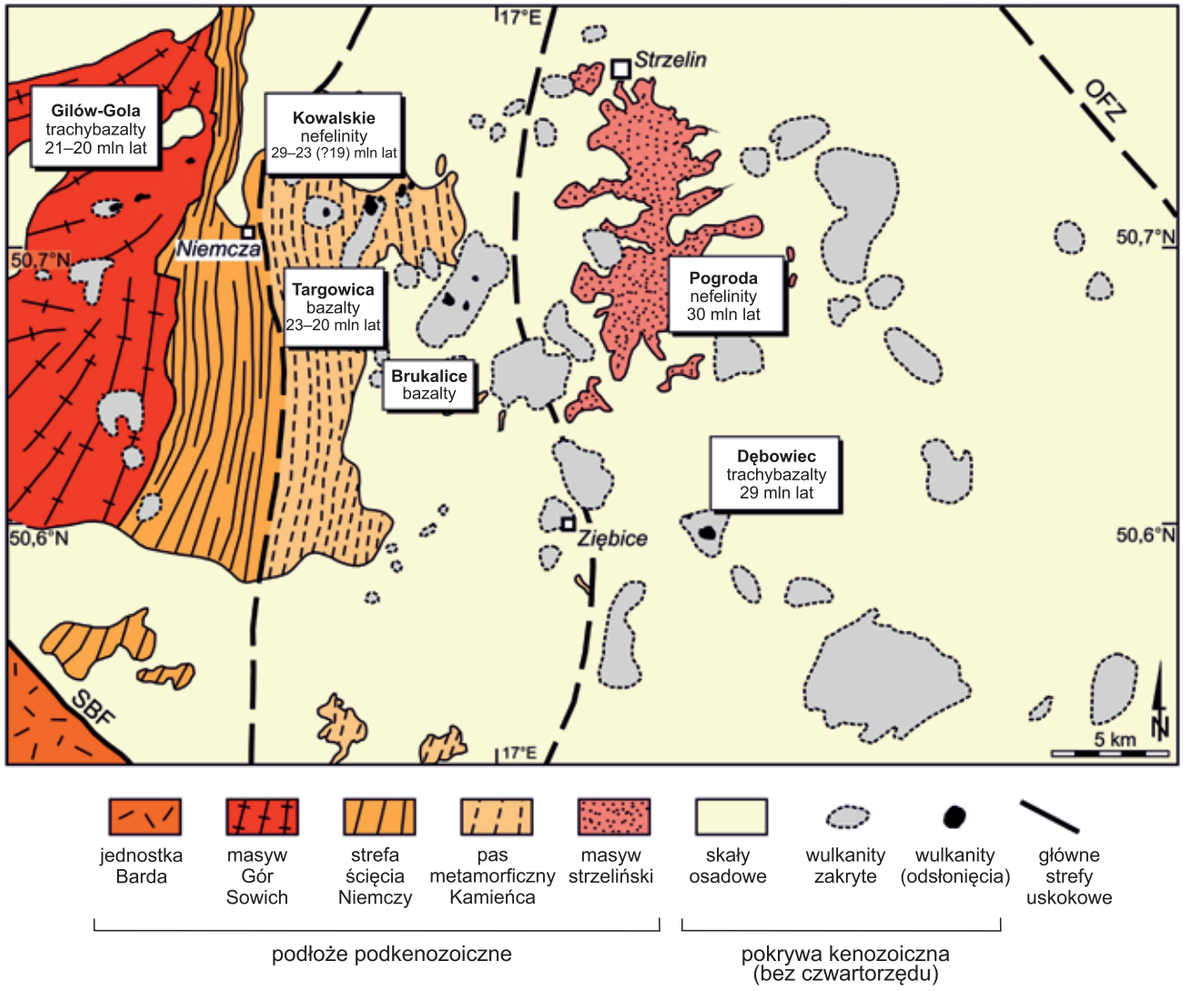


FIG. 35. Mapa geologiczna okolic Strzelina przedstawiająca rozprzestrzenienie wulkanitów paleogenu i neogenu (tzw. strzelińskie pole wulkaniczne) wraz z litologią i wiekiem bezwzględnym wybranych wystąpień (wg Awdankiewicza i in., 2016, zmieniono): OFZ – strefa uskokowa Odry, SBF – sudecki uskok brzeżny

tego okresu – akwitanu i burdygału (w przedziale czasowym ok. 23–18 mln lat temu; Badura i in., 2006b; Birkenmajer, Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002b, 2004, 2007, 2011); najmłodsze wulkanity stwierdzono w rejonie Lądka-Zdroju (wiek ok. 5,5–3,8 mln lat; Birkenmajer i in., 2002a; Pańczyk i in., 2023). Obszar ten charakteryzuje się rozproszonymi pozostałościami monogenetycznych wulkanów maficznych (Petronis i in., 2021). Stwierdzono ponad 300 wychodni kenozoicznych wystąpień skał bazaltowych, z których większość występuje w postaci czopów wulkanicznych lub wypływów lawy (Awdankiewicz, 2005). Skały wulkaniczne tam występujące to głównie bazanity i tefryty, rzadziej nefelinity i bazalty alkaliczne z izolowanymi wystąpieniami trachitów i latytów (Kozłowska-Koch, 1987; Awdankiewicz, 2005; Awdankiewicz i in., 2016; Petronis i in., 2021).

Na Niżu Polskim znaleziono kilka cienkich poziomów tufitowych w osadach mioceńskich w kopalniach węgla brunatnego w Bełchatowie i Koninie (Matl, Wagner, 1986; Burchart i in., 1988; Widera i in., 2024); najgrubszy z nich osiąga miąższość 40 cm, a sporadycznie nawet 60 cm. Ich geneza była wiązana z mioceńskim (badeńsko-sarmackim) wulkanizmem Paratetydy Środkowej (tereny obecnej Słowacji i Węgier; Matl, Wagner, 1986). Utwory te były przedmiotem datowań radiometrycznych (zob. wyżej), które zdają się wskazywać jednak na nieco starszy ich wiek (Burchart i in., 1988).

Literatura

Abels H.A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kruk R.W., Raffi I., Turco E., Zachariasse W.J., 2005. Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. Paleoceanography, 20, PA4012.

Alexandrowicz S.W., 1958. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 2: 54–81.

Alexandrowicz S., 1959. Stratygrafia i tektonika miocenu w Halembie koło Chorzowa. Przegląd Geologiczny, 7: 408–411.

Alexandrowicz S.W., 1961. Stratygrafia warstw chodenickich i grobowieckich w Chełmie nad Rabą. Kwartalnik Geologiczny, 5: 646–668.

Alexandrowicz S.W., 1963a. Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. Prace Instytutu Geologicznego, 39.

Alexandrowicz S.W., 1963b. Zarys stratygrafii miocenu okolic Krakowa. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 6: 520–523.

Alexandrowicz S.W., 1964. Stratygrafia mikropaleontologiczna iłów mioceńskich na obszarze Krakowa. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 8: 274–277

Alexandrowicz S.W., 1970. Pozycja warstw kłodnickich w miocenie Zagłębia Górnośląskiego. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 13: 573–576.

Alexandrowicz S.W., 1974. Profil wzorcowy warstw skawińskich (Badenian) w Skawinie koło Krakowa. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 18: 194–195.

Alexandrowicz S.W., 1997. Lithostratigraphy of the Miocene sediments in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 45: 167–178.

Alexandrowicz S.W., Kleczkowski A.S., 1974. Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *W*: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 38–48.

Alexandrowicz S.W., Parachoniak W., 1956. Tufity mioceńskie w okolicach Pińczowa nad Nidą. Acta Geologica Polonica, 6: 301–325.

Alexandrowicz S.W., Pawlikowski M., 1978. Tufity mioceńskie w Chełmie Wielkim nad Przemszą. Kwartalnik Geologiczny, 22: 131–144.

Alexandrowicz S.W., Pawlikowski M., 1980. Policykliczny poziom tufitowy w miocenie okolic Gliwic. Kwartalnik Geologiczny, 24: 663–678.

Literatura

Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 33.

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 26: 470–471.

Awdankiewicz M., 2005. Reconstructing an eroded scoria cone: the Miocene Sośnica Hill volcano (Lower Silesia, SW Poland). Geological Quarterly, 49: 439–448.

Awdankiewicz M., Rapprich V., Mikova J., 2016. Magmatic evolution of compositionally heterogeneous monogenetic Cenozoic Strzelin Volcanic Field (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Journal of Geosciences, 61: 425–450.

Badura J., Przybylski B., 2004. Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the foreland of the Sudetes Mountains, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 43–61.

Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2006a. Sedymentologiczny i paleobotaniczny zapis zmian klimatu w plioceńskich osadach rzecznych południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 421: 1–14.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006b. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegląd Geologiczny, 54: 145–153.

Bałuk W., Radwański A., 1977. Organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 27: 85–124.

Bałuk W., Radwański A., 1979. Additional data on the organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 29: 225–238.

Bałuk W., Radwański A., 1984. New data on the Korytnica Basin, its organic communities and ecological relationships between species (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 34: 179–194.

Baraniecka M.D., 1976. Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych obszarów Mazowsza. Prace Muzeum Ziemi, 25: 15–28.

Baraniecka M.D., 1991. Profil Różce na tle podstawowych profili osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu. Przegląd Geologiczny, 39: 254–257.

Bąbel M., 1999a. Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). Geological Quarterly, 43: 405–428.

Bąbel M., 1999b. History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). Geological Quarterly, 43: 429–447.

Bąbel M., 2004. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. Acta Geologica Polonica, 54: 313–337.

Bąbel M., 2005. Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. Acta Geologica Polonica, 55: 9–29.

Ber A., Krzyszkowski D., 2004. Glacitektonika wybranych obszarów Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 73–125.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes polonaises. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 181: 5–174.

Bielecka M., 1967. Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 206: 115–188.

Bijlsma S., 1981. Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. Geologie en Mijnbouw, 60: 337–345.

Birkenmajer K., 1952. W sprawie morskiego miocenu na Podhalu. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 21 (za 1951): 235–278.

Birkenmajer K., Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 145–181.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2002. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 50: 31–50.

Birkenmajer K., Worobiec E., 2013. Pliocene freshwater pollen-bearing deposits in the Mizerna-Nowa borehole, West Carpathians, Poland. Geological Quarterly. 57: 73–88.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P, 2002a. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Lądek Zdrój, Sudetes Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 119–129.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002b. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic volcanics near Jawor, Fore-Sudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 241–253.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2004. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 1–19.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2007. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North-Sudetic Depression. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 1–16.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2011. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar palaeomagnetic data from basaltic rocks of the West Sudety Mountains and their northern foreland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 115–131.

Bitner M.A., Kaim A., 2004. The Miocene brachiopods from the silty facies of the intra-Carpathian Nowy Sącz Basin (Poland). Geological Quarterly, 48): 193–198.

Blaicher J., Nowak W., 1963. Mikrofauna otwornic łupkowej serii warstw krośnieńskich okolic Niebylca (południowa część jednostki skolskiej na S od Rzeszowa). Kwartalnik Geologiczny, 7: 711.

Bogucki A., Gerasimow L., Wołoszyn P., Wysocka A., 1998. Budowa geologiczna Roztocza Ukraińskiego. *W:* Przewodnik 79 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 245–256.

Bouroz A., 1960. La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *W*: C.R. 4ème Congrès Stratigraphie et Géologie du Carbonifère, Heerlen, 1958, 1: 65–78.

Brud S., 2004. Palaeogeography of the western Sandomierz Basin in Late Neogene and Early Quaternary times (Carpathian Foredeep, South Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 63–93.

Brud S., Worobiec G., 2003. Wyniki badań makroszczątków roślin znalezionych w serii witowskiej (południowa Polska). Przegląd Geologiczny, 51: 392–401.

Bujak Ł., Woronko B., Winter H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Rosowiecka O., 2016. A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. Geological Quarterly, 60: 238–251.

Bukowski K., 1997. Sedimentation of clastic strata associated with Miocene salts in Wieliczka (Southern Poland). Slovak Geological Magazine, 3: 157–163.

Bukowski K., 1999. Porównanie badeńskiej serii solonośnej z Wieliczki i Bochni w świetle nowych danych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 43–56.

Bukowski K., 2011. Badeńska sedymentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. Rozprawy i Monografie, 236.

Bukowski K., 2015. Mioceńskie poziomy tufitowe z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 79–94.

Bukowski K., Duliński M., Różański K., 2001. Origin of the Badenian salts from Wieliczka as indicated by stable isotope composition of fluid inclusions. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 396: 27–29.

Bukowski K., de Leeuw A., Gonera M., Kuiper K.F., Krzywiec P., Peryt D., 2010. Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów-Bochnia area, Southern Poland): radio-isotopic dating and stratigraphic position. Geological Quarterly, 54: 449–464.

Buła Z., Jura D., 1983a. Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. Geologia, 9: 5–27.

Buła Z., Jura D., 1983b. Uwagi o rozwoju molasy rowu przedgórskiego Karpat na Śląsku Cieszyńskim. Przegląd Geologiczny, 31: 659–662.

Burchart J., Kasza L., Lorenc S., 1988. Fission-track zircon dating of tuffitic intercalations (Tonstein) in the Brown-Coal Mine “Bełchatów”. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 281–286.

Burtan J., Golonka J., Oszczypko N., Paul Z., Ślączka A., 1981. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Nowy Sącz. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych + mapy podstawowe. Inst. Geol., Warszawa.

Cendón D.I., Peryt T.M., Ayora C., Pueyo J.J., Taberner C., 2004. The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep) in Poland and Ukraine: palaeoenvironmental implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 212: 141–158.

Chomiak L., Urbański P., Widera M., 2020. Architektura i geneza iłów w górnym poziomie węgli brunatnych formacji poznańskiej (środkowy miocen) – odkrywka Tomisławice k. Konina w środkowej Polsce. Przegląd Geologiczny, 68: 526–534.

Cieszkowski M., 1992. Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura nappe, Flysch Carpathians (south Poland). Geologica Carpathica, 43: 339–346.

Cieszkowski M., 1995. Utwory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Geologia, 21: 153–168.

Cieszkowski M., Gonera M., Oszczypko N., Ślęzak J., Zuchiewicz W., 1988. Lithostratigraphy and age of Upper Miocene deposits at Iwkowa, Polish West Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 309–329.

Cieszkowski M., Olszewska B., Smagowicz M., 1993. Utwory miocenu morskiego w rejonie Nowego Targu. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 35: 245–249.

Cieszkowski M., Struska M., 2009. Stop 6. Stare Bystre–Rogoźnik – morski miocen w płaszczowinie magurskiej – podłoże neogenu Kotliny Orawsko–Nowotarskiej. *W:* 79 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 154–158.

Ciuk E., 1965. Sprawozdanie wstępne z poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Mosiny. Kwartalnik Geologiczny, 9: 879–880.

Ciuk E., 1967. Stratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna. Kwartalnik Geologiczny, 11: 920–922.

Ciuk E., 1968. Types of brown coal deposits within coal-bearing formations of continental Tertiary of Poland. *W:* 23rd Geological Congress, Prague: 119–134.

Literatura

Ciuk E., 1970. Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 14: 754–771.

Ciuk E., 1974. Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 281: 7–48.

Ciuk E., Grabowska I., 1991. Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 365: 47–72.

Czapowski G., 1984. Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 32: 185–194.

Czapowski G., 1994. Sedimentation of Middle Miocene marine complex from the area near Tarnobrzeg (north-central part of the Carpathian Foredeep). Geological Quarterly, 38: 577–592.

Czapowski G., Gąsiewicz A., 2015. Wykształcenie, stratygrafia i środowiska depozycji utworów pogranicza badenu i sarmatu z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich – profile otworów badawczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 9–52.

Czapowski G., Studencka B., 1990. Studium sedymentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 38: 117–127.

Czarnecki L., Frankowski R., Kuszneruk I., 1992. Syntetyczny profil litostratygraficzny utworów trzeciorzędu złoża Bełchatów. *W:* 15 Sympozjum „Geologia formacji węglonośnych Polski": 18–23.

Czeczott H., Skirgiełło A., 1961. Flora kopalna Turowa koło Bogatyni II. Prace Muzeum Ziemi, 4: 51–117.

Czeczott H., Skirgiełło A., 1967. Dicotyledones–Betulaceae, Menispermacae, Meliaceae, Sterculiaceae, Passifloraceae, Combretaceae, Trapaceae, Symplocaceae, Styracaceae. Prace Muzeum Ziemi, 10: 100–141, 146–166.

Dopieralska J., Belka Z., Zieliński M., Górka M., Poberezhskyy A., Stupka O., Walczak A., Wysocka A., 2024. Neodymium and strontium isotopes track the origin of parent brines of primary gypsum deposits (Miocene, Fore-Carpathian Basin). Chemical Geology, 648, 121963.

Dudziak J., Łuczkowska E., 1991. Stratigraphic position of Miocene carbonate-siliciclastic deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains area, central Poland) based on calcareous nannofossils. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 55–66.

Dyjor S., 1964. Wykształcenie trzeciorzędowej formacji węgla brunatnego Wysoczyzny Żarskiej. Węgiel Brunatny, 6: 7–17.

Dyjor S., 1966. Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. Przegląd Geologiczny, 14: 478–480.

Dyjor S., 1967. Wykształcenie facjalne i stratygraficzne trzeciorzędu w północno-zachodniej części niecki północnosudeckiej. *W:* Przewodnik 40 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 152–158.

Dyjor S., 1969. Budowa geologiczna zaburzonej glacitektonicznie strefy Mirostowic koło Żar (Ziemia Lubuska). Acta Universitatis Wratislaviensis, 86: 3–58.

Dyjor S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. Kwartalnik Geologiczny, 14: 819–835.

Dyjor S., 1986. Rozwój sedymentacji i ewolucja paleogeograficzna w przygranicznych obszarach śląskiej części Paratetydy i trzeciorzędowego Basenu Polsko-Niemieckiego. Geologia, 12: 7–23.

Dyjor S., 1994. Formacja młodotrzeciorzędowa i związane z nią węgle brunatne Dolnego Śląska. Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej, 74: 82–90.

Dyjor S., Chlebowski Z., 1973. Budowa geologiczna polskiej części Łuku Mużakowa. Acta Universitatis Wratislaviensis, 192, Prace Geologiczno–Mineralogiczne, 3: 3–41.

Dyjor S., Grodzicki A., 1969. Mioceńskie piaski wydmowe z okolicy Lutynki (Ziemia Lubuska). Acta Universitatis Wratislaviensis, 86: 67–96.

Dyjor S., Sadowska A., 1977. Problem wieku i korelacja górnomioceńskich pokładów węgli brunatnych w Polsce Zachodniej. Geologia Sudetica, 12 (1): 121–136.

Dyjor S., Sadowska A., 1986. Paralelizacja utworów miocenu śląskiej części zapadliska przedkarpackiego i południowo-zachodniej części Niżu Polskiego. Geologia, 12: 25–36.

Dyjor S., Wróbel I., 1978. Rozwój formacji trzeciorzędowej i czwartorzędowej oraz surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. *W:* Przewodnik 50 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 66–92.

Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1977. Neogeńska i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna. Geologia Sudetica, 13: 31–65.

Dziadzio P., 2000. Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 48: 1124–1138.

Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. Przegląd Geologiczny, 44: 1124–1130.

Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 413–420.

Elliott T., 1976. Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. Journal of the Geological Society, 132: 199–208.

Fauquette S., Suc J.P., Bertini A., Popescu S.M., Warny S., Taoufiq N.B., Perez Villa M.J., Chikhi H., Feddi N., Subally D., Clauzon G., Ferrier J., 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238: 281–301.

Foster G.L., Lear C.H., Rae J.W., 2012. The evolution of pCO_2, ice volume and climate during the middle Miocene. Earth and Planetary Science Letters, 341: 243–254.

Friedberg W., 1906. Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 65: 779–792.

Friedberg W., 1932. Die Pectiniden des Miozäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. I-II Teil. Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences et des Lettres, Classe des Sciences Mathematiques et Naturelles, B II: 47–66, 114–122.

Garcia Veigas J., Rossel L., Garlicki A., 1997. Petrology and geochemistry (fluid inclusions) of Miocene halite rock salts (Badenian, Poland). Slovak Geological Magazine, 3: 181–186.

Garecka M., 2008. Granica oligocen/miocen w polskich Karpatach zewnętrznych na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 432: 1–53.

Garecka M., 2012. Record of changes in the Oligocene – Miocene sediments of the Menilite – Krosno series of the Skole Unit based on calcareous nanoplankton studies – biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 453: 1–21.

Garecka M., Jugowiec M., 1999. Wyniki badań biostratygraficznych miocenu zapadliska przedkarpackiego na podstawie nanoplanktonu wapiennego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 29–42.

Garecka M., Olszewska B., 2011. Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nannoplankton. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 309–330.

Garlicki A., 1968. Autochtoniczna seria solna w miocenie Podkarpacia między Skawiną a Tarnowem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 215: 5–26.

Garlicki A., 1971. Złoże soli kamiennej w Łężkowicach nad Rabą. Kwartalnik Geologiczny, 15: 930–946.

Garlicki A., 1979. Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce. Prace Geologiczne, 119.

Garlicki A., 1994a. Formalne jednostki litostratygraficzne miocenu – formacja z Wieliczki (fm). Przegląd Geologiczny, 42: 26–28.

Garlicki A., 1994b. Porównanie osadów solnych Górnego Śląska i okolic Wieliczki. Przegląd Geologiczny, 42: 752–753.

Garlicki A., Wiewiórka J., 1981. The distribution of bromine in some halite rock salts of the Wieliczka salt deposit (Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 51: 353–359.

Gasiński A., Geroch S., Nowak W., 1986. Problem granicy oligocen/miocen w stratotypowym profilu ogniwa łupków z Niebylca (Karpaty zewnętrzne). Kwartalnik Geologiczny, 30: 132–133.

Gaweł, 1962. Budowa geologiczna złoża solnego Wieliczki. Prace Instytutu Geologicznego, 30 (3): 305–331.

Gaździcka E., 1994. Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). Geological Quarterly, 38: 553–570.

Gaździcka E., 2015. Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 153–177.

Gąsiewicz A., 2000. Sedymentologia i diageneza wapieni poselenitowych a model genetyczny polskich złóż siarki rodzimej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 172.

Gąsiewicz A., 2002. Główne cechy geochemiczne utworów formacji poznańskiej: aspekty środowiskowe i stratygraficzne. Przegląd Geologiczny, 50: 264–265.

Gąsiewicz A., 2015. Cechy geochemiczne utworów pogranicza badenu i sarmatu w otworach wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 z północnego obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 61–78.

Gąsiewicz A., Czapowski G., Paruch-Kulczycka J., 2004. Granica baden–sarmat w zapisie geochemicznym osadów w północnej części zapadliska przedkarpackiego – implikacje stratygraficzne. Przegląd Geologiczny, 52: 413–413.

Gedl P., 1995. Middle Eocene dinoflagellate cysts from the Rogoźnik section, Flysch Carpathians, Poland. Acta Palaeobotanica, 35: 195–231.

Gedl P., 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. Geological Quarterly, 56: 853–868.

Gedl P., 2016. Dinoflagellate cysts and palynofacies from the upper Badenian (Middle Miocene) of the Roztocze area at Józefów and Żelebsko (Carpathian Foredeep Basin, Poland): palaeoenvironmental implications. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 273–289.

Gedl P., Śmist P., Worobiec E., 2023. Palynology of the deep structures of the Carpathian Foredeep (3,950–5,467 m) at the front of Carpathian overthrust, the NS-1 Borehole, SE Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 93: 423–445.

Gibbard P.L., Lewin J., 2016. Filling the North Sea Basin: Cenozoic sediment sources and river styles (André Dumont medallist lecture 2014). Geologica Belgica, 19: 201–2017.

Glocker E.F., 1843. Menilitschiefer in Mähren. Amticher Bericht über die einundzwanzigste Versammlung der deutschen Naturforschern und Ärzte in Gratz in September 1843: 139–141.

Literatura

Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1966. Geologia rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. Kwartalnik Geologiczny, 10: 211–250.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. Deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep basin near Pilzno and its control on facies of Badenian (Middle Miocene) evaporites. Geological Quarterly, 60: 493–516.

Goldner A., Herold N., Huber M., 2013. The challenge of simulating warmth of the mid-Miocene climate optimum in CESM1. Climate of the Past, 9: 3489–3518.

Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W:* V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5'2013: 11–61.

Gonera M., 1997. Miocene foraminiferal assemblages in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 45: 97–105.

Gonera M., 2001. Otwornice i paleośrodowisko formacji badenianu (miocen środkowy) na obszarze Górnego Śląska. Studia Naturae, 48.

Gonera M., 2012. Palaeoecology of the middle Miocene foraminifera of the Nowy Sącz Basin (Polish Outer Carpathians). Geological Quarterly, 56: 107–116.

Gonera M., 2018. Coiling direction in Middle Miocene globorotaliids (Foraminiferida) – a case study in the Paratethys (Upper Silesia Basin, Poland). Geological Quarterly, 62: 155–171.

Gonera M., Bukowski K., 2012. Isotopic events in the Early/Middle Badenian (Miocene) of the Upper Silesia Basin (Central Paratethys). Geological Quarterly, 56: 561–568.

Górka M., 2002. The Lower Badenian (Middle Miocene) coral patch reef at Grobie (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland), its origin, development and demise. Acta Geologica Polonica, 52: 521–534.

Grabowska I., Słodkowska B., 1993. Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Grabowska I., Ważyńska H., 1997. Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z Pobrzeża Gdańskiego i z Bałtyku. Biuletyn Państwowego Insytutu Geologicznego, 375: 5–32.

Haczewski G., 1989. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 435–523.

Hałuszczak A., 2004. Cenozoic dynamics of the Dębina Salt Dome, Kleszczów Graben, inferred from structural features of the Tertiary-Quaternary cover. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 311–318.

Harasimiuk M., Rutkowski J., 1972. O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu w rejonie Chełma. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 42: 271–284.

Harzhauser M., Piller W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea–Palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253: 8–31.

Harzhauser M., Kranner M., Mandic O., Daneshian J., Asgharian F., Mohtat T., Peresson M., Benold C., Piller W.E., 2024a. Middle Miocene (Chokrakian, Karaganian) depositional environments of the Eastern Paratethys Sea in the southern Caspian Basin (Mazandaran Province, northern Iran). International Journal of Earth Sciences, 113: 389–415.

Harzhauser M., Landau B., Mandic O., Neubauer T.A., 2024b. The Central Paratethys Sea—rise and demise of a Miocene European marine biodiversity hotspot. Scientific Reports, 14, 16288.

Horwitz L., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1929 r. na arkuszu Ustrzyki Dolne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 27: 6–7.

Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D., Molchanoff S., 2011. Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 304: 262–275.

Jahn A., Łańcucka-Środniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologica Sudetica, 18: 7–43.

Jakubowski G., Musiał T., 1979. Middle Miocene sandy and carbonate deposits of Huta Lubycka and Huta Różaniecka (Roztocze Rawskie Region, South-Eastern Poland) and their fauna. Prace Muzeum Ziemi, 32: 71–100.

Jankowski L., 1997. Warstwy z Gorlic – najmłodsze utwory południowej części jednostki śląskiej. Przegląd Geologiczny, 45: 305–308.

Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27–52.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Jasionowski M., 1995. Budowa geologiczna zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 371: 5–23.

Jasionowski M., 1996. Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: Niezwykłe joint-venture. Przegląd Geologiczny, 44: 1044–1048.

Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 375: 43–60.

Jasionowski M., Peryt T.M., 2004. Historia badań. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 203–2012. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jasionowski M, Peryt T.M., Czapowski G., 2004. Miocen. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 213–249. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jasionowski M., Peryt T.M., Wysocka A., Poberezhskyy A.V., 2012. Brzeżne facje badenu i sarmatu dolnego zbiornika przedkarpackiego w SE Polsce i zachodniej Ukrainie – wyniki badań ostatniego dwudziestolecia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449: 71–86.

Jawor E., 1983. Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. Przegląd Geologiczny, 31: 635–640.

Jiménez-Moreno G., Suc J.P., 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: evidence from pollen records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253: 208–225.

Jurewicz E., Segit T., 2018. The tectonics and stratigraphy of the transitional zone between the Pieniny Klippen Belt and Magura Nappe (Szczawnica area, Poland). Geology, Geophysics & Environment, 44: 127–144.

Jurkiewicz H., 1991. Możliwość wykorzystania otwornic redeponowanych w pracach geologicznych. Przegląd Geologiczny, 39: 530–533

Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1961. Poziom spirialisowy w tortonie przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 9: 24–27.

Kaczmarek A., Oszczypko-Clowes M., Cieszkowski M., 2016. Early Miocene age of Stare Bystre Formation (Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland) indicated by the calcareous nannoplankton. Geological Quarterly, 60: 341–354.

Karátson D., Lahitte P., Portnyagin M., Palotai M., Józsa S., Márton E., Tóth E., Erdei B., Nomade S., Németh K., Iván L., Krasznai M., Vörös F., Biró T., Paquette J.-L., Hably L., Hír J., Prakfalvi P., Kiss J., Pécskay Z., Frick D.A., Hencz M., 2025. A 13.06 Ma widespread ignimbrite in the Pannonian Basin captured a snapshot of shallow marine to coastal environment in Central Paratethys. Scientific Reports, 15, 23528.

Karnkowski P.H., Ozimkowski W., 2001. Ewolucja strukturalna podoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem). Przegląd Geologiczny, 49: 431–436.

Kasiński J.R., 1983. Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach tektonicznych przedpola Sudetów. Przegląd Geologiczny, 31: 237–243.

Kasiński J.R., 1984. Synsedimentary tectonics as a factor controlling sedimentation of brown-coal formation in tectonic depressions in western Poland. *W:* Proceedings, 27th International Geological Congress Moscow: 247–279.

Kasiński J.R., 1989. Tectonic control of Tertiary terrigenous formation in the intermontane depressions along the NW margin of the Sudetes Mts., SW Poland. *W:* Proceedings, International Symposium Intermontane Basins – Geology and Resources: 353–373.

Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej cześci niecki żytawskiej 1: 50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa,

Kasiński J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kasiński J.R., 2010. Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce i możliwości jego wykorzystania. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 439: 87–98.

Kasiński J.R., Czapowski G., 2008. Cechy sedymentacyjne osadów najwyższego neogenu w odsłonięciu Łęczyce koło Lęborka. *W:* Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu – źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim: 11–12.

Kasiński J.R., Piwocki M., 1994. Neogene coal-forming sedimentation in the Carpathian Foredeep, southern Poland. Geological Quarterly, 38: 527–552.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2016. Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 60: 959–974.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2017. Węgiel brunatny w łuku Mużakowa – warunki sedymentacji, pozycja stratygraficzna, znaczenie złożowe. Górnictwo Odkrywkowe, 58: 20–31.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2024. Litostratygrafia osadów wyższej części neogenu na obszarze Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego. 209: 25–62.

Kasiński J.R., Czapkowski G., Gąsiewicz A., 2002. Marine-influenced and continental setting of the Poznań Formation (Upper Neogene, Central and SW Poland). *W:* Proceedings, 8th Biannual Meeting RPCSS: 162–184.

Kasiński J.R., Kramarska R., Piwocki M., 2004. Osady paleogenu i neogenu w Łęczycach koło Lęborka – implikacje paleogeograficzne dla basenu paleogenu i neogenu północno-zachodniej Europy. Przegląd Geologiczny, 52: 701–702.

Kasiński J.R., Piwocki M., Swadowska E., Ziembińska-Tworzydło M., 2010. Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 439: 99–154.

Kasiński J.R., Badura J., Pańczyk M., Pécskay Z., Saternus A., Słodkowska B., Urbański P., 2015. Osady paleogeńskie w polskiej części niecki żytawskiej – nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 295–324.

Kasiński J.R., Saternus A., Urbański P., 2019. Atlas geologiczny wybranych złóż węgla brunatnego w Polsce. T. I: rejon zachodni i rejon wielkopolski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Kasprzyk A., 1989. Litologia osadów siarczanowych miocenu w rejonie staszowskim. Kwartalnik Geologiczny, 33: 241–268.

Kasprzyk A., 1993. Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 33–84.

Literatura

Kasprzyk A., 1999. Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. Geological Quarterly, 44: 449–466.

Kasprzyk A., 2003. Sedmentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite basin of the Carpathian Foredeep, southern Poland. Sedimentary Geology, 158: 167–194.

Kasprzyk A., Ortí F., 1998. Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). Sedimentology, 45: 889–907.

Kirchner Z., 1956. Stratygrafia miocenu Przedgórza Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. Acta Geologica Polonica, 6: 421–450.

Klęsk J., Błachowski A., Kruszewski Ł., Michalska D., Mrozek-Wysocka M., Widera M., 2023. Colours of the upper Neogene "Poznań Clays" in the light of sedimentological, mineralogical and nuclear methods. Geological Quarterly, 67, 49.

Knox R., Bosch A., Rasmussen E.S., Heilmann-Clausen C., Hiss M., De Lugt I., Kasiński J.R., King C., Köthe A., Słodkowska B., Standke G., Vanderberghe N., 2010. Cenozoic. *W:* Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 212–223. EAGE Publications, Houten.

Kohlman-Adamska A., 1993. Pollen analysis of the Neogene deposits from the Wyrzysk Region, North-Western Poland. Acta Palaeobotanica, 33: 91–297.

Kolasa K., Ślączka A., 1985. Sedimentary salt mega-breccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. Acta Geologica Polonica, 35: 221–230.

Konior K., Krach W., 1965. Zlepieńce dębowieckie i fauna mioceńska z wiercenia B 4 koło Bielska. Acta Geologica Polonica, 15: 39–84.

Kotlarczyk J., 1966. Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach polskich. Studia Geologica Polonica, 19: 7–129.

Kotlarczyk J., Leśniak T., 1990. Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitów z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat. Wydaw. AGH, Kraków.

Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichtyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene – Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 1–111.

Kowalewski K., 1930. Stratygrafia miocenu okolic Korytnicy w porównaniu z trzeciorzędem pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 6 (1).

Kowalewski K., 1957. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. I. Trzeciorzęd na północnym obszarze Niziny Sandomierskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 119.

Kowalewski K., 1958a. Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 2: 3–43.

Kowalewski K., 1958b. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. II. Trzeciorzęd okolic Niska i Rozwadowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 145.

Kowalewski K., 1959. Stratygrafia trzeciorzędu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Roztocza, cz. III. Miocen między Frampolem a Biłgorajem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 147.

Kowalski R., 2010. *Choerospondias turovensis* n. sp., a new Anacardiacean species of the European Neogene identified from the Turów brown coal open-cast mine. Palaeontographica Abteilung B, 284: 1–11.

Kozłowska-Koch M., 1987. Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. Archiwum Mineralogiczne, 42: 43–95.

Krach W., 1947. Miocen okolic Miechowa. Stratygrafia i paleontologia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 43: 1–65.

Krach W., 1958. Znaczenie makrofauny w stratygrafii miocenu Polski. Kwartalnik Geologiczny, 2: 44–53.

Krach W., 1981. Badeńskie utwory rafowe na Roztoczu Lubelskim. Prace Geologiczne, 121.

Kramarska R., Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., Słodkowska B., 2015. Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (północna Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 193–250.

Krause P.G., 1933. Das Pliozän Ostpreussens und seine Beziehungen zum nordwestdeutschen und westdeutschen Pliozän. Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 144: 1–71.

Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilson D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature, 400: 652–655.

Król E., Jeleńska M., 1999. The local magnetostratigraphic scale for the supra-evaporitic Miocene deposits in the northern part of Carpathian Foredeep and its stratigraphic implications (drill-core Jamnica S-119). Geological Quarterly, 43: 509–518.

Krzywiec P., 1997. Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. Przegląd Geologiczny, 45: 1039–1053.

Krzywiec P., 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 404–412.

Krzywiec P., Frankowski Z., Jarosiński M., Kasiński J., Papiernik B., Słodkowska B., Burliga S., 2001. Kompleksowa analiza geofizyczno-geologiczna wysadu solnego Dębina i jego najbliższego otoczenia. Arch. KWB „Bełchatów" SA, Rogowiec.

Krzywiec P., Wysocka A., Oszczypko N., Mastalerz K., Papiernik B., Wróbel G., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów–Smolarzyny). Przegląd Geologiczny, 56: 232–244.

Krzywiec P., Bukowski K., Oszczypko N., Garlicki A., 2012. Structure and Miocene evolution of the Gdów tectonic "embayment" (Polish Carpathian Foredeep): a new model based on reinterpreted seismic data. Geological Quarterly, 56: 907–920.

Kubica B., 1992. Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapaliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 133.

Kubica B., 1994. Korelacja litogeofizyczna badeńskich osadów chemicznych zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 42: 759–765.

Kuciński T., Nowak W., 1975. Zarys stratygrafii utworów mioceńskich w rejonie Cieszyn–Andrychów. Kwartalnik Geologiczny, 19: 962–963.

Kwiatkowski S., 1972. Sedymentacja gipsów mioceńskich Polski południowej. Prace Muzeum Ziemi, 19: 3–94.

Kwiatkowski S., 1974. Złoża gipsów mioceńskich Polski południowej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 280: 299–336.

Laskowska-Wysoczańska W., 1987. Przedplejstoceńskie serie żwirowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *W:* Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej: 50–58.

de Leeuw A., Bukowski K., Krijgsman W., Kuiper K.F., 2010. Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. Geology, 38: 715–718.

de Leeuw A., Tulbure M., Kuiper K.F., Melinte-Dobrinescu M.C., Stoica M., Krijgsman W., 2018. New $^{40}Ar/^{39}Ar$, magnetostratigraphic and biostratigraphic constraints on the termination of the Badenian Salinity Crisis: Indications for tectonic improvement of basin interconnectivity in Southern Europe. Global and Planetary Change, 169: 1–15.

Lelek D., Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., 2016. Quantitative studies of the calcareous nannoplankton of Sarmatian deposits: case studies in the Sieniawa–Rudka area (Outer Carpathian Foredeep, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 29–57.

Lesiak M., 1994. Plant macrofossils from the middle Miocene of Lipnica Mała (Orawa–Nowy Targ Basin, Poland). Acta Palaeobotanica, 34: 27–81.

Leszczyński S., Nemec W., 2015. Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin. Sedimentology, 62: 645–680.

Lis P., Wysocka A., 2012. Middle Miocene deposits in Carpathian Foredeep: facies analysis and implications for hydrocarbon reservoir prospecting. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 82: 239–253.

Liszkowski J., Muchowski J., 1969. Morfologia, budowa wewnętrzna oraz geneza masywów wapieni biogenicznych dolnego sarmatu strefy progów zewnętrznych Wyżyny Lubelskiej. Biuletyn Geologiczny, 11: 5–36.

Łaptaś A., 1992. Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcarenites in the northern margin of the Carpathian foredeep. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 149–167.

Łomnicki M., 1898. Iły krakowieckie. Kosmos, 22: 571–578.

Łuczkowska E., 1953. O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 23: 77–156.

Łuczkowska E., 1958. Mikrofauna mioceńska przedgórza karpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 2: 105–126.

Łyczewska J., 1948. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 42: 46–75.

Maciaszek P., Chomiak L., Urbański P., Widera. M., 2020. New insights into the genesis of the "Poznań clays" – upper Neogene of Poland. Civil and Environmental Engineering Reports, 30: 18–32.

Makowska D., 1987. Osady górnotrzeciorzędowe i staroplejstoceńskie okolic Staszowa-Połańca. *W:* Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej: 41–46.

Makowska A., 2015. Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202: 7–52.

Malata T., Zimnal Z., 2016. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 1004 – Strzyżów (M-34-80-B). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Martini E., 1977. Calcareous nannoplankton from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). Acta Geologica Polonica, 27: 125–134.

Maruszczak H., 2001. Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim. Przegląd Geograficzny, 73: 253–280.

Mastalerz K., Wysocka A., Krzywiec P., Kasiński J., Aleksandrowski P., Papiernik B., Ryzner-Siupik B., Siupik J., 2006. Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa-Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 54: 333–342.

Matl K., Wagner M., 1986. The occurrence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. Geologia, 12: 63–78.

Michalik M., Paszkowski M., Szulc J., 1989. Węglanowe utwory pedogeniczne miocenu okolic Krakowa. *W:* Przewodnik 60 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 190–195.

Mol S., Ninard K., Kuźma A., Deryk A., Łapcik P., 2024. A multivariate approach to pebble morphometry: a case study of Witów section (southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 94: 273–286.

Moryc W., 1989. Miocen przedgórza Karpat Zachodnich w strefie Bielsko–Kraków. *W:* Tektonika Karpat i Przedgórza w świetle badań geofizycznych i geologicznych. Referaty sesji: 170–198.

Literatura

Moryc W., 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko–Kraków. Geologia, 31: 5–73.

Musiał T., 1987. Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). Biuletyn Geologiczny, 31.

Nagy A., Vass D., Petrik F., Pereszlényi M., 1996. Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investigations and organic matter alteration studies. Slovak Geological Magazine, 1: 49–58.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nawrocki J., Wójcik A., 1990. On age of the "Witów series" in the light of paleomagnetic studies. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 24: 3–11.

Ney R., 1963. O poziomie gipsowym na przedpolu Karpat wzdłuż strefy Przemyśl-Lubaczów-Horyniec. Przegląd Geologiczny, 11: 264–268.

Ney R., 1965. Warstwy przemyskie w jednostce stebnickiej. Geofizyka i Geologia Naftowa, 7–9: 235–243.

Ney R., 1966. Uwagi w sprawie warstw baranowskich w tortonie. Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 123: 117–149.

Ney R., 1969. Miocen południowego Roztocza między Horyńcem a Łówczą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpackiego. Prace Geologiczne, 60.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geologiczne, 82.

Niedźwiedzki J., 1883–1986. Stosunki geologiczne formacyi solonośnej Wieliczki i Bochni cz. I, cz II, cz III. Kosmos, 8: 137–159, 387–401, 483–492; 9: 565–580, 717–743; 11: 137–155.

Niemczyk J., 1988. Litostratygrafia gipsów mioceńskich pomiędzy Buskiem a Wiślicą. Geologia, 14: 105–115.

Niemczyk J., 1995. Profil litostratygraficzny serii gipsowej w Krzyżanowicach koło Pińczowa jako podstawa do rozważań sedymentologicznych. Geologia, 21: 183–196.

Nowak W., 1979. Niektóre jednostki lito- i biostratygraficzne i ich znaczenie dla korelacji najmłodszych utworów fliszu karpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 928–930.

Odrzywolska-Bieńkowa E., 1972. Porównanie wybranych głębszych profili mikrofaunistycznych rejonu świętokrzyskiego i lubelskiego. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 16: 493–494.

Olszewska B., 1982. Uwagi o biostratygrafii serii menilitowo-krośnieńskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. Kwartalnik Geologiczny, 26: 137–145.

Ołtuszyk S., 1967. Miąższość serii utworów gipsowo-anhydrytowych Przedgórza Karpat. Geologia Naftowa, 3: 66–71.

Osborne C.P., 2008. Atmosphere, ecology and evolution: what drove the Miocene expansion of C4 grasslands? Journal of Ecology, 96: 35–45.

Oszast J., Stuchlik L., 1977. Roślinność Podhala w neogenie. Acta Palaeobotanica, 18: 45–122.

Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., Wójcik A., 2009. New data on the late Badenian – Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. Geological Quarterly, 53: 273–292.

Oszczypko-Clowes M., Lelek D., Oszczypko N., 2012. Sarmatian paleoecological environment of the Machów Formation based on the quantitative nannofossil analysis — a case study from the Sokołów area (Polish Carpathian Foredeep). Geologica Carpathica, 63: 267–294.

Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., Piecuch A., Sotak J., Boratyn J., 2018. The Early Miocene residual flysch basin at the front of the Central Western Carpathians and its palaeogeographic implications (Magura Nappe, Poland). Geological Quarterly, 62: 597–619.

Oszczypko N., 1996. Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 44: 1007–1018.

Oszczypko N., 1997. The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). Przegląd Geologiczny, 45: 1054–1063.

Oszczypko N., 1998. The Western Carpathian Foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). Geologica Carpathica, 49: 415–431.

Oszczypko N., 1999. Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej cześci zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 209–230.

Oszczypko N., 2006. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 396–403.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2002. Newly discovered Early Miocene deposits in the Nowy Sącz area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Geological Quarterly, 46: 117–133.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its palaeogeographical and palaeotectonic implications. Acta Geologica Polonica, 53: 101–122.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). Acta Geologica Polonica, 60: 317–348.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2012. Stages of development in the Polish Carpathian Foredeep basin. Central European Journal of Geosciences, 4: 138–162.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014. Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 58: 737–758.

Oszczypko N., Stuchlik L., Wójcik A., 1991. Stratigraphy of fresh-water Miocene deposits of the Nowy Sącz Basin, Polish Western Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 433–445.

Oszczypko N., Olszewska B., Ślęzak J., Strzępka J., 1992. Miocene marine and brackish deposits of the Nowy Sącz Basin, Polish Western Carpathians: new lithostratigraphic and biostratigraphic standards. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 40: 83–96.

Oszczypko N., Andreyeva-Grigorovich A.S., Malata E., Oszczypko-Clowes M., 1999. The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Geologica Carpathica, 50: 419–433.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Marko F., 2005. Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. Geological Quarterly, 49: 379–402.

Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T., 2006. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its sedimentary, structural, and geodynamic evolution. AAPG Memoir, 84: 293–350.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2022. Reply to the "Discussion" Oszczypko N., Oszczypko N., Lucińska-Anczkiewicz A., Gedl P., Malata E., 2000. Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish Outer Carpathians and their paleogeographical implications. Slovak Geological Magazine, 6: 143–145.

Otfinowski M., 1981. Zespoły otwornic i sedymentacja piaskowców bogucickich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 332: 53–88.

Overeem I., Weltje G.J., Bisho-Kay C., Kroonenberg S.B., 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? Basin Research, 13: 293–312.

Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating data. International Journal of Earth Sciences, 112: 725–740.

Paruch-Kulczycka J., 2015. Biostratygrafia osadów miocenu z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 na podstawie otwornic (północna część zapadliska przedkarpackiego). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 133–152.

Paul Z., Poprawa D., 1992. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w strefie przypienińskiej w świetle wyników badań uzyskanych z wiercenia Nowy Targ PIG 1. Przegląd Geologiczny, 40: 404–409.

Pawłowski S., Pawłowska K., Kubica B., 1985. Budowa geologiczna tarnobrzeskiego złoża siarki rodzimej. Prace Instytutu Geologicznego, 114.

Peryt D., 1987. Middle Miocene calcareous nannoplankton stratigraphy of the Roztocze region (SE Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 391–401.

Peryt D., 1997. Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 45: 119–131.

Peryt D., 1999. Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 387: 158–161.

Peryt D., 2013a. Foraminiferal record of marine transgression during deposition of the Middle Miocene Badenian evaporites in Central Paratethys (Borków section, Polish Carpathian Foredeep). Terra Nova, 25: 298–306.

Peryt D., 2013b. Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). Geological Quarterly, 57: 141–164.

Peryt D., Peryt T.M., 2015. Zmiany środowiskowe poprzedzające sedymentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 133–152.

Peryt D., Gedl P., Peryt T.M., 2020. Marine transgression(s) to evaporite basin: The case of middle Miocene (Badenian) gypsum in the Central Paratethys, SE Poland. Journal of Palaeogeography, 9, 16.

Peryt D., Garecka M., Peryt T.M., 2021. Foraminiferal and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the upper Badenian–lower Sarmatian strata in the SE Polish Carpathian Foredeep. Geological Quarterly, 65, 18.

Peryt D., Gedl P., Jurek K., Więcław D., Worobiec E., Worobiec G., Peryt T.M., 2024a. Environmental perturbations around the Badenian/Sarmatian (Middle Miocene) boundary in the Central Paratethys: Micropalaeontological and organic geochemical records. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 647, 112221.

Peryt D., Gedl P., Worobiec E., Worobiec G., Peryt T.M., 2024b. Foraminiferal and Palynological Records of an Abrupt Environmental Change at the Badenian/Sarmatian Boundary (Middle Miocene): A Case Study in Northeastern Central Paratethys. Geosciences, 14, 86.

Peryt T.M., 2000. Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Miocene Badenian of Carpathian Foredeep, southern Poland. Sedimentary Geology, 134: 331–342.

Peryt T.M., 2006. The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. Sedimentary Geology, 188–189: 379–396.

Peryt T.M., Jasionowski M., 1994. In situ formed and redeposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. Sedimentary Geology, 94: 153–163.

Peryt T.M., Kasprzyk A., 1992. Carbonate-evaporite sedimentary transitions in the Badenian (middle Miocene) basin of southern Poland. Sedimentary Geology, 76: 257–271.

Literatura

Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Peryt T.M., Peryt D., Szaran J., Hałas S., Jasionowski M., 1998. O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosławia (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 60–76.

Peryt T.M., Buła Z., Hałas S., Olszewska B., Pluta I., Słodkowska B., 2005. Non-marine evaporites in the Lower Miocene of Upper Silesia (Carpathian Foreland Basin, Poland). Geologica Carpathica, 56: 327–336.

Petrichenko O.I., Peryt T.M., Poberegski A.V., 1997. Pecularities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. Slovak Geological Magazine, 3: 91–104.

Petronis M.S., Awdankiewicz M., Valenta J., Rapprich V., Zebrowski J.P., Karim E., 2021. Eruptive and magma feeding system evolution of Sośnica Hill Volcano (Lower Silesia, SW Poland) revealed from volcanological, geophysical, and rock magnetic data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 419, 107367.

Pietzsch K., 1925. Die Braunkohlen Deutschlands. Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, 488, Berlin.

Piller W.E., Harzhause M., Mandic O., 2007. Miocene Central Paratethys Stratigraphy – Current Status and Future Directions. Stratigraphy, 4: 151–168.

Pisera A., 1978. Rafowe utwory miocenu z Roztocza zachodniego. Przegląd Geologiczny, 26: 159–163.

Pisera A., 1985. Paleoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. Acta Geologica Polonica, 35: 89–156.

Pisera A., 1996. Miocene reefs of the Paratethys: A review. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 5: 97–104.

Piwocki M., 1965. Utwory trzeciorzędowe w okolicach Nysy. Kwartalnik Geologiczny, 9: 183–192.

Piwocki M., 1967. Litostratygrafia utworów trzeciorzędowych w rejonie Chobieni. Kwartalnik Geologiczny, 11: 923–925.

Piwocki M., 1975. Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węglonośność. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 284: 73–132.

Piwocki M., 1992. Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. Przegląd Geologiczny, 40: 281–286.

Piwocki M., 1998. Charakterystyka dolnomioceńskiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 46: 55–61.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydlo M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. Przegląd Geologiczny, 43: 916–927.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydlo M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands-lithostratigraphy and pollen-spore zones. Geological Quarterly, 41: 21–40.

Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Neogen. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Planderova E., Ziembińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Konzalova M., Nagy E., Pantic N., Rylova T., Sadowska A., Słodkowska B., Stuchlik L., Syabryaj S.A., Ważyńska H., Zrazlikova N.,1993. On paleofloristic and paleoclimatic changes during the Neogene of Eastern and Central Europe on the basis of palynological research. *W:* Proceedings International Symposium Paleofloristic and paleoclimatic changes during the Cretaceous and Tertiary: 119–129.

Poborski J., 1952. Złoże solne Bochni na tle geologicznym okolicy. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 78.

Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963. O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 339–348.

Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M., 2004. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 250.

Porębski S.J., Oszczypko N., 1999. Litofacje i geneza piasków bogucickich (górny baden), zapadlisko przedkarpackie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 57–82.

Porębski S.J., Warchoł M., 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknalnych i klinoform deltowych dla interpretacji sedymentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego). Przegląd Geologiczny, 54: 421–429.

Porębski S.J., Pietsch K., Hodiak R., Steel R.J., 2003. Origin and sequential development of Badenian-Sarmatian clinoforms in the Carpathian Foreland Basin (SE Poland). Geologica Carpathica, 54: 119–136.

Przybylski B., Badura J., Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., Krajewska K., Kuszell T., 1998. The preglacial Nysa Kłodzka fluvial system in the Sudetic Foreland, southwestern Poland. Geologia Sudetica, 31: 171–196.

Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. Bd.1–2, Cotta, Stuttgart.

Radwański A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. Acta Geologica Polonica, 18: 387–446.

Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). Acta Geologica Polonica, 19: 1–164.

Radwański A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 23: 375–434.

Raniecka-Bobrowska J., 1965. Kilka uwag o wieku kopalnej flory z Osieczowa oraz węgla brunatnego z Turowa. Przegląd Geologiczny, 13: 469–470.

Rauch-Włodarska M., Zuchiewicz W., Włodarski W., 2006. Późnoneogeńska aktywność tektoniczna w centralnej części zapadliska przedkarpackiego (Witów koło Nowego Brzeska). Przegląd Geologiczny, 54: 943–952

Rögl F., Steininger F.F., 1983. Vom Zerfall der Tethys zur Paratethys. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 85: 135–163.

Rowan M.G., Krzywiec P., Bukowski K., Przybyło J., 2020. Nature and origin of large-scale and intrasalt deformation within the Wieliczka salt mine, Poland. Geological Quarterly, 64: 819–837.

Rutkowski J., 1976. Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, Prace Geologiczne, 100.

Rutkowski J., 1987. O niektórych trzecio-i czwartorzedowych iłach okolic Krakowa. *W:* Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej: 24–26.

Rutkowski J., Harasimiuk M., 1970. Trzeciorzęd okolic Chełma i Rejowca. *W:* Przewodnik 42 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 154–157.

Ryłko W., 2004. Karpaty. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik. Paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 271–338. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Sadowska A., 1977. Roślinność i stratygrafia górnomioceńskich pokładów węgla brunatnego Polski południowo-zachodniej. Acta Palaeobotanica, 18 (1): 87–122.

Sadowska A., 1986. Palynological investigations of the Kłodnica Beds in the Silesian part of the Carpathian Foredeep. Geologia, 12: 37–44.

Sadowska A., 1987. Plioceńskie flory południowo-zachodniej Polski. *W:* Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce: 43–53.

Sadowska A., 1992. Problem of the Miocene/Pliocene boundary as arising from palynostratigraphic studies from Gnojna (Southwestern Poland). *W:* Pan-European Palaeobotanical Conference: 211–217.

Samsonowicz J., 1927. Budowa geologiczna i dzieje okolic Warszawy. Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Komisja Fizjograficzna PAU.

Sant K., de Leeuw A., Chang L., Czapowski G., Gąsiewicz A., Krijgsman W., 2015. Paleomagnetic analyses on Badenian–Sarmatian drill cores from the North Carpathian Foredeep (Middle Miocene, Poland). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 179–192.

Schreiber B.C., Bąbel M., Lugli S., 2007. Introduction and overview. Geological Society Special Publications, 285: 1–13.

Słodkowska B., 1998. Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 160: 28–33.

Słodkowska B., 2004. Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland area (NW Poland). Polish Geological Institute Special Papers, 14.

Słodkowska B., 2009. Palynology of the Palaeogene and Neogene from the Warmia and Mazury areas (NE Poland). Geologos, 15: 219–234.

Słodkowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 251–294.

Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016. Paleogen i neogen: czas dynamicznych zmian klimatycznych. Przegląd Geologiczny, 64: 15–25.

Słodkowska B., Widera M., 2021. Vegetation response to environmental changes based on palynological research on the Middle Miocene lignite at the Jóźwin IIB open-cast mine (Konin region, central Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 149–166.

Słodkowska B., Widera M., 2022. Reconstruction of the sedimentary environment of phytogenic deposits in the Tomisławice opencast mine (Konin Region, central Poland). Geological Quarterly, 66, 34.

Słodkowska B., Ziembińska-Tworzydło M., 2022. Polish Palaeobotany: 750 Million Years of Plant History as Revealed in a Century of Studies. Research on the Paleogene and Neogene (Tertiary). Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 91, 9122.

Stachacz M., 2007. Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 52: 168–174.

Stachurska A., Sadowska A., Dyjor S., 1973. The Neogene flora at Sośnica near Wrocław in the light of geological and palynological investigations. Acta Palaeobotanica, 14: 162–176.

Steininger F.F., Wessely G., 1999. From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 95–116.

Stuchlik L., 1987. Przegląd badań paleobotanicznych osadów plioceńskich i wczesnoplejstoceńskich Polski środkowej i południowej. *W*: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce: 53–63.

Stuchlik L., Ziembińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Sadowska A., 2001. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 1, Spores. Polish Academy of Sciences, Kraków.

Stuchlik L., Ziembińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Ważyńska H., Sadowska A., 2009. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 3, Angiosperms (1). Polish Academy of Sciences, Kraków.

Stuchlik L., Ziembińska-Tworzydło M., Kohlman-Adamska A., Grabowska I., Słodkowska B., Worobiec E., Durska E., 2014. Atlas of pollen and spores of the Polish Neogene, Vol. 4. Angiosperms (2). Polish Academy of Sciences, Kraków.

Studencka B., 1994. Middle Miocene bivalve faunas from the carbonate deposits of Poland (Central Paratethys). Géologie Méditerranéenne, 21: 137–145.

Literatura

Studencka B., 1999. Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. Geological Quarterly, 43: 467–477.

Studencka B., 2015. Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – stratygrafia i taksonomia. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 461: 95–114.

Studencka B., 2024. Pectinidae and Cardiidae from the middle Miocene of Poland – witnesses of environmental changes in the Paratethys. *W:* 10th International Workshop NCSEE, Abstract Volume: 76–77.

Studencka B., Jasionowski M., 2011. Bivalves from the Middle Miocene reefs of Poland and Ukraine: A new approach to Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys. Acta Geologica Polonica, 61: 79–114.

Studencka B., Studencki W., 1988. Middle Miocene (Badenian) bivalves from the carbonate deposits of the Wójcza-Pińczów Range (southern slopes of the Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 38: 1–44.

Studencka B., Gontsharova I., Popov S.V., 1998. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. Acta Geologica Polonica, 48: 285–341.

Studencki W., 1979. Sedimentation of algal limestones from Busko-spa environs (Middle Miocene, Central Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 27: 155–165.

Studencki W., 1988a. Red algae from the Pinczów Limestones (Middle Miocene, Świętokrzyskie Mountains, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 33: 3–57.

Studencki W., 1988b. Facies and sedimentary environment of the Pinczow limestones (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, central Poland). Facies, 18: 1–25.

Studencki W., 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimatic implications. Geological Quarterly, 43: 395–404.

Szczechura J., 2006. Middle Miocene (Badenian) ostracods and green algae (Chlorophyta) from Kamienica Nawojowska, Nowy Sącz Basin (Western Carpathians, Poland). Geologica Carpathica, 57: 103–122.

Szynkiewicz A., 2000. Wiek węgla brunatnego na tle pozycji geologicznej badanych próbek (KWB “Bełchatów”). Przegląd Geologiczny, 48: 1038–1044.

Ślączka A., 1976. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 20: 958–959.

Ślączka A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 21: 405–406.

Ślączka A., Kolasa K., 1997. Resedimented salt in the Northern Carpathian Foredeep (Wieliczka, Poland). Slovak Geological Magazine, 3: 135–155.

Ślęzak J., Koszarski A., Koszarski L., 1995. Calcareous nannoplankton stratigraphy of the terminal flysch deposits from the Skole nappe (Oligocene–Miocene, Polish Carpathians, Krosno Beds). *W:* Proceedings 5th International Nannofossils Association Conference in Salamanca: 267–277.

Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber B.C., Benowitz J.A., Layer P., 2012. Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326–328: 12–29.

Świdziński H., 1961. La série de Richwald dans les Karpates flyscheuses. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences géologiques et géographiques, 9: 109–119.

Tietze E., 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrbuch des Geologischen Reichanstalt, 39: 289–404.

Tołwiński K., 1950. Brzeg Karpat. Acta Geologica Polonica, 1: 12–40.

Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge und dem Nordrande. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 38: 83–264.

Vinken R. (red.), 1988. The Northwest European Tertiary Basin: results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124. Geologisches Jahrbuch, A100.

Wala A., 1961. Litologia mioceńskiej serii ewaporatów w okolicy Pińczowa. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 5: 275–280.

Wala A., 1962. Charakterystyka petrograficzna profili serii gipsowej w okolicy Buska, Wiślicy i Gartatowic oraz próba korelacji ich z profilem w Gackach koło Pińczowa. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 6: 269–271.

Wala A., 1963. Korelacja litostratygraficzna serii gipsowej obszaru nadnidziańskiego. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie, 7 530–532.

Walczowski A., 1977. „Preglacjalne” żwiry zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 21: 942.

Walkiewicz Z., 1984. Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. Wydaw. Uniwersytetu im. A. Mickiewicza. Seria Geologia, 10.

Watycha L., 1976. Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. Kwartalnik Geologiczny, 20: 575–587.

Watycha L., 1977. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. Inst. Geol., Warszawa.

Ważyńska H., 1998. Palinologia i paleogeografia neogenu Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 160: 34–35.

Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., Liebrand D., Agnini C., Anagnostou E., Barnett S.K., Bohaty S.M., de Vleeschouwer D., Florindo S., Frederichs T., Hodell D.A., Houlbourn A.E., Kroon D., Lauretano V., Littler K., Lourens L.J., Lyle M., Pälike H., Röhl U., Tian J., Wilkens R.H., Wilson P.A., Zachos J.C., 2022. An astronomically dated record of Earth’s climate and its predictability over the last 66 million years. Science, 369: 1383–1387.

Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. Wydaw. Naukowe UAM, Poznań.

Widera M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań.

Widera M., Chomiak L., Zieliński T., 2019. Sedimentary facies, processes and paleochannel pattern of an anastomosing river system: an example from the Upper Neogene of Central Poland. Journal of Sedimentary Research, 89: 487–507.

Widera M., Bechtel A., Chomiak L., Maciaszek P., Słodkowska B., Wachocki R., Worobiec E., Worobiec G., Zieliński T., 2021a. Palaeoenvironmental reconstruction of the Konin Basin (central Poland) during lignite accumulation linked to the Mid-Miocene Climate Optimum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 568, 110307.

Widera M., Zieliński T., Chomiak L., Maciaszek P., Wachocki R., Bechtel A., Słodkowska B., Worobiec E., Worobiec G., 2021b. Tectonic-climatic interactions during changes of depositional environments in the Carpathian foreland: An example from the Neogene of central Poland. Acta Geologica Polonica, 71: 519–542.

Widera M., Klęsk J., Urbański P., 2024. The geology of the deepest Cenozoic lignite-rich grabens in Poland with particular reference to their lithostratigraphy: a comparative study. Geology, Geophysics & Environment, 50: 131–143.

Wiewiórka J., 1974. Poziom najstarszej soli kamiennej w pokładowym złożu solnym Wieliczki. Studia i Materiały do Dziejów Żup Solnych w Polsce, 3: 46–58.

Wiewiórka J., 1988. Warunki geologiczne eksploatacji soli w Żupach Krakowskich. *W:* Dzieje Żup Krakowskich: 37–70.

Winter H., 2015. Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202: 53–106.

Worobiec E., Birkenmajer K., 2014. Zapis palinologiczny środowiska plioceńskiego paleojeziora mizerniańskiego i jego okolic w osadach z wiercenia Mizerna-Nowa na Podhalu. Pieniny. Przyroda Człowiek, 13: 9–18.

Worobiec G., Worobiec E., Erdei B., 2020. Fossil callimothalloid fungi: revised taxonomy, modern equivalents and palaeoecology. Fungal Biology, 124: 835–844.

Worobiec E., Widera M., Worobiec G., Kurdziel B., 2021. Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. Palynology, 45: 59–71.

Worobiec E., Widera M., Worobiec G., 2022a. Palaeoenvironment of the middle Miocene wetlands at Drzewce, Konin region, central Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 92: 201–218.

Worobiec E., Worobiec G., Kasiński J.R., 2022b. Decline of Neogene lignite formation as a result of vegetation and climate changes reflected in the middle Miocene palynoflora from the Ruja lignite deposit, SW Poland. Review of Palaeobotany and Palynology, 298, 104593.

Wójcik A., Kopciowski R., Malata T., Marciniec P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratygraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W:* Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 209–215.

Wójcik A., Garecka M.K., Malata T., Pilarz M., 2021. The youngest deposits infilling the Gdów “embayment” (Carpathian orogenic front, south Poland) are not older than late Sarmatian-Pannonian. Geological Quarterly, 65, 22.

Wróbel I., 1981. Iły zielonogórskie czy seria zielonogórska (artykuł dyskusyjny). Prace Badawcze Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Ziemi Lubuskiej w latach 1975–1980: 112–120.

Wysocka A., Jasionowski M., Peryt T., 2007. Miocen Roztocza. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 79–96.

Wysocka A., Łoziński M., Śmigielski M., Czarniecka U., Bojanowski M., 2018. New data on the age of the sedimentary infill of the Orava-Nowy Targ Basin – a case study of the Bystry Stream succession (Middle/Upper Miocene, Western Carpathians). Geological Quarterly, 62: 327–343.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686–693.

Zieliński T., Widera M., 2020. Anastomosing-to-meandering transitional river in sedimentary record: A case study from the Neogene of central Poland. Sedimentary Geology, 404, 105677.

Ziembińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Skawińska K., Słodkowska B., Stuchlik L., Ważyńska H., 1994a. Taxonomical revision of selected pollen and spores taxa from Neogene deposits. Acta Palaeobotanica, Supplementum, 1: 5–30.

Ziembińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Sadowska A., Słodkowska B., Stuchlik L., Ważyńska H., 1994b. Checklist of selected genera and species of spores and pollen grains ordered in morphological system. Acta Palaeobotanica, Supplementum, 1: 31–56.

Żgiet J., 1961. Nowe dane o serii menilitowo-krośnieńskiej jednostki skolskiej w Karpatach rzeszowsko-sanockich. Kwartalnik Geologiczny, 5: 995–996.

Żytko K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. CAG, Warszawa [nr kat. 74/203, nr inw. 42015], Kraków [nr kat. 5135/73, nr inw. 1675].

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 687–736. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.687-736

SYSTEM	ODDZIAŁ		PIĘTRO	wiek w mln lat
CZWARTORZĘD	holocen	grn.	megalaj	obecnie
		śr.	northgrip	0,0042
		dln.	grenland	0,0082
	plejstocen	grn.	*górny*	0,0117
		śr.	cziba	0,0129
		dln.	kalabr	0,0774
			gelas	1,80
				2,58

CZWARTORZĘD

Leszek Marks

Historia badań 1

1.1. HISTORIA PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO CZWARTORZĘDU

Pierwsze informacje dotyczące czwartorzędu ziem polskich pojawiły się w pracach Staszica (1815) i Puscha (1836), ale początki stratygrafii czwartorzędu Polski są związane dopiero z Siemiradzkim (1890), który wykazał możliwość dwukrotnego zlodowacenia na Niżu Polskim, Ludomir Sawicki (1922) dodał trzecie zlodowacenie – najmłodsze, a na podstawie flory kopalnej Szafer (1928) wyznaczył dwa rozdzielające je interglacjały i zasugerował występowanie czwartego, najstarszego zlodowacenia (fig. 1). Przez znaczną część XX w. badania stratygraficzne czwartorzędu prowadzono jedynie w kilku regionach na świecie, a w Europie nazwy zlodowaceń Alp traktowano często jako wzorcowe (por. Ehlers, 1996). W początkach tworzenia podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski adaptowano niektóre nazwy jednostek wyróżniane w innych podziałach europejskich (Szafer, 1953; Rühle, 1955, 1965a, b, 1973; Różycki, 1961).

Szeroko rozwinięty w ostatnich kilkudziesięciu latach postęp w realizacji Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 zaowocował napływem ogromnej ilości materiałów geologicznych, co spowodowało wielokrotne modyfikacje i znaczną rozbudowę podziału stratygraficznego czwartorzędu (Halicki, 1950; Szafer, 1953; Rühle, 1955, 1965b, 1973; Różycki, 1961, 1967, 1972, 1978, 1980; Lindner, 1984, 1988b, 1991a, 1992; Mojski, 1985a). Sprzyjała temu duża dowolność wprowadzania nowych jednostek stratygraficznych. Różycki (1964a), zapewne zainspirowany propozycją Lüttiga (1958), zaproponował układ hierarchiczny wyróżnianych jednostek stratygraficznych czwartorzędu, tworząc ujednolicony system obejmujący jednostki pierwszego, drugiego, trzeciego i czwartego rzędu: kolejno zlodowacenia i interglacjały, stadiały i interstadiały, fazy i interfazy oraz etapy (tylko w obrębie zlodowaceń).

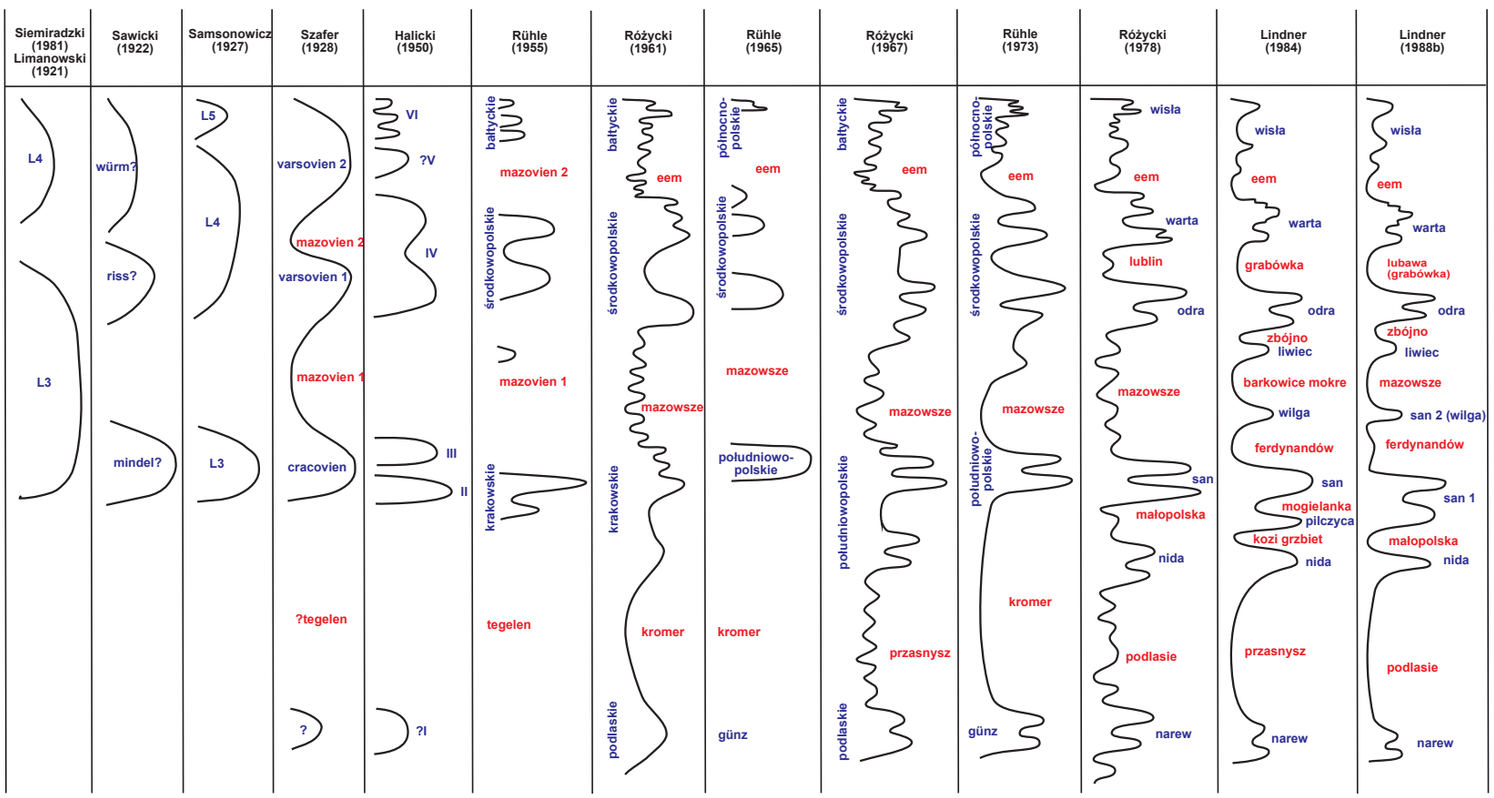


Fig. 1. Podziały stratygraficzne plejstocenu Polski w ujęciu historycznym na podstawie Różyckiego (1980), zmieniono i uzupełniono

1 Historia badań

Próbę ujednolicenia nomenklatury jednostek stratygraficznych plejstocenu Polski, połączoną z wprowadzeniem nowych jednostek stratygraficznych pierwszego rzędu, podjął Różycki (1978). W nawiązaniu do tradycji europejskiej stratygrafii czwartorzędu interglacjałom nadał nazwy stanowisk lub regionów wzorcowych, a zlodowacenia nazwał od rzek, w dorzeczu których stwierdzono osady tych zlodowaceń po raz pierwszy. Uznał część wyróżnianych wcześniej jednostek drugiego rzędu za odrębne zlodowacenia i interglacjały (por. fig. 1). W ten sposób zaproponowane wcześniej przez Rühlego (1955, 1965) zlodowacenia południowo-, środkowo- i północnopolskie stały się megaglacjałami, które z kolei zawierały zlodowacenia i interglacjały „elementarne". W podobny sposób interglacjał wielki, w rozumieniu Różyckiego (1964b), stał się megainterglacjałem złożonym z 2 interglacjałów i rozdzielającego je zlodowacenia (por. Lindner, 1988b). W rezultacie liczba zlodowaceń „elementarnych" w plejstocenie Polski powiększała się stopniowo do pięciu (Mojski, 1985a), sześciu (Halicki, 1950; Różycki, 1978, 1980; Lindner, 1978, 1980), ośmiu (Lindner, 1988b), a nawet dziewięciu (Lindner, 1984, 1987a, 1988c) i zostały one pogrupowane w 4 megaglacjały (fig. 1, 2). Liczba interglacjałów zwiększyła się do pięciu (Różycki, 1978, 1980; Lindner, 1978, 1980), siedmiu (Lindner, 1988b) i ośmiu (Lindner, 1984, 1987a, 1988c). W wyniku późniejszej weryfikacji liczba zlodowaceń i interglacjałów podlegała stopniowej redukcji (Lindner, 1988a; Mojski, 2005; Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016a, 2018; Marks, 2023a, b).

Wprowadzenie megaglacjałów i megainterglacjałów doprowadziło do poważnych niekonsekwencji w definiowaniu głównych jednostek stratygraficznych czwartorzędu Polski. Różnica pomiędzy megaglacjałami i megainterglacjałami była niejednoznaczna, w jednych i drugich występowały zarówno zlodowacenia, jak i interglacjały (fig. 2). Szansą na wybrnięcie z tego chaosu było wprowadzenie terminu "kompleks", który w znaczeniu stratygraficznym zaproponował w Holandii Zagwijn (1971) dla kilku następujących po sobie ciepłych i zimnych jednostek stratygraficznych pierwszego rzędu. W stratygrafii czwartorzędu Polski po raz pierwszy zastosowano ten termin w klasyfikacji morfostratygraficznej (Lindner, 1987b), a w znaczeniu chronostratygraficznym użyto później dla formacji poliinterglacjalnej w rowie Kleszczowa (formacja z Czyżowa według Krzyszkowskiego, 1991b) oraz dla dwuoptymalnego interglacjału augustowskiego (Ber i in., 1998). Podział plejstocenu na 4 kompleksy: preglacjalny, południowopolski, środkowopolski i północnopolski (Ber i in., 2007), usunął większość niekonsekwencji i zachował istotę wcześniejszej koncepcji podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski (por. Różycki, 1978). Każdy kompleks obejmuje sekwencję jednostek klimatostratygraficznych pierwszego rzędu w rozumieniu Różyckiego (1964a), czyli zlodowacenia i interglacjały lub ochłodzenia i ocieplenia (fig. 3). Wprowadzenie kompleksów umożliwiło rezygnację z wyróżniania megaglacjałów i megainterglacjałów oraz ułatwiło korelację z innymi podziałami stratygraficznymi czwartorzędu Europy (np. Litt i in., 2007).

Różycki (1978)		Lindner (1984)	
megaglacjały	zlodowacenia i interglacjały	megaglacjały i megainterglacjał	zlodowacenia i interglacjały
zlodowacenia północnopolskie	zlodowacenie wisły		zlodowacenie wisły
	interglacjał eemski		interglacjał eemski
zlodowacenia środkowopolskie	zlodowacenie warty	zlodowacenia środkowopolskie	zlodowacenie warty
	interglacjał lubelski		interglacjał lubawski
	zlodowacenie odry		zlodowacenie odry
	interglacjał mazowiecki	interglacjał wielki	interglacjał zbójna
			zlodowacenie liwca
			interglacjał mazowiecki
zlodowacenia południowopolskie	zlodowacenie sanu	zlodowacenia południowopolskie	zlodowacenie sanu 2
	interglacjał małopolski		interglacjał ferdynandowski
			zlodowacenie sanu 1
			interglacjał małopolski
	zlodowacenie nidy		zlodowacenie nidy
	interglacjał podlaski		interglacjał podlaski
zlodowacenia północno-wschodniopolskie	zlodowacenie narwi		zlodowacenie narwi

FIG. 2. Megaglacjały i megainterglacjały w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski; na podstawie Lindnera (1988a)

System	Oddział	Pododdział	Europa Zachodnia		Polska	
CZWARTORZĘD		holocen	holocen		holocen	
	PLEJSTOCEN	plejstocen górny	zlodowacenie wisły		kompleks północnopolski	zlodowacenie wisły
			interglacjał eemski			interglacjał eemski
		plejstocen środkowy	zlodowacenie soławy	warthe drenthe schöningen reinsdorf fuhne	kompleks środkowopolski	stadiał warty zlodowacenie odry interglacjał lubelski zlodowacenie krzny interglacjał zbójna zlodowacenie liwca
			interglacjał holsztyński			interglacjał mazowiecki
			zlodowacenie elstery		kompleks południowopolski	zlodowacenie sanu 2
			kompleks kromerski	interglacjał IV glacjał C interglacjał III glacjał B interglacjał II glacjał A interglacjał I		interglacjał ferdynandowski zlodowacenie sanu 1 interglacjał podlaski
		plejstocen dolny	kompleks bawelski	dorst leerdam linge bawel		zlodowacenie nidy
			menap		kompleks preglacjalny	celestynów
			waal			otwock
			eburon			ponurzyca
			tegelen			
			pretegelen			różce

FIG. 3. Podział stratygraficzny czwartorzędu Europy Zachodniej i Polski, wg Bera i in. (2007); Marksa i in. (2016a)

1.2. PREGLACJAŁ I PREPLEJSTOCEN

Określenie czasu trwania czwartorzędu jest ściśle związane z położeniem jego dolnej granicy. W Polsce granicę neogen/czwartorzęd zdefiniowano początkowo na podstawie kryterium florystycznego w stanowisku Mizerna w Karpatach (Szafer, 1954), a w innych regionach wyznaczała ją wyraźna zmiana litologii osadów. Najstarsze osady czwartorzędu, określane jako preglacjalne w centralnej Polsce (Lewiński, 1928), odnotowano w wielu wierceniach i nielicznych odsłonięciach na Mazowszu, Wyżynie Lubelskiej, przedpolu Karpat i Sudetów oraz w Sudetach. Są to słabo obtoczone i odwapnione, warstwowane rytmicznie żwiry i piaski kwarcowe z krzemieniami, rogowcami i lidytami, zawierające również toczeńce ilaste i niekiedy żwirowce o słabo zwięzłym spoiwie kaolinitowym (Piwocki in., 2004). Zubożony skład mineralny osadów wskazuje, że powstały one w wyniku długotrwałego wietrzenia skał wału metakarpackiego i Sudetów (Lewiński, 1928; Baraniecka, 1975; Woronko, Bujak, 2010; Bujak i in., 2016), a w południowej części niecki mazowieckiej produkty wietrzenia zostały zdeponowane w formie dużych stożków napływowych (Różycki, 1967, 1972). To nagłe pojawienie się grubookruchowej sedymentacji rzecznej wiązano początkowo z ożywieniem ruchów tektonicznych (Oberc, Dyjor, 1969), ale raczej było ono efektem ochłodzenia i suchości klimatu (na co wskazuje obecność osadu, wykazującego wyraźne oznaki eolizacji) oraz występowaniem gwałtownych opadów powodujących wezbrania zwiększające siłę transportową rzek (Kosmowska-Ceranowicz, 1966; Różycki, 1972; Rzechowski, 1987; Badura i in., 2001).

W końcu lat 50. XX w. ugruntował się w stratygrafii czwartorzędu Polski pogląd, unikalny w skali światowej, zgodnie z którym za plejstocen uznawano jedynie tę część czwartorzędu, w której lądolód skandynawski wkraczał na obszar Polski i w osadach pojawił się materiał pochodzący z Fennoskandii i niecki Bałtyku. Poprzedzającą część czwartorzędu, młodszą od pliocenu i zdefiniowaną na podstawie kopalnych szczątków roślinnych, określano najczęściej jako preglacjał (Pożaryski, 1953; Różycki, 1969), preplejstocen (Różycki, 1967) lub protoplejstocen (Różycki, 1980; Lindner, 1992), uznając ten okres za najstarszą część czwartorzędu poprzedzającą plejstocen. W nawiązaniu do podziału wschodnioeuropejskiego (por. Moskvitin, 1959; Mojski, 1985b), określano w Polsce tę część plejstocenu również jako eoplejstocen (Mojski, Rühle, 1965).

Na Przedgórzu Sudeckim osady preglacjału nazywano początkowo, ze względu na barwę, serią białych żwirów (np. Zeuner, 1928; Dyjor, 1966), a później serią lub formacją z Gozdnicy (Dyjor, 1970, 1984, 1987; Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997). Na przedpolu Karpat żwiry o zubożonym składzie petrograficznym były akumulowane przez rzeki karpackie, m.in. w Witowie i Majdanie (Łyczewska, 1948; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Mojski, 1984, 1985a; Starkel, 1984a). Na Wyżynie Lubelskiej (por. fig. 4) i przedpolu Karpat osady preglacjalne występują w głębokich dolinach rzecznych. Na Nizinie Mazowieckiej osady preglacjalne mają miąższość do 54 m (por. fig. 5) i są wykształcone w postaci laminowanych,

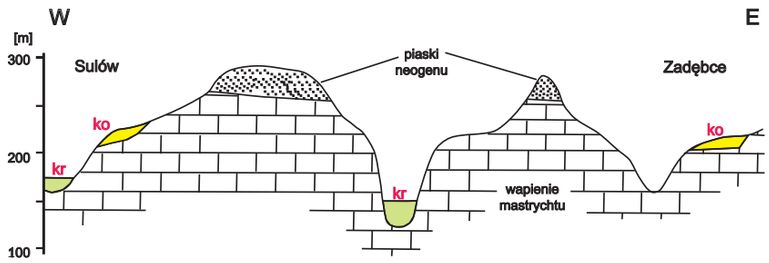


FIG. 4. Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych na Wyżynie Lubelskiej wg Mojskiego (1984), nieco zmieniono:
ko – poziom kozienicki;
kr – poziom krasnystawski

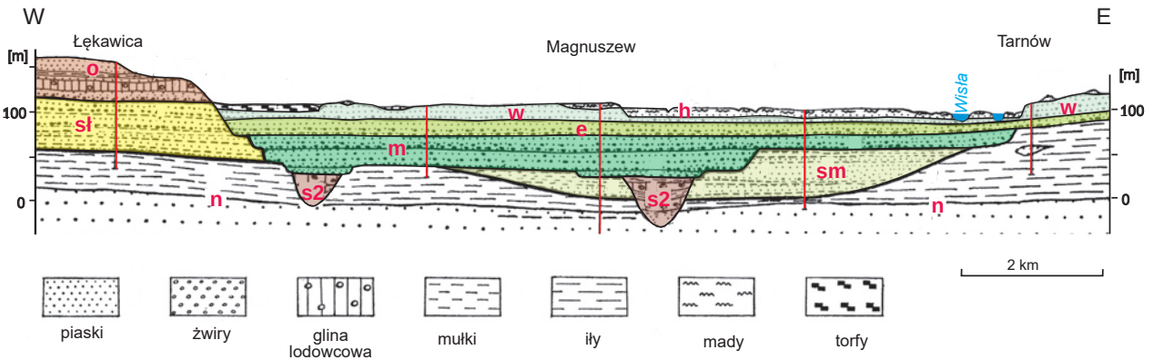


FIG. 5. Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych w Dolinie Środkowej Wisły w rejonie Magnuszewa wg Sarnackiej, Krysowskiej-Iwaszkiewicz (1974), zmieniono:
n – neogen,
sł – seria z Łękawicy,
sm – seria z Magnuszewa,
s2 – zlodowacenie sanu 2,
m – interglacjał mazowiecki,
o – zlodowacenie odry,
e – interglacjał eemski,
w – zlodowacenie wisły,
h – holocen

żwirowo-piaszczysto-mułkowych i lokalnie organicznych facji deltowych oraz żwirowo-piaszczystych facji rzecznych (Makowska, 1976a). Reprezentują one głównie fację korytową, miejscami także okresowe rozlewiska i starorzecza. Osady preglacjalne stwierdzono również na Równinie Kurpiowskiej (Bałuk, 1987) i w Kotlinie Płockiej (Roman, 2010).

Na podstawie badań paleobotanicznych osadów organicznych z obszaru obecnej Warszawy lewobrzeżnej (fig. 6), w preglacjale wyróżniono ocieplenia ochota i muranów i ochłodzenia mokotów i mirów (Różycki, 1967, 1969). W Dolinie Środkowej Wisły stwierdzono 2 serie piasków i żwirów eoplejstocenu (fig. 4, 5): starszą – występującą w obszarach wysoczyznowych – określano jako serię z Magnuszewa lub poziom kozienicki, a młodszą – w dnach dolin kopalnych – jako serię z Łękawicy lub poziom krasnystawski (Sarnacka, Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Sarnacka, 1978; Mojski, 1984).

Brak wiarygodnego datowania utrudniał określenie wieku osadów preglacjalnych, ale pierwotna propozycja Lewińskiego (1928) dotyczyła ich położenia stratygraficznego. Osady preglacjalne uważano początkowo za zdeponowane przez rzeki płynące z południa, równowiekowe z najstarszym zlodowaceniem plejstoceńskim w Polsce (Rühle, 1955). Później przeważały opinie, że powstały one przed pierwszym nasunięciem lądolodu skandynawskiego na obszar Polski (Różycki, 1967; Mojski, 1984, 1985a), natomiast rewizja wieku iłów poznańskich – z pliocenu na miocen górny – spowodowała (Piwocki i in., 2004), że akumulację serii preglacjalnej powiązano z okresem 5,2–0,9 mln lat temu (Mojski, 1984; Dyjor, 1987; Sadowska, 1995; Roman, 2010; Makowska, 2015). Na Wyżynie Lubelskiej seria preglacjalna leży bezpośrednio na skałach kredy (fig. 4; Mojski, 1984) i korelowano ją z osadami pliocenu na Niżu Polskim (por. Kosmowska-Ceranowicz, 1987). Na przedpolu Karpat przypisywano osadom preglacjalnym wiek od miocenu górnego po plejstocen środkowy (por. Gradziński, Unrug, 1959; Kucia-Lubelska, 1966; Dżułyński i in., 1968; Nawrocki, Wójcik, 1990; Lindner, Siennicka-Chmielewska, 1998), ale na podstawie szczątków roślinnych w toczeńcach wśród żwirów rzecznych stwierdzono, że preglacjalna seria witowska powstała u schyłku miocenu i w pliocenie (Brud, Worobiec, 2003), a florę kopalną z Mizernej powiązano z pliocenem (Zastawniak-Birkenmajer, Birkenmajer, 2012). Analiza palinologiczna osadów serii z Gozdnicy w kilku stanowiskach w SW Polsce umożliwiła jej definitywne powiązanie z neogenem (Stachurska i in., 1967, 1973; Jahn i in., 1984; Sadowska, 1987; Zastawniak, 1992). Przesunięcie piętra gelas z pliocenu do czwartorzędu (por. Gibbard i in., 2010) sugeruje, że część osadów preglacjalnych w Polsce może należeć do plejstocenu dolnego (por. Piwocki i in., 2004).

Różycki (1967, 1969)			Różycki (1980)	
plejstocen		zlodowacenie podlaskie	plejstocen	zlodowacenie narwi
preplejstocen (preglacjał)	preplejstocen młodszy	ocieplenie muranów ochłodzenie mirów	protoplejstocen	seria ponurzycy i otwocka
	preplejstocen starszy	ocieplenie ochota ochłodzenie mokotów		
pliocen				

FIG. 6. Stratygrafia najniższej części czwartorzędu (tzw. plejstocenu preglacjalnego) z obszaru Warszawy, zaproponowana przez Różyckiego (1967, 1969, 1980)

1.3. HISTORIA ZLODOWACEŃ GÓRSKICH

Większość badaczy zlodowacenia plejstoceńskiego Tatr uważała, że lodowce tatrzańskie były lodowcami dolinnymi (np. Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Lencewicz, 1936). Podobnie jak w Alpach (por. Penck, Brückner, 1909–1911), rekonstrukcję zasięgów i chronologii lodowców tatrzańskich oparto początkowo na analizie głównych poziomów fluwioglacjalnych i ich powiązaniu z morenami czołowymi i bocznymi (fig. 7). Liczba zlodowaceń plejstoceńskich w Tatrach wzbudzała wiele kontrowersji (Makos, Nowacki, 2009). Na podstawie rozmieszczenia osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych oraz form erozyjnych wyróżniano w plejstocenie jedno (Lencewicz, 1936), dwa (Partsch, 1923), trzy (Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1960), cztery (Romer, 1929), a nawet osiem zlodowaceń (Lindner i in., 2003; por. fig. 7). Szczegółowe prace kartograficzne w pierwszym dwudziestoleciu XXI w. jeszcze bardziej zagmatwały to zagadnienie wskutek mało wiarygodnej interpretacji form rzeźby lodowcowej i stratygrafii osadów lodowcowych (m.in. Piotrowska i in., 2015; Rączkowski, 2015; Wójcik, Rączkowski, 2015; por. Kłapyta, Zasadni, 2018). W ostatnich kilkudziesięciu latach zaczęto identyfikować podcięcia egzaracyjne na zboczach dolin tatrzańskich, co umożliwiło określenie zasięgu lodowców w czasie ostatniego zlodowacenia (Makos, Nitychoruk, 2011).

Stratygrafię osadów ostatniego zlodowacenia w polskiej części Tatr oparto na litostratygrafii glin lodowcowych (Kenig, Lindner, 2001; Derkacz i in., 2009) oraz datowaniu osadów lodowcowych metodami termoluminescencji (Prószyńska-Bordas i in., 1988; Butrym i in., 1990; Lindner i in., 1990, 1993; Lindner, 1994), OSL (Baumgart-Kotarba i in., 2001) i izotopami kosmogenicznymi ^{36}Cl i ^{10}Be (Dzierżek i in., 1996, 1999, Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b, 2014, 2016, 2018; Makos, 2015), a nacieków jaskiniowych metodami: torowo-uranową, termoluminescencji, radiowęgla i ESR. Ostatnia recesja lodowców w Tatrach została udokumentowana na podstawie biostratygrafii i datowania metodą ^{14}C osadów jeziornych (np. Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1979, 1993, 1997, 2001; Wicik, 1979, 1984; Marciniak, 1982; Marciniak, Cieśla, 1983; Krupiński, 1984–1985; Szeroczyńska, 1984; Obidowicz, 1996; Lindner i in., 2003).

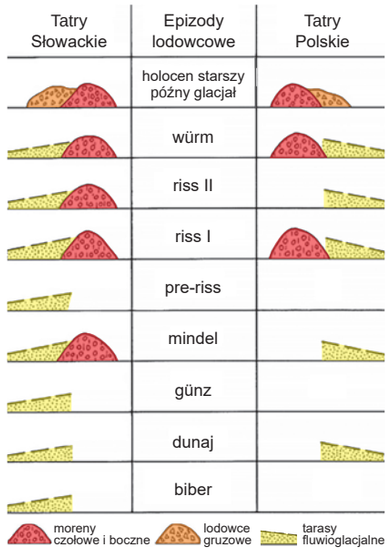


FIG. 7. Stratygrafia i główne formy rzeźby zlodowaceń tatrzańskich wg Lindnera i in. (2003)

2 Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

Czwartorzęd w podziale stratygraficznym kenozoiku jest okresem równorzędnym z paleogenem i neogenem, ale jego krótszy czas trwania spowodował konieczność wprowadzenia specyficznych kryteriów wyróżniania jednostek stratygraficznych. Burzliwa dyskusja w ostatnich kilkunastu latach doprowadziła do prawie pełnego sformalizowania podziału stratygraficznego czwartorzędu na świecie (Gibbard i in., 2010; Cita i in., 2012; Walker i in., 2018; Head i in., 2021; Suganuma i in., 2021), co ułatwia wprowadzenie tych podstawowych standardów w stratygrafii czwartorzędu Polski. Historyczny i powszechnie akceptowany podział czwartorzędu na plejstocen i holocen wynika ze zróżnicowanego stopnia rozpoznania osadów i ich zmienności przestrzenno-czasowej, w tym także odwzorowania kartograficznego. W badaniach czwartorzędu w Polsce stosuje się różne kategorie klasyfikacji stratygraficznej (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c), w szczególności: litostratygrafię (wraz z pedostratygrafią i kriostratygrafią), morfostratygrafię, biostratygrafię (w tym palinostratygrafię, malakostratygrafię, teriostratygrafię i antropostratygrafię), magnetostratygrafię, chronostratygrafię (zsynchronizowaną z geochronologią) i klimatostratygrafię (skorelowaną ze stratygrafią izotopową).

Plejstocen rozpoczął się 2,58 mln lat temu, natomiast holocen zaledwie 11 700 lat temu, a więc trwał ponad 220 razy krócej niż plejstocen. W związku z tym, przy zachowaniu zasad klasyfikacji stosowanej dla starszych okresów geologicznych, ramy czasowe czwartorzędu i jego dwóch głównych jednostek stratygraficznych wymagają określenia rangi mniejszych jednostek podziału stratygraficznego. Badania czwartorzędu koncentrują się przedewszystkim na łatwiej dostępnych osadach lądowych, w utworzeniu których rolę decydującą miały zmiany klimatu, stąd podziały stratygraficzne czwartorzędu zawierają głównie jednostki klimatostratygraficzne.

2.1. LITOSTRATYGRAFIA

Jest najczęściej stosowana w stratygrafii czwartorzędu Polski, ale wyróżniane jednostki litostratygraficzne mają charakter nieformalny, ponieważ powszechnie nie są przestrzegane zasady ich definiowania (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). Podstawą wyodrębniania jednostek litostratygraficznych są cechy osadów (por. Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski, 1995; Marks, 2001), a wyróżnianym jednostkom litostratygraficznym mogą być nadawane nazwy własne. Jednostki litostratygraficzne mają sporadycznie znaczenie regionalne (Marks, 1995a, b; Marks, Pavlovskaya, 2003).

Litostratygrafia bazuje przede wszystkim na analizie litofacjalnej osadów, która, przez powiązanie cech litologicznych z mechanizmem depozycji osadów, kierunkami paleotransportu oraz sekwencjami i kompleksami depozycyjnymi, umożliwia rekonstrukcję kopalnych środowisk depozycyjnych i ustanowienie stratygrafii. Analizę litofacjalną uzupełnia analiza petrograficzna, która może być pomocna w korelacji stratygraficznej. Osady lodowcowe zawierają eratyki skał krystalicznych i osadowych z obszaru Skandynawii i Morza Bałtyckiego. Mimo lateralnego zróżnicowania składu eratyków (fig. 8), dobre rozpoznanie regionalne wspomaga stratygrafię glin lodowcowych, a niekiedy także innych osadów lodowcowych (Różycki, Lamparski, 1967; Lamparski, 1971; Czubla, 2001, 2015; Czubla i in., 2006; Górska-Zabielska, 2008).

Analiza uziarnienia i składu minerałów ciężkich jest istotna w litostratygrafii osadów rzecznych i fluwioglacjalnych. Dominacja minerałów odpornych (np. granat, cyrkon, rutyl) w plejstoceńskich osadach piaszczystych centralnej i północnej Polski może wskazywać na genezę rzeczną, natomiast duża zawartość minerałów nieodpornych (np. amfibole, pirokseny) i znacząca domieszka frakcji

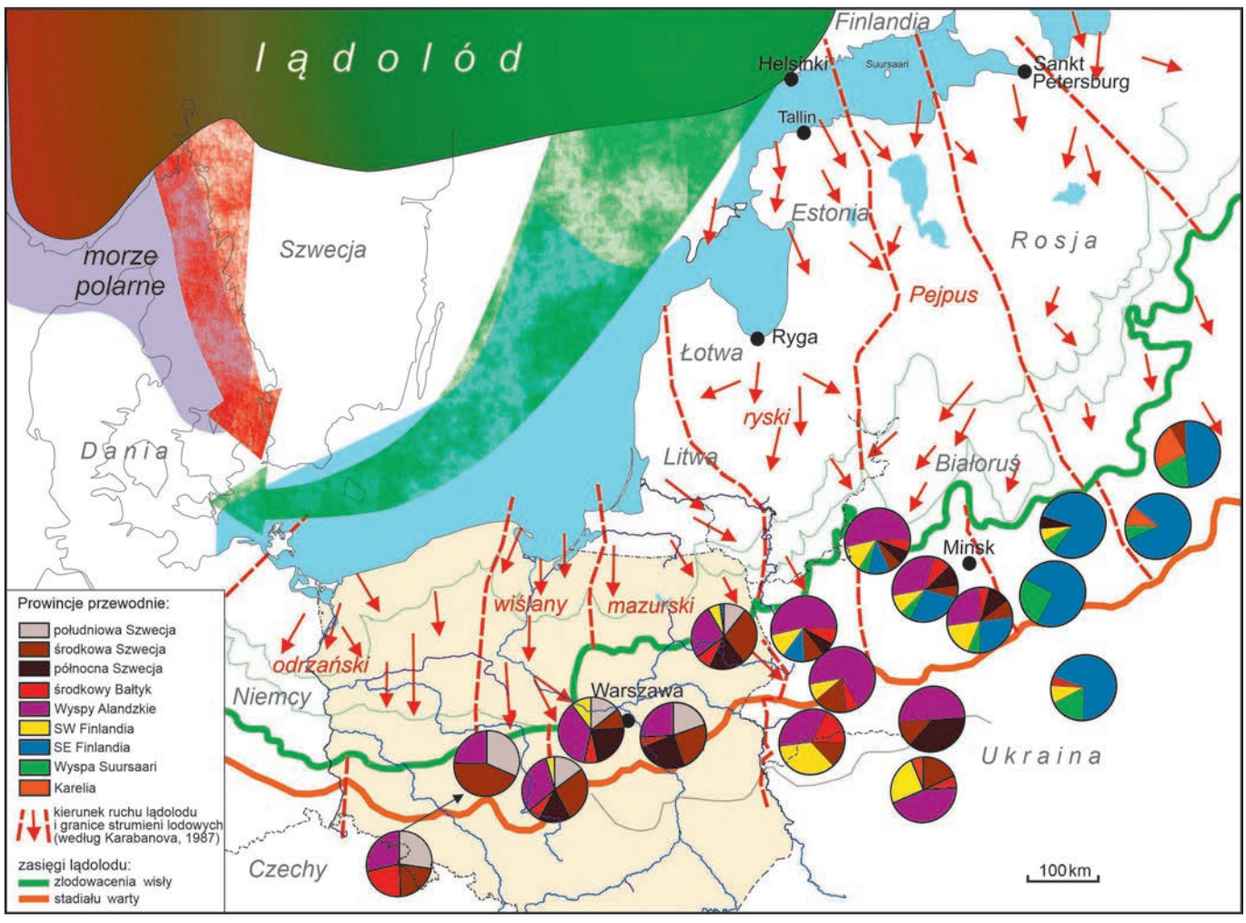


FIG. 8. Regionalna zmienność składu eratyków przewodnich w osadach lodowcowych (diagramy kołowe): strzałki pokazują główne kierunki transportu materiału skandynawskiego i z niecki Bałtyku, zaznaczono granice i podano nazwy strumieni lodowych w Europie Środkowej w czasie zlodowaceń wisły i odry (stadiał warty), na podstawie niepublikowanych materiałów D. Gałązki, uzupełniono i zmieniono

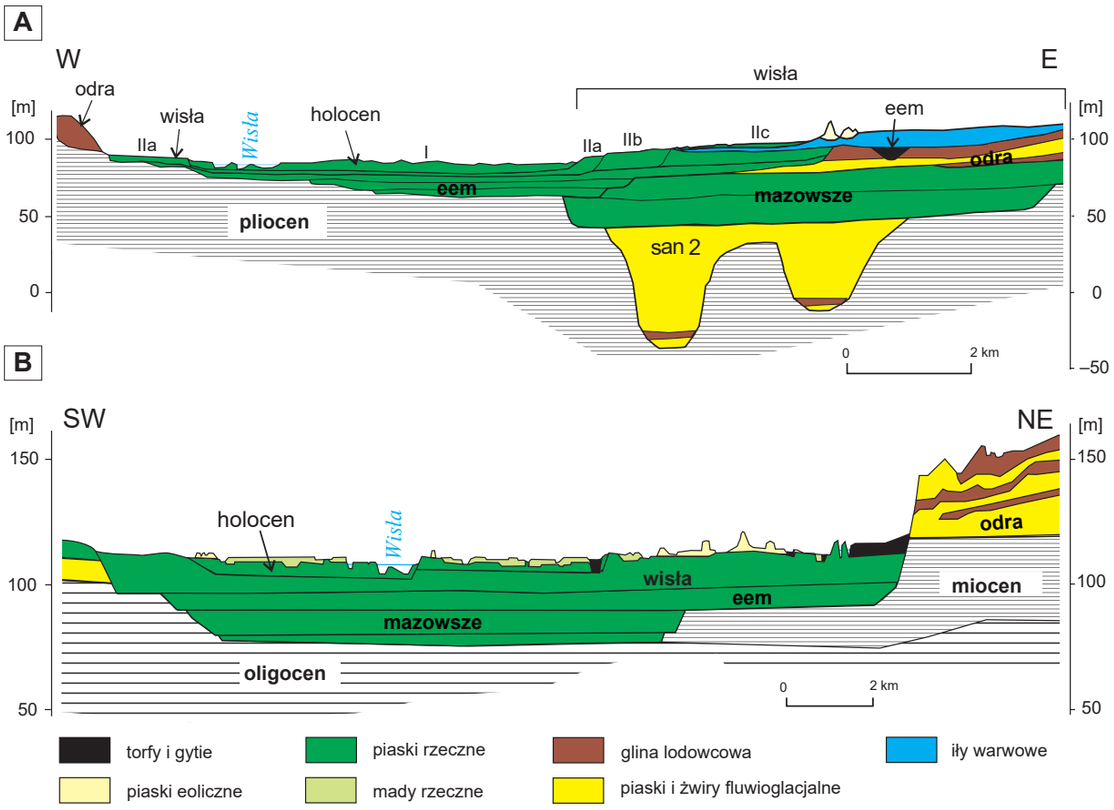


FIG. 9. Stratygrafia osadów interglacjalnych w Dolinie Środkowej Wisły wg Marksa (2004a, 2005a), zmieniono:
A – Kotlina Warszawska;
B – rejon Kozienic;
I i IIa–c – tarasy rzeczne

żwirowej – raczej na środowisko fluwioglacjalne. W celu zidentyfikowania osadów rzecznych ważną rolę odgrywa ich położenie względem potencjalnej bazy erozyjnej, czyli poziomu Morza Północnego, a od interglacjału mazowieckiego – Morza Bałtyckiego. Identyfikacja osadów plejstoceńskich rynien subglacjalnych (fig. 9) spowodowała weryfikację genezy plejstoceńskich osadów piaszczystych (interpretowanych zwykle wcześniej jako osady akumulacji rzecznej) oraz istotną zmianę ich stratygrafii i paleogeografii. Stwierdzono jednocześnie powtarzalność sieci rzecznej Polski nizowej w kolejnych interglacjałach, począwszy od interglacjału mazowieckiego (Marks, Pochocka, 1999; Marks, Pavlovskaya, 2003; Marks, 2004a, 2005a).

Uproszczona analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej 5–10 mm glin lodowcowych jest wykonywana przede wszystkim dla rdzeni wiertniczych. Analiza ta umożliwia kwalifikację stratygraficzną glin lodowcowych na podstawie współczynników petrograficznych oraz ułatwia identyfikację kier lodowcowych starszych glin lodowcowych w glinach młodszych (Zabielski, 1996). Metoda jest przydatna w ograniczonym zakresie do korelacji regionalnej glin lodowcowych z uwagi na oboczne zróżnicowanie ich składu petrograficznego (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994; Gałązka i in., 1999; Zabielski, 2000, 2004), natomiast jej bezrefleksyjne stosowanie prowadzi do mało wiarygodnego rozbudowania stratygrafii glin lodowcowych na obszarze Polski (por. Lisicki, 2003).

Oprócz klasycznej litostratygrafii (*sensu stricto*), w litostratygrafii czwartorzędu Polski są stosowane również pedostratygrafia i kriostratygrafia (por. Marks i in., 2014a). Pedostratygrafia ma na celu uporządkowanie stratygraficzne gleb kopalnych i ich zespołów, wyróżnianych na podstawie diagnostycznych cech biofizykochemicznych i morfologicznych. Celem kriostratygrafii jest uporządkowanie stratygraficzne epigenetycznych struktur peryglacjalnych i ich zespołów. Stratygrafia lessów w Polsce bazuje na litostratygrafii, uzupełnionej pedostratygrafią, a regionalnymi markerami stratygraficznymi są gleby kopalne (fig. 10) i struktury peryglacjalne.

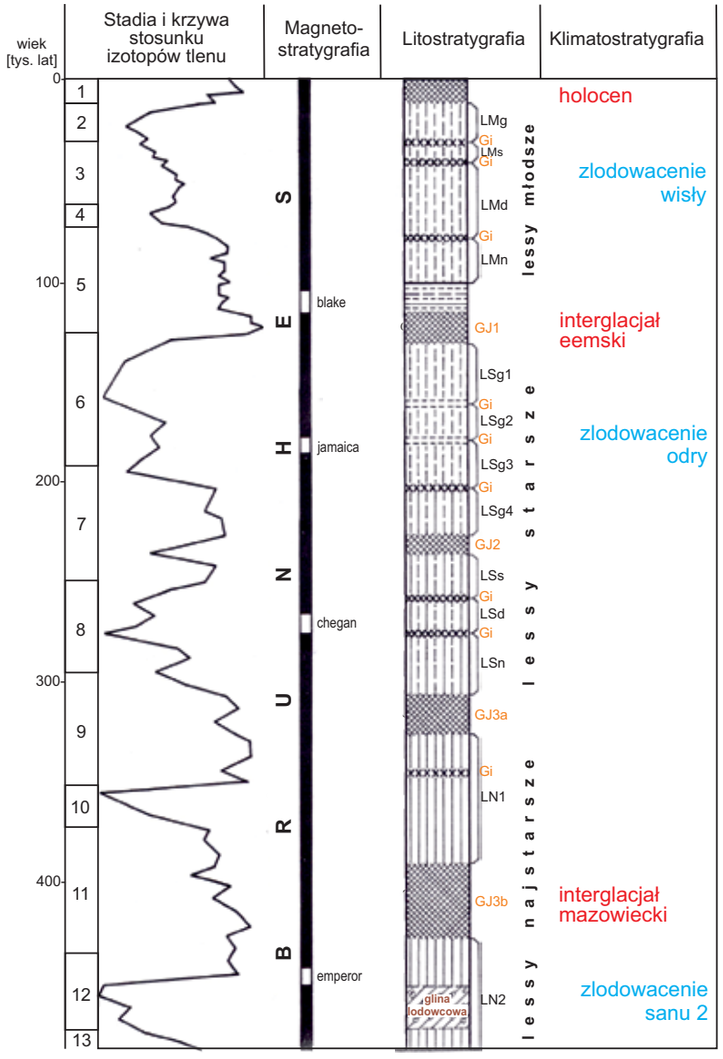


FIG. 10. Stratygrafia kompleksów lessowo-glebowych w Polsce; symbole pokładów lessu i gleb kopalnych wg Maruszczaka (1986, 2001), uzupełniono: LN – lessy najstarsze (1–2), LS – lessy starsze i LM – lessy młodsze (n – najniższy, d – dolny, s – środkowy i g – górny), GJ – gleba interglacjalna, Gi – gleba interstadialna

2

Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

2.2. MORFOSTRATYGRAFIA

Morfostratygrafia jest komplementarna wobec litostratygrafii i pozwala na uporządkowanie stratygraficzne form i typów rzeźby terenu na podstawie cech morfometrycznych, morfogenetycznych i morfochronologicznych (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). W stratygrafii czwartorzędu Polski morfostratygrafia jest stosowana przede wszystkim do zespołów form rzeźby lodowcowej i rzecznej. W przypadku rzeźby lodowcowej nawiązuje do koncepcji tzw. serii glacjalnej (Penck, Brückner, 1909–1911), która na obszarze objętym zlodowaceniem skandynawskim składa się z wysoczyzny polodowcowej (misy końcowej), moreny czołowej, równiny sandrowej i pradoliny (por. Lüthgens, Böse, 2012). Jednostki morfostratygraficzne w rzeźbie rzecznej odpowiadają tarasom rzecznym lub ich fragmentom o różnym rozwinięciu koryta rzecznego (Marks, 2023c).

2.3. BIOSTRATYGRAFIA

Biostratygrafia bazuje na analizie zasięgów stratygraficznych przewodnich taksonów kopalnych (skamieniałości przewodnich) oraz migracji zespołów roślinnych i zwierzęcych. W biostratygrafii czwartorzędu Polski wykorzystywane są metody paleobotaniczne (palinostratygrafia), paleozoologiczne (malakostratygrafia, teriostratygrafia) i archeologiczne (antropostratygrafia). Ich zakres czasowy i precyzja są różne, co zależy także od charakteru osadów (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c).

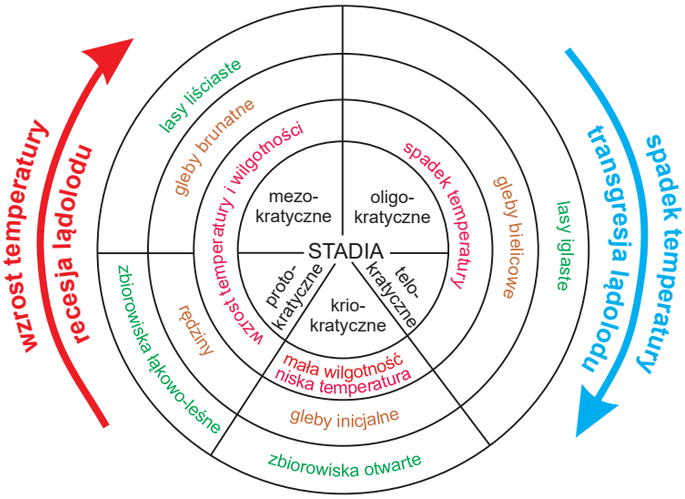


FIG. 11. Schemat cyklu klimatyczno-ekologicznego (cykl glacjał–interglacjał) pokazujący ewolucję i gleb i zespołów roślinnych w Europie Środkowej; na podstawie Iversena (1964); Sochy i in. (2016), zmieniono

2.3.1. Palinostratygrafia

W biostratygrafii czwartorzędu Polski najważniejszą rolę odgrywa palinostratygrafia, oparta na analizie składu pyłku (zwykle z dokładnością do rodzaju), która umożliwia określenie sukcesji pyłkowej w profilach osadów. Transport pyłku, niekiedy na dużą odległość, sprawia, że kreowane jednostki palinostratygraficzne mają przede wszystkim znaczenie regionalne, a skład flory pyłkowej zmienia się zależnie od geografii stref klimatyczno-roślinnych (por. Ralska-Jasiewiczowa, 2006). W uzupełnieniu analizy pyłkowej stosuje się analizę makroszczątków roślinnych, co umożliwia określenie składu roślinności lokalnej z dokładnością do gatunku.

W sukcesji pyłkowej interglacjału wyróżnia się 4 lub 5 stadiów (okresów) o charakterystycznym typie roślinności (Iversen, 1964; Socha i in., 2016). Zmiany temperatury i wilgotności powodowały zastępowanie zbiorowisk otwartych stadium kriokratycznego kolejno przez zbiorowiska łąkowo-leśne (stadium protokratyczne), lasy liściaste (stadium mezokratyczne) oraz lasy iglaste (stadia oligokratyczne i telokratyczne), czemu towarzyszył rozwój odpowiednich gleb (fig. 11). Mimo ogólnego podobieństwa wszystkich interglacjałów, różnią się one zespołem roślin charakterystycznych (Środoń, 1960) i odrębną sukcesją pyłkową (por. Lindner i in., 2013). W starszych interglacjałach w czwartorzędzie Polski (podlaskim i ferdynandowskim) wyznaczono 2–3 optima klimatyczne, z wyraźnymi, rozdzielającymi je ochłodzeniami (fig. 12). Interglacjały młodsze (mazowiecki, eemski i holocen) mają tylko jedno optimum klimatyczne (Lindner i in., 2013). Próba ustanowienia jednostki glacjalnej (zlodowacenia) na podstawie spektrum pyłkowego klimatu zimnego w sukcesji interglacjału ferdynandowskiego (Pidek, 2000, 2003) nie uzyskała akceptacji, ponieważ każda jednostka glacjalna musi być udokumentowana występowaniem osadów lodowcowych (Winter, 2006; por. Janczyk-Kopikowa, 1987). Brak zasadności dla próby zdefiniowania jednostki glacjalnej w obrębie interglacjału ferdynandowskiego na podstawie flory zimnolubnej wykazano poprzez korelację sukcesji pyłkowej z krzywą stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich (Bińka, Marks, 2018).

Występowanie w plejstocenie takich samych taksonów roślin jak obecnie umożliwia rekonstrukcję ówczesnych warunków środowiskowych i klimatu. Współczesne rozmieszczenie szaty roślinnej stanowi przesłankę do odtworzenia: średniej temperatury rocznej, temperatury lata (lipca) i zimy (stycznia), średnich opadów rocznych, a także izoterm na określonym obszarze (Iversen, 1944; Grichuk, 1969; Isarin, Bohncke, 1999). Znajomość parametrów klimatu w przypadku występowania od kilku do kilkunastu gatunków wskaźnikowych tej samej sukcesji pyłkowej pozwala na zawężenie zakresu temperatury i wielkości opadów (Isarin, Bohncke, 1999; Klotz, i in.,1999; Pross, Klotz, 2002; Kühl i in., 2007).

2.3.2. Metody paleozoologiczne

W osadach czwartorzędu Polski występują szczątki różnych zwierząt, ale tylko niektóre z nich są przydatne do celów stratygraficznych (por. Marks i in., 2014a). Wśród bezkręgowców znaczenie stratygraficzne mają mięczaki (malakostratygrafia), a wśród kręgowców – ssaki (teriostratygrafia).

Augustowska sukcesja pyłkowa Stanowisko Szczebra (wg Janczyk-Kopikowej, 1996)			**Ferdynandowska sukcesja pyłkowa** Stanowisko Ferdynandów (wg Janczyk-Kopikowej, 1996)			**Mazowiecka sukcesja pyłkowa** Nizina Południowopodlaska (wg Krupińskiego, 2000)				**Eemska sukcesja pyłkowa** Stanowisko Imbramowice (wg Mamakowej, 1989)		
Poziomy lokalne zespołów pyłkowych L PAZ			Poziomy regionalne zespołów pyłkowych R PAZ			Poziomy regionalne zespołów pyłkowych R PAZ				Poziomy regionalne zespołów pyłkowych R PAZ		
Sz 13	*Pinus-Juniperus*-NAP		11	NAP-*Pinus-Betula*		M 9	*Pinus*	2. *Pinus-(Betula)* 1. *Pinus-(Picea)*		E 7	*Pinus*	
Sz 12	*Pinus-Betula-Alnus*		10	*Pinus-Betula*-NAP		M 8	*Carpinus-Quercus-Abies*		OPTIMUM	E 6	*Picea-Abies-Alnus*	
Sz 11	*Pinus*-NAP		9			M 7	*Abies-Carpinus-Quercus -(Corylus)*			E 5	*Carpinus-Corylus-Alnus*	OPTIMUM
			8									
Sz 10	*Pinus-Alnus-Picea (Azolla-Salvinia)*	okres ciepły II	7	*Alnus-Carpinus*	optimum młodsze	M 6	*Pinus-Picea-Alnus*			E 4	*Corylus-Quercus-Tilia*	
Sz 9	*Quercus-Ulmus-Carpinus*		6	*Betula-Pinus*-NAP		M 5	*Taxus-Picea-Alnus*			E 3	*Quercus-Fraxinus-Ulmus*	
Sz 8	*Pinus-Betula-Artemisia*		5	*Pinus-Betula*		M 4	*Picea-Alnus-(Taxus)*					
Sz 7	*Pinus-Picea-Azolla*	okres ciepły I	4	*Abies-Picea*	optimum starsze	M 3	*Picea-Alnus-(Pinus)*					
Sz 6	*Betula-Pinus- -Azolla*		3	*Quercus-Ulmus- Corylus*		M 2	*Betula-Pinus-(Picea-Alnus)*			E 2	*Pinus-Betula-Ulmus*	
Sz 5	*Pinus-Picea*		2	*Pinus-Betula-Quercus*								
Sz 4	*Betula-Larix*		1	*Betula*-NAP-*Pinus*		M 1	*Betula*-NAP			E 1	*Pinus-Betula*	b *Betula*
Sz 3	*Pinus*											a *Pinus*

FIG. 12. Interglacjalne sukcesje pyłkowe w Polsce: augustowska, ferdynandowska, mazowiecka i eemska; wg Marksa i in. (2016a), nieco zmieniono

Malakostratygrafia. Znaczenie stratygraficzne pojedynczych taksonów mięczaków (ślimaków i małży) jest stosunkowo niewielkie, ale szczątki mięczaków są wykorzystywanie w badaniach paleogeograficznych i paleośrodowiskowych w skali lokalnej i regionalnej (por. fig. 13). Na obszarze Polski można wyróżnić 3 grupy taksonów o znaczeniu stratygraficznym. Pierwsza z nich to taksony całkowicie wymarłe, druga – gatunki przybyłe na obszar Polski (głównie w wyniku działalności człowieka), a do trzeciej należą taksony występujące tylko w określonej pozycji stratygraficznej, ale żyjące współcześnie w innych krajach Europy.

Teriostratygrafia. W przypadku plejstocenu dolnego i środkowego Europy teriostratygrafia bazuje na zespołach wielkich ssaków, ale zasadniczą rolę stratygraficzną odgrywają zespoły małych kręgowców, szczególnie szczątki gryzoni, w tym nornikowatych (Nadachowski, 1989, 1990, 1998; Nadachowski i in., 2015; Baca i in., 2017). Dla subchrony jaramillo charakterystyczny jest nornik *Allophaiomys pliocaenicus* należący do prymitywnych gryzoni z podrodziny nornikowatych (fig. 14). Wśród norników wodnych występuje *Mimomys pusillus* i *M. savini* (*alias M. intermedius*), a po raz pierwszy pojawia się *Prolagurus pannonicus*, zastępując *P. ternopolitanus*. *Allophaiomys* daje początek dwóm bardziej rozwiniętym gałęziom reprezentowanym przez *Microtus (Stenocranius) hintoni* i *Microtus (Terricola)* sp., pomiędzy subchroną jaramillo a granicą brunhes/matuyama, kiedy przetrwały późne formy *Allophaiomys*, podobnie jak *P. pannonicus* i inne norniki. Następnie pojawił się *Microtus (Palassiinus) ex gr. oeconomus*, a przed granicą brunhes/matuyama *P. pannonicus* został zastąpiony przez *P. posterius*; natomiast *Allophaiomys* występował już bardzo rzadko.

Istotną granicą biostratygraficzną w starszej części plejstocenu środkowego jest MIS 16. Poniżej występują szczątki nornic wodnych – *Mimomys pusillus* i *M. savini*, a powyżej – tylko *M. savini*. *M. pusillus* i *M. savini*, które posiadały zęby trzonowe z korzeniami, natomiast od MIS 13 pojawiły się zęby bezkorzeniowe lub formy przejściowe, które przypisano rodzajowi *Arvicola* (np. *A. terrestris cantiana* lub *A. mosbachensis*).

2.3.3. Antropostratygrafia

Antropostratygrafia bazuje na występowaniu śladów działalności (w tym artefaktów), a w mniejszym stopniu fragmentów kości człowieka (Nadachowski, 2016). Jednostkami antropostratygraficznymi są poziomy zasięgu kultury, które – w porównaniu z ewolucją biologiczną i wskutek znacznie szybszego tempa rozwoju kulturowego – mają na ogół stosunkowo krótki zakres czasowy (por. Marks i in., 2014a). Dodatkowym utrudnieniem, szczególnie w holocenie, jest współwystępowanie kultur, w przypadku zaś Polski materiały archeologiczne występują rzadko i jedynie w najmłodszej części plejstocenu środkowego, plejstocenie górnym i holocenie. Wzmianki o występowaniu artefaktów w młodszej części plejstocenu dolnego (Foltyn i in., 2010) nie zostały uznane za wiarygodne (Wiśniewski i in., 2014).

2.4. CHRONOSTRATYGRAFIA, GEOCHRONOLOGIA I MAGNETOSTRATYGRAFIA

Podział chronostratygraficzny czwartorzędu ma charakter globalny i wywodzi się z korelacji wiekowej skał na podstawie kryteriów paleontologicznych, litologicznych, magnetycznych, radiometrycznych, morfologicznych i klimatycznych (por. Marks i in., 2014a). Chronostratygrafia czwartorzędu Polski nawiązuje do podziału globalnego na podstawie nielicznych badań paleomagnetycznych (Marks, 2023b, c), datowania metodą U/Th nacieków jaskiniowych oraz metodami ^{14}C, OSL i izotopów kosmogenicznych osadów plejstocenu górnego i holocenu.

2.5. KLIMATOSTRATYGRAFIA I STRATYGRAFIA IZOTOPOWA

Klimatostratygrafia czwartorzędu jest stratygrafią zintegrowaną (holostratygrafią), która łączy poszczególne kategorie klasyfikacji stratygraficznej, co umożliwia uzyskanie najlepszej rozdzielczości wiekowej i korelacji stratygraficznej w skali od lokalnej po globalną (por. Marks i in., 2014a; Marks, 2023c). Teoretycznego uzasadnienia dla występowania cykli klimatycznych dostarczyła analiza parametrów ruchu orbitalnego Ziemi, a za główny czynnik cykliczności klimatu uważa się cykle orbitalne Milankoviča, przyczyniające się do okresowego zróżnicowania natężenia promieniowania słonecznego docierającego do Ziemi. Cykle te uzasadniają regularność rozwoju lodowców w plejstocenie (co 100 000, 40 000 i 20 000 lat), nie spowodowały jednak rozpoczęcia i zakończenia plejstoceńskiej epoki

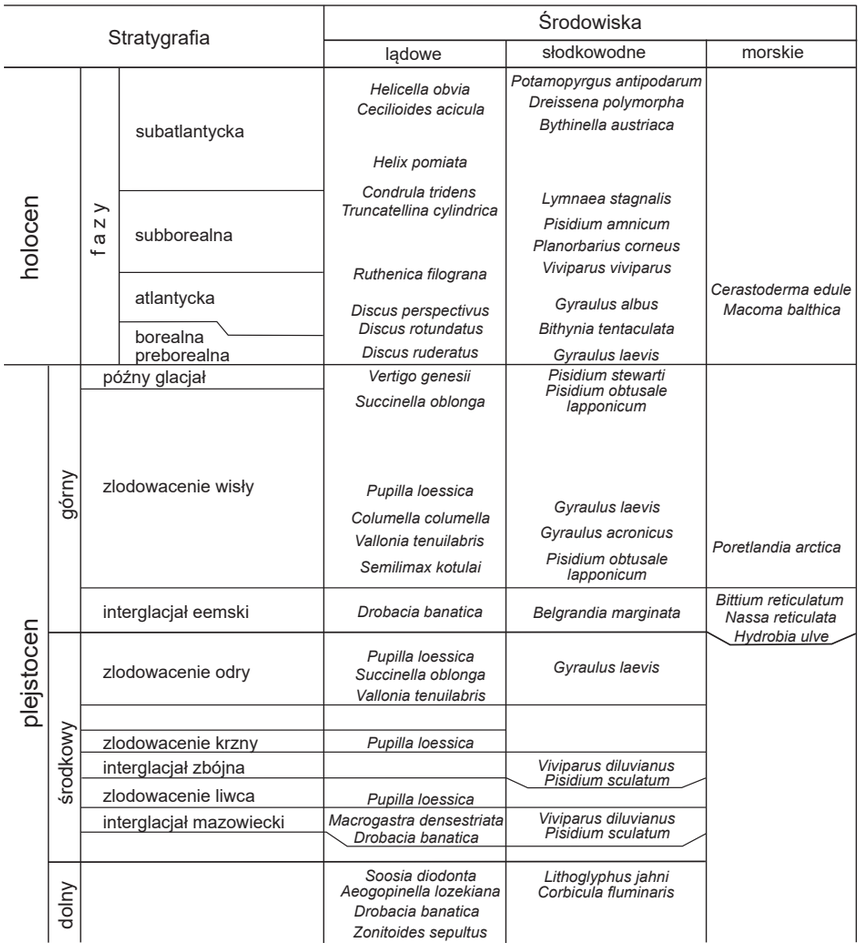


FIG. 13. Malakostratygrafia czwartorzędu w Polsce wg Alexandrowicza, Alexandrowicza (2011), zmieniono

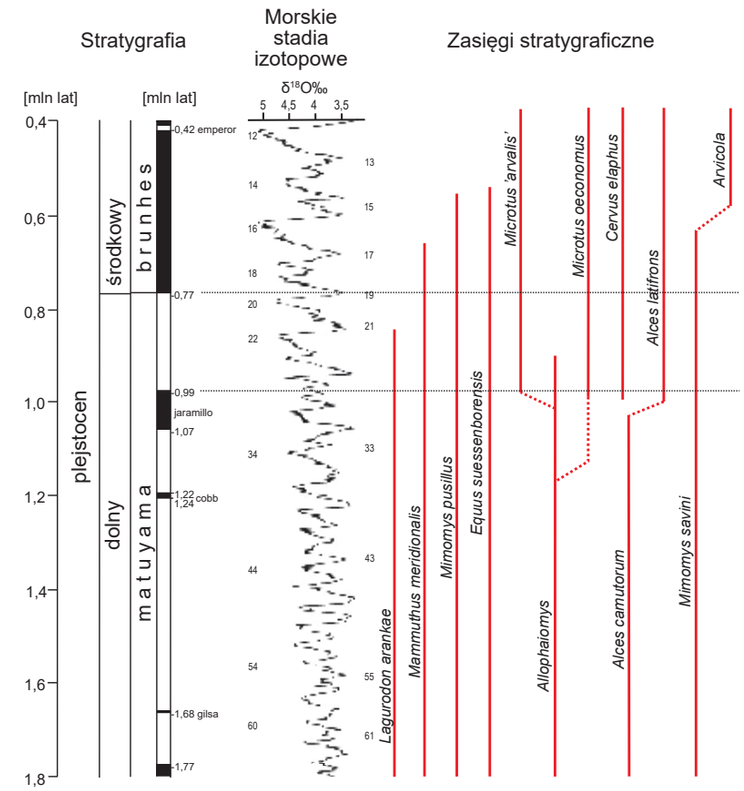


FIG. 14. Zasięgi stratygraficzne niektórych ssaków w okresie 1,8–0,4 mln lat temu

2 Główne kategorie stosowane w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski

lodowej. Jednostki klimatostratygraficzne czwartorzędu mają charakter regionalny i lokalny, a rytm zmian klimatu w czwartorzędzie podlegał istotnej modyfikacji geograficznej. Ze zmianami klimatu były związane zmiany zasięgu lodowców, przesuwanie stref roślinnych oraz migracja zwierząt i hominidów.

Klasyfikację jednostek klimatostratygraficznych na potrzeby stratygrafii czwartorzędu w Polsce zaadaptował Różycki (1964a), tworząc układ hierarchiczny jednostek różniących się czasem trwania i skalą zmian klimatu. Największe okresy zimne nazwał zlodowaceniami, a ciepłe – interglacjałami (Marks, 2023c). Jedne i drugie podzielił na stadiały i interstadiały, ale w obrębie zlodowaceń wyróżnił jeszcze jednostki niższej rangi, kolejno fazy i interfazy oraz etapy i interglacietapy. Traktując punkty kulminacyjne ochłodzeń i ociepleń za kluczowe w podziale klimatostratygraficznym plejstocenu, Różycki (1964a, b) przyjął odpowiednią symbolikę literowo-cyfrową na oznaczenie wahnień klimatycznych różnej rangi.

Obecnie za podstawową jednostkę klimatostratygraficzną w strefie występowania lądolodów plejstoceńskich w umiarkowanych szerokościach geograficznych uważa się zlodowacenie (glacjał). W obszarach poza bezpośrednim wpływem zlodowaceń w Polsce (w strefie ekstraglacjalnej i w plejstocenie dolnym), wyróżniane są równoważne jednostki klimatostratygraficzne. Przy braku lądolodu, ale jednoznacznych dowodach występowania klimatu zimnego, jest to ochłodzenie, a okres cieplejszy pomiędzy kolejnymi ochłodzeniami jest ociepleniem. Jednostkami mniejszej rangi są zwykle faza i interfaza.

Zlodowacenia (ochłodzenia) i interglacjały (ocieplenia) tradycyjnie uznawano za piętra klimatostratygraficzne i – na podstawie przyjmowanych arbitralnie i słabo udokumentowanych stratotypów regionalnych – wprowadzano w podziałach stratygraficznych czwartorzędu Polski piętra zimne i ciepłe (Mojski, 1985a, 1995, 2005), reprezentujące oscylacje klimatyczne pierwszej rangi. Obecnie uważa się, że piętra klimatostratygraficzne są jednostkami wyższej rangi, a plejstoceńska epoka lodowa zawierała cykle glacjalno-interglacjalne złożone z cykli podrzędnych, m.in. stadialno-interstadialnych (por. Lindner i in., 2002). Główne cykle klimatyczne, występujące w sekwencjach ciągłych typu interglacjał–glacjał–interglacjał, mogą więc stanowić podstawę do zdefiniowania piętra klimatostratygraficznego, złożonego z grupy kolejno następujących po sobie ociepleń i ochłodzeń, zazwyczaj określanego jako kompleks (np. kromerski, południowopolski). W klimatostratygrafii czwartorzędu Polski kompleksami są również interglacjały zawierające więcej niż jedno optimum klimatyczne (por. Lindner i in., 2013).

W stratygrafii czwartorzędu istotną rolę odgrywają tzw. długie sekwencje pyłkowe, które obejmują kilka kolejnych jednostek klimatostratygraficznych (np. van der Hammen i in., 1971; Reille, de Beaulieu, 1995). Ich następstwo i sukcesje pyłkowe umożliwiają korelację z krzywymi $\delta^{18}O$ w osadach głębokomorskich (Tzedakis i in., 2004; Martrat i in., 2007). Za długie sekwencje pyłkowe w stratygrafii czwartorzędu Polski można uznać takie, które obejmują oprócz jednego interglacjału także znaczące fragmenty poprzedzającego i następującego zlodowacenia (ochłodzenia). Takich sekwencji jest niewiele, najważniejsze z nich występują w stanowiskach interglacjalnych w Ossówce, Horoszkach Dużych i Ferdynandowie (por. Granoszewski, 2003; Nitychoruk i in., 2005; Bińka, Marks, 2018).

W przypadku ostatnich 40 000 lat najbardziej satysfakcjonujące ramy czasowe podziału klimatostratygraficznego uzyskano przy zastosowaniu datowania metodą radiowęgla. Wiek większości starszych jednostek klimatostratygraficznych określono poprzez odniesienie do stratygrafii izotopowej. Rejestry zmienności stosunku izotopów tlenu $^{18}O/^{16}O$ ($\delta^{18}O$) w osadach głębokomorskich i rdzeniach lodowych umożliwiły wyróżnienie sekwencji tlenowych stadiów izotopowych (Emiliani, 1955), nazywanych morskimi piętrami izotopowymi (MIS – *marine isotope stages*), jeśli zostały wyznaczone w rdzeniach głębokomorskich (Lisiecki, Raymo, 2005). Stadia odpowiadające okresom ciepłym mają numerację nieparzystą, okresom zaś zimnym – numerację parzystą i są numerowane kolejno, od piętra 1 – trwającego obecnie, do piętra 103 – w najniższym plejstocenie (fig. 15). Morskie stadia izotopowe są obecnie stosowane powszechnie w korelacji stratygraficznej w czwartorzędzie (por. Cohen, Gibbard, 2019), a rejestrowana w nich zmiana wartości stosunku izotopów tlenu jest odnoszona bezpośrednio do zmian objętości lodu lodowców na Ziemi i pośrednio – do zmian temperatury globalnej.

Ograniczony zakres czasowy stosowanych metod datowania sprawia, że poważnym utrudnieniem w klimatostratygrafii czwartorzędu jest ustalenie chronologii. Granice jednostek klimatostratygraficznych są zwykle synchroniczne jedynie w obszarze ograniczonym terytorialnie, natomiast ich częsta diachroniczność regionalna wyklucza bezpośrednią korelację z jednostkami chronostratygraficznymi. Powszechnie stosowana korelacja pięter zimnych i ciepłych podziału klimatostratygraficznego czwartorzędu z jednostkami chronostratygraficznymi powoduje zamieszanie w rozróżnianiu podziałów klimatostratygraficznego i chronostratygraficznego, także z tego powodu, że ogromna większość używanych jednostek klimatostratygraficznych nie posiada zdefiniowanych stratotypów.

Nowoczesna korelacja klimatostratygraficzna powinna polegać na synchronizacji lokalnych rejestrów lądowych i płytkomorskich (zwykle dość fragmentarycznych, ale o wysokiej rozdzielczości) z potencjalnie nieprzerwanymi sekwencjami głębokomorskimi (lecz o znacznie niższej rozdzielczości) oraz rdzeniami lodowymi. Zastosowanie teorii cykli orbitalnych Milankoviča do obliczenia wieku poszczególnych MIS (por. Imbrie i in., 1984) i datowanie rdzeni lodowych (por. Orombelli i in., 2010) umożliwiło korelację jednostek klimato- i chronostratygraficznych, pomimo diachroniczności zmian klimatycznych i opóźnienia czasu reakcji środowiska na te zmiany. Tak zdefiniowane jednostki klimatostratygraficzne można uznać za jednostki chronostratygraficzne.

W numerycznych skalach wiekowych stosowanych w podziałach stratygraficznych czwartorzędu funkcjonuje kilka punktów zerowych wyrażanych w latach (por. Wolff, 2007; Marks i in., 2014a), co może spowodować znaczące niedokładności w korelacji stratygraficznej, szczególnie osadów holocenu i plejstocenu górnego. Pierwszą skalą wiekową była skala radiometryczna wprowadzona w końcu lat 40. ubiegłego stulecia na podstawie datowania metodą radiowęgla. Punktem odniesienia w tej skali jest rok 1950, a wartość liczbowa wieku jest uzupełniana symbolem „BP" (*before present*), ewentualnie ostatnio również „^{14}C BP" dla odróżnienia od dat skalibrowanych (kalendarzowych) oznaczanych „kal BP" (*cal BP*). Dla najmłodszej części holocenu, obejmującej ostatnie 2000 lat, dopuszczalne jest stosowanie symbolu AD (*Anno Domini*) lub n.e. (naszej ery), zwłaszcza przy możliwości korelacji z danymi historycznymi. W opracowaniach geologicznych należy natomiast unikać symbolu „BC" (*before Christ*). Symbol „BP" bywa stosowany również w przypadku datowania innymi metodami, ale w takich przypadkach przeważnie punkt zerowy skali wiekowej nie jest określany, chociaż zazwyczaj jest to moment datowania. W skali wiekowej opartej na analizie rdzeni lodowych (co bardzo często i nie zawsze z odpowiednim uzasadnieniem bywa stosowane w korelacji międzyregionalnej), punkt zerowy jest zróżnicowany: dla starszych rdzeni jest to rok wykonania wiercenia i niekiedy podlega następnie kalibracji do roku 1950. W przypadku młodszych rdzeni lodowych punkt zerowy jest określany na rok 2000 i oznaczany adnotacją „b2k" (*before 2000*).

3 Stratygrafia czwartorzędu Polski

Podniesienie grzbietu podmorskiego Grenlandia–Szkocja ok. 950 tys. lat temu spowodowało przesunięcie cyrkulacji głębokowodnej w północnym Atlantyku z Arktyki do mórz północnych, czyli w tryb glacjalny (Maslin, Ridgwell, 2005). Wpłynęło to na obniżanie średniej temperatury globalnej w czwartorzędzie i zwiększanie amplitudy temperatury między cyklicznie występującymi okresami ciepłymi i zimnymi, w Polsce powodując zmniejszenie udziału roślin ciepłolubnych (egzotycznych) w szacie roślinnej (por. Lindner, 1992). Spośród takich reliktów neogenu jak eukomia, kasztan, chmielograb, skrzydłorzech, orzesznik i ostrokrzew, trzy pierwsze zanikły całkowicie w plejstoceńskich zbiorowiskach roślinnych środkowej i północnej Europy, natomiast zanik pozostałych zachodził nierównomiernie (Winter, 2015).

Podziały stratygraficzne czwartorzędu mają tradycyjnie charakter regionalny i powstawały odrębnie, nie tylko dla poszczególnych kontynentów, ale także państw, a nawet ich części (por. http://quaternary.stratigraphy.org/regional-divisions). Dopiero w ostatnich latach zdefiniowano piętra chronostratygraficzne czwartorzędu, powiązane z magnetostratygrafią i klimatostratygrafią. Podział stratygraficzny czwartorzędu Polski (fig. 15) nawiązuje do podziału europejskiego (np. Zagwijn, 1985; Gibbard i in., 2005; Litt, 2007), a zapis jednostek stratygraficznych czwartorzędu małą literą jest zgodny z zasadami zaproponowanymi przez Marksa (2025). Nie ma bowiem racjonalnego uzasadnienia, aby zasady zapisu małą lub wielką literą nazw jednostek stratygraficznych różnych kategorii klasyfikacji stratygraficznej były zróżnicowane.

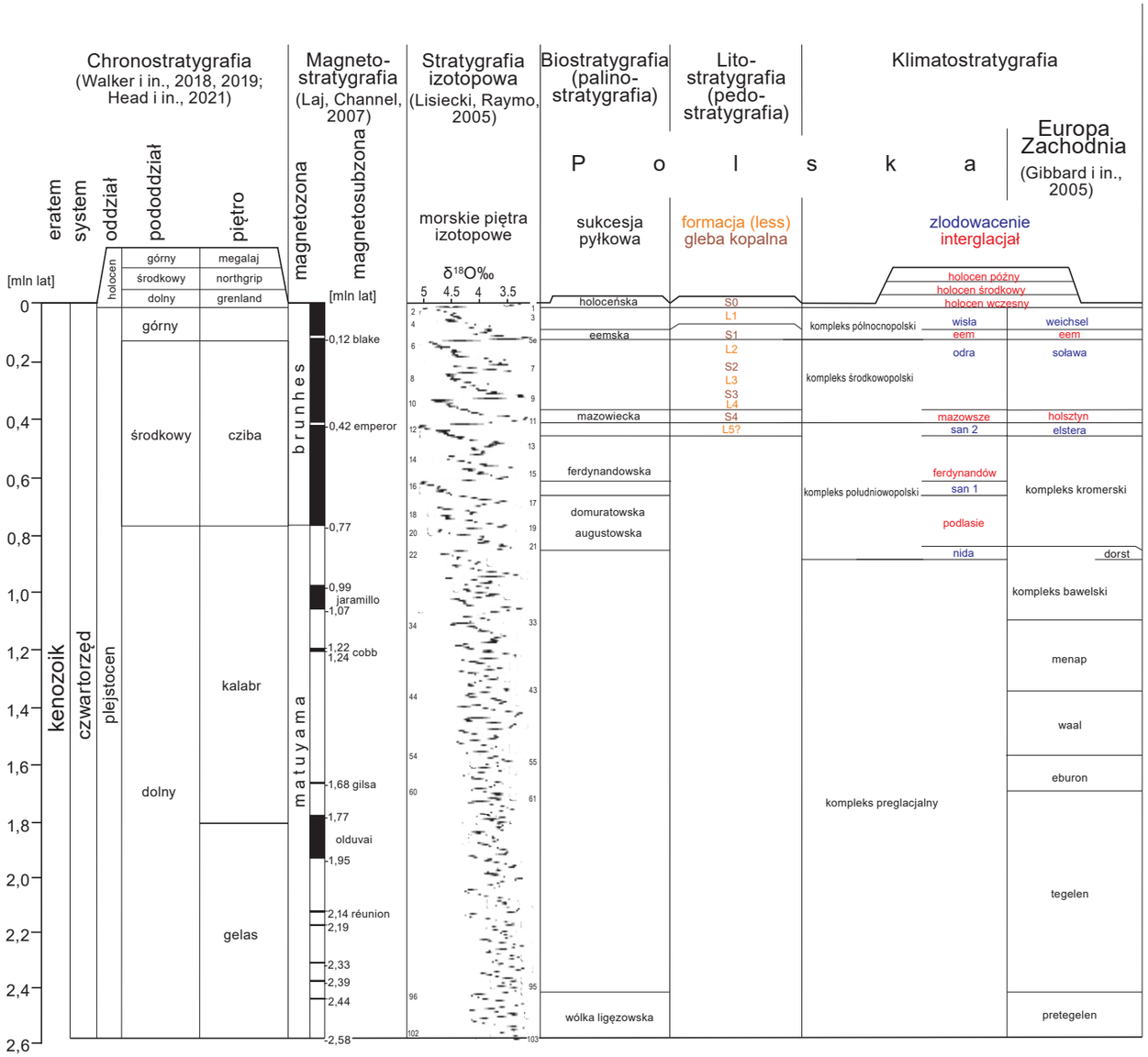


FIG. 15. Biostratygrafia, litostratygrafia i klimatostratygrafia czwartorzędu Polski i ich korelacja z jednostkami klimatostratygraficznymi czwartorzędu Europy, morskimi stadiami izotopowymi oraz magnetostratygrafią i chronostratygrafią globalną; litostratygrafia sekwencji lessowo-glebowych nawiązuje do modelu Markovića i in. (2015), w którym: L – less i S – gleba; na podstawie Marksa (2023c); Jarego, Marksa, 2024), zmieniono

3.1. PLEJSTOCEN DOLNY I DOLNA GRANICA CZWARTORZĘDU W POLSCE

W stratygrafii czwartorzędu Polski funkcjonuje pojęcie „plejstocenu preglacjalnego", określanego również jako kompleks preglacjalny (Ber i in., 2007), który obejmuje prawie cały plejstocen dolny, kiedy na obszarze Polski nie było lądolodu (por. fig. 15). Takie nieformalne określenie zakresu czasowego „plejstocenu preglacjalnego" pojawia się również w innych częściach Europy znajdujących się w zasięgu zlodowaceń skandynawskich, ale niezlodowaconych w plejstocenie dolnym (por. Litt, 2007). Natomiast obecność materiału eratycznego z gór lodowych, odnotowana w rdzeniach głębokomorskich z północnego Atlantyku, wskazuje na początek zlodowacenia Skandynawii już w miocenie (Thierens i in., 2012). W związku z tym pojęcie plejstocenu preglacjalnego (preglacjału) straciło obecnie znaczenie stratygraficzne, chociaż bywa nadal używane jako nieformalna jednostka regionalna (por. Marks, 2023b).

Formalne obniżenie dolnej granicy czwartorzędu, skutkujące włączeniem osadów najwyższego pliocenu (piętro gelas) do plejstocenu dolnego (por. Gibbard i in., 2010) spowodowało, że część osadów o litologii charakterystycznej dla preglacjału w Polsce zostało przeniesionych z pliocenu do czwartorzędu (por. Lindner, 1992). W centralnej Polsce osady preglacjalne odnotowano w wielu stanowiskach (fig. 16), ale ich stratygrafia została opracowana najpełniej w stanowiskach Ponurzyca (Baraniecka, 1975; Stuchlik, 1975) i Różce *vel* Rożce (Baraniecka 1991; Stuchlik, 1994). Na podstawie analizy palinologicznej wyróżniono (Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik, 1975) 2 fazy ciepłe (ponurzyca i celestynów) i 2 fazy zimne (rożce i otwock), które skorelowano odpowiednio z pretegelenem, tegelenem, eburonem i waalem w plejstocenie dolnym Europy Zachodniej (fig. 17). W sekwencji pyłkowej preglacjału w Polsce następowało stopniowe zmniejszanie udziału taksonów neogenu, a w ociepleniu najmłodszym (celestynów) spektrum pyłkowe było zbliżone do charakterystycznego dla interglacjałów plejstoceńskich (Stuchlik, 1975). Mimo braku satysfakcjonującego datowania, Baraniecka (1991) uznała fazy ciepłe i zimne preglacjału za piętra klimatostratygraficzne, tworzące superpiętro preglacjał i odpowiadające serii krasnystawskiej Mojskiego (1985a). W nawiązaniu do nieformalnego, aczkolwiek dość powszechnie akceptowanego wówczas położenia granicy czwartorzęd/pliocen w podziałach stratygraficznych Europy Zachodniej (Zagwijn, 1979), wszystkie te piętra zostały zaliczone do plejstocenu dolnego, chociaż nie było to powszechnie akceptowane (Kosmowska-Ceranowicz, 1979).

Jednostki zimne i ciepłe preglacjału Lindner (1984, 1988a) określił odpowiednio jako „zlodowacenia" i „interglacjały". Ponieważ w tym czasie formalna granica neogen/czwartorzęd znajdowała się w stropie subchrony Olduvai w stanowisku Vrica (południowe Włochy) i była datowana na 1,8 mln lat (Aguirre, Pasini, 1985; por. Marks, 2010), to do plejstocenu dolnego zaliczono jedynie „zlodowacenie" otwockie i „interglacjał" celestynowski, natomiast „zlodowacenie" różce i „interglacjał" ponurzycy pozostały w pliocenie (por. Lindner, 1980, 1984, 1991a, 1992).

Ponowne wiercenie w stanowisku Rożce umożliwiło weryfikację stratygrafii osadów preglacjalnych w południowej części Niziny Mazowieckiej (Bujak i in., 2016). Analiza palinologiczna wykazała, że osady preglacjalne z tego stanowiska należą do pliocenu dolnego, natomiast badania paleomagnetyczne określiły ich wiek na 4,62–5,23 mln lat, czyli środek magnetochrony gilberta: magnetosubchrony o polarności normalnej C3n.4n (thvera), odwrotnej C3n.3r, normalnej C3n.3n (sidufjall) i odwrotnej C3n.2r (fig. 17). Powyżej osadów preglacjalnych stwierdzono piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz glinę lodowcową, powiązaną przez Bujaka i in. (2016) ze zlodowaceniem nidy, ale prawdopodobnie reprezentującą zlodowacenie sanu 1 (por. fig. 17). W osadach korelowanych

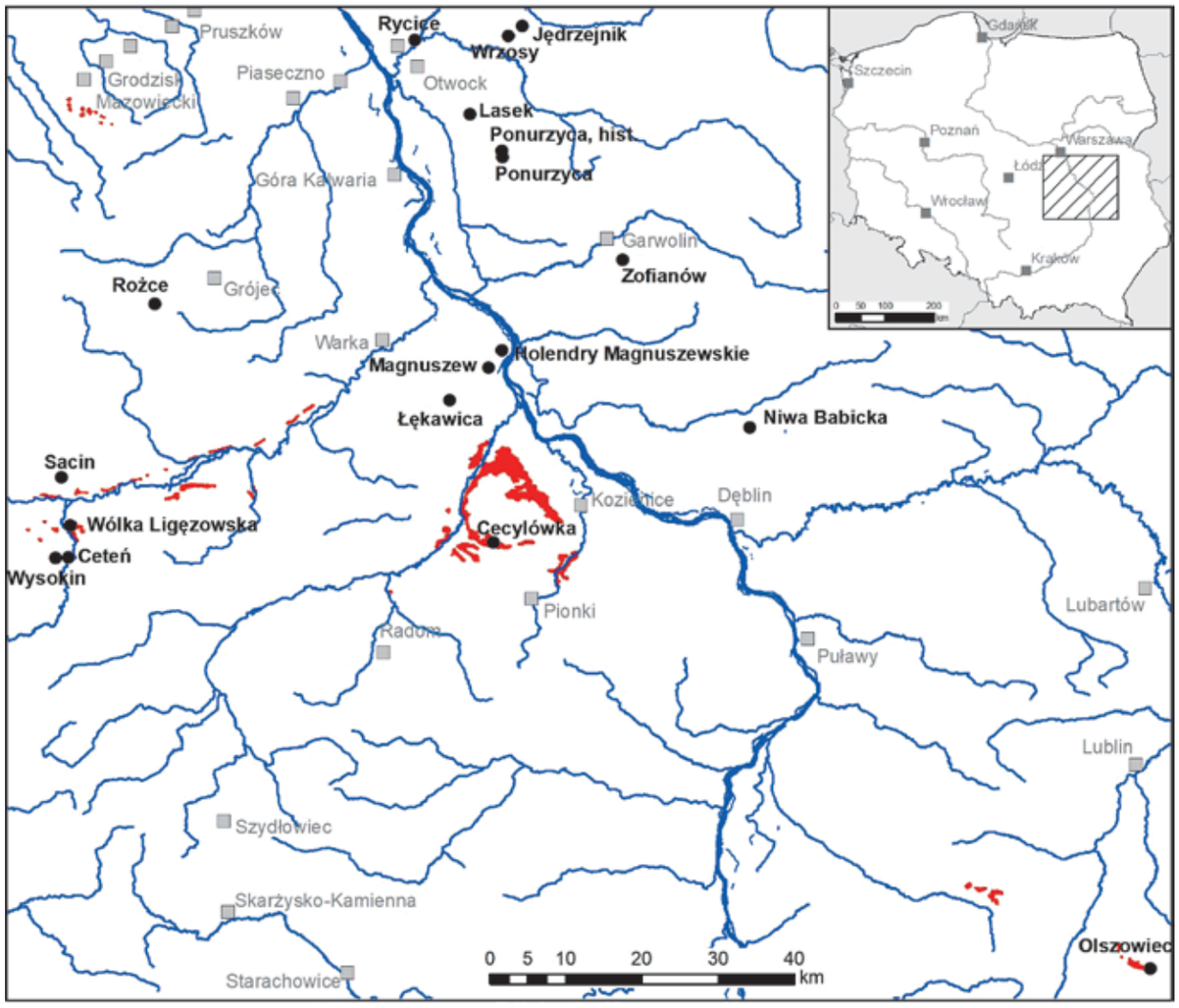


FIG. 16. Główne stanowiska osadów preglacjału na południowym Mazowszu, na czerwono zaznaczono osady preglacjalne na/przy powierzchni terenu (na podstawie niepublikowanych materiałów Ł. Bujaka

z pliocenem i plejstocenem dolnym występuje hiatus stratygraficzny, prawie 3,5 mln lat, czyli brak jest serii preglacjalnej wykazanej przez Baraniecką (1991).

W rejonie Doliny Dolnej Pilicy osady preglacjalne budują kopalne ostańce erozyjne (fig. 18–20; Makowska, 2015). Są to warstwowane cyklicznie piaski, mułki i iły rzeczne z domieszką materii organicznej oraz przewarstwieniami torfu i gytii. Materiał skandynawski występuje w niewielkiej ilości w stropie, ale z definicji nie są to już osady preglacjalne. Zapis paleomagnetyczny osadów w stanowisku Sacin jest złożony i nieciągły (fig. 18). Sedymentacja osadów górnej części profilu do głębokości 17,7 m nastąpiła zapewne w epoce normalnego namagnesowania brunhes. Poniżej głębokości 19,9 m stwierdzono polarność odwróconą (epoka matuyama?) z dwoma niewielkimi odcinkami polarności normalnej i kilkoma odcinkami polarności nieokreślonej, przy czym sugerowany wiek epizodów z namagnesowaniem normalnym wynosi ok. 1 i 2 mln lat (Nawrocki, 1994). Spektra pyłkowe z głębokości 42,3–43,1 m mogą wskazywać zarówno na pliocen górny, jak i plejstocen dolny, ale na podstawie badań paleomagnetycznych osady te zaliczono do plejstocenu dolnego (Winter, 2015).

Sukcesja pyłkowa w profilu Wólka Ligęzowska wskazuje na drastyczną zmianę klimatu prowadzącą do całkowitego zaniku lasów i otwarcia krajobrazu, udokumentowanego zwiększeniem zawartości pyłku roślin zielnych i wrzosowatych (fig. 19). Trend ochładzania w pliocenie wyrażał się stopniowym zanikiem taksonów ciepłolubnych i rozwojem zbiorowisk leśnych z sosną i brzozą, a charakterystyczne dla plioceńskiego klimatu subtropikalnego zbiorowiska lasu bagiennego przekształcały się stopniowo w zbiorowiska lasu mezofilnego strefy umiarkowanej i zbiorowiska roślinności borealnej (Winter, 2015). W pliocenie zachodził w Polsce stopniowy spadek temperatury zimy, a minimalny udział wrzosowatych może wskazywać na zmniejszenie opadów, co – w porównaniu z Niemcami i Holandią – mogło być związane z malejącymi wpływami oceanicznymi i zwiększaniem kontynentalizmu ku wschodowi (Winter, 2015). Rodzaj zbiorowisk roślinnych i charakter zmian roślinności wpisują się w długotrwały globalny trend klimatyczny, umożliwiając korelację z innymi stanowiskami w Europie i wyznaczenie granicy neogen/czwartorzęd (Popescu i in., 2010).

Znaczne ochłodzenie klimatu, zanik zbiorowisk leśnych i pojawienie się zbiorowisk roślinnych siedlisk otwartych uznano jednoznacznie za kryterium wyznaczania dolnej granicy czwartorzędu (Zagwijn, 1960, 1974, 1975, 1985, 1992, 1998, 2004). W stanowisku Wólka Ligęzowska koniec pliocenu jest udokumentowany dużą zawartością pyłku *Pinus sylvestris* typ (do 75%), a początek czwartorzędu poprzez zanik zbiorowisk leśnych (fig. 19) i panowanie klimatu subarktycznego. Pojawiły się inne zbiorowiska roślinne niż w neogenie i zaczęła dominować roślinność o charakterze laso-stepo-tundry i stepo-tundry ze zwiększającym się udziałem roślin zielnych oraz brakiem pyłku roślin o wyższych wymaganiach termicznych, analogicznie jak u schyłku interglacjałów plejstocenu środkowego i górnego (Popescu i in., 2010; Winter, 2015). Zbiorowisko roślinne typu stepo-tundry, charakterystyczne dla okresów zimnych najwyższego pliocenu i plejstocenu dolnego, obecnie nie występuje na Ziemi (por. Granoszewski, Winter, 2016).

W Wólce Ligęzowskiej stwierdzono ciągłe przejście pliocen/plejstocen (Winter, 2015). Czwartorzęd rozpoczyna się okresem zimnym wólka ligęzowska, skorelowanym z pretegelenem (fig. 19). Jest on udokumentowany rozwojem zbiorowisk roślinnych klimatu subarktycznego i borealnego, charakterystycznych dla stepo-tundry z dużym udziałem wiechlinowatych, bylic i turzycowatych wraz z brzozą karłowatą. Cieplejsze oscylacje klimatyczne rangi interstadiału wyrażały się rozwojem luźnych lasów brzozowo-sosnowych bądź sosnowych i bardzo niskim udziałem drzew liściastych, w tym dębu.

W stanowiskach z rejonu Doliny Dolnej Pilicy zapis palinostratygraficzny młodszych okresów klimatyczno-stratygraficznych jest fragmentaryczny, ale wskazuje na naprzemienne występowanie faz ciepłych i zimnych, zgodnie z czwartorzędowym rytmem zmian klimatu (Winter, 2015). W fazach ciepłych stwierdzono nieliczne relikty neogenu, jak: skrzydłorzech, orzesznik, eukomia, kasztan, chmielograb i ostrokrzew. W spektrach pyłkowych jest bardzo niski udział drzew ciepłolubnych i wysoki świerka, do 30% w Ceteniu 8 (fig. 20) i 70% w Wysokinie 10, co poprzedza wzrost wartości NAP (*non-arboreal pollen* – zawartość procentowa pyłku nie-drzew) i wskazuje na schyłek okresu ciepłego o nieokreślonej randze klimatyczno-stratygraficznej. W przypadku faz zimnych brak jest roślinnych markerów wiekowych umożliwiających określenie wieku

osadów (por. Zagwijn, 1960), ale klimat jednoznacznie definiują wysokie wartości NAP i różnorodność roślin zielnych. Ten fragmentarycznie zachowany zapis palinologiczny może odpowiadać ociepleniu ponurzyca i ochłodzeniu otwock w stanowisku Ponurzyca (fig. 16, 21; por. Baraniecka, 1975, 1991; Stuchlik, 1975). Na podstawie wymagań termicznych zbiorowisk roślinnych w Europie Środkowej można oszacować, że w okresach ciepłych temperatura średnia latem mogła przekraczać 19,5°C, a zimą spadać nieznacznie poniżej 0°C (Pross, Klotz, 2002), co wskazuje na słabo wyrażoną sezonowość klimatu. W okresach chłodnych średnia temperatura lata osiągała 10°C, a zimą spadała do –20°C i panowała stepo-tundra (por. Granoszewski, Winter, 2016).

Zapis palinologiczny młodszego okresu ciepłego w stanowisku Ceteń (fig. 20), nazwanego ociepleniem ceteń (fig. 21), jest ciągły z dużym udziałem drzew o wysokich wymaganiach termicznych w optimum klimatycznym, wysokim udziałem pyłku dębu, znaczącym brzozy i roślin zielnych (Winter, 2015). Późniejszy gwałtowny wzrost wartości wiechlinowatych, zanik eukomii i chmielograba oraz graba i leszczyny wskazują na ochłodzenie i kontynentalizację klimatu, a powrót dębu, orzesznika, graba i pojawienie się kasztana – na ponowne panowanie klimatu ciepłego.

Akumulacja osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu trwała od pliocenu dolnego (piętra brunssum i reuver) i prawie w całym plejstocenie dolnym (piętra: wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock, ceteń) aż do zlodowacenia nidy, czyli ~3 mln lat. W sekwencji osadów preglacjalnych znajduje się formalna granica stratygraficzna neogen/czwartorzęd, natomiast w stropie jest nieformalna granica plejstocenu „preglacjalnego" i „glacjalnego", zgodna w stratygrafii czwartorzędu Polski z granicą kompleksów preglacjalnego i południowopolskiego (Lindner i in., 2013). Zaznacza się ona bardzo wyraźnie w litologii osadów, ponieważ oddziela osady bez materiału skandynawskiego i z takim materiałem, wskazującym na pierwszą transgresję lądolodu na obszar Polski. Obie granice są udokumentowane w Polsce głównie na podstawie badań palinologicznych i litologicznych. Sytuacja geologiczna osadów kompleksu preglacjalnego w Polsce wymaga dalszych badań, szczególnie w stanowisku Ponurzyca, kluczowego dla stratygrafii plejstocenu dolnego (por. Baraniecka 1991). Weryfikacji wymaga również pozycja stratygraficzna serii kozienickiej i krasnystawskiej.

Najwyższą część plejstocenu dolnego w Polsce reprezentuje zlodowacenie nidy i starsza część interglacjału podlaskiego (fig. 15). Pozycję stratygraficzną obu tych jednostek określa magnetostratygrafia w stanowiskach Kozi Grzbiet, Kalejty i Kończyce, gdzie udokumentowano zmianę polarności magnetycznej z odwróconej na normalną (fig. 22–26). Umożliwiło to korelację z granicą brunhes/matuyama, wyznaczającą położenie granicy plejstocenu dolnego i środkowego (por. Head i in., 2021).

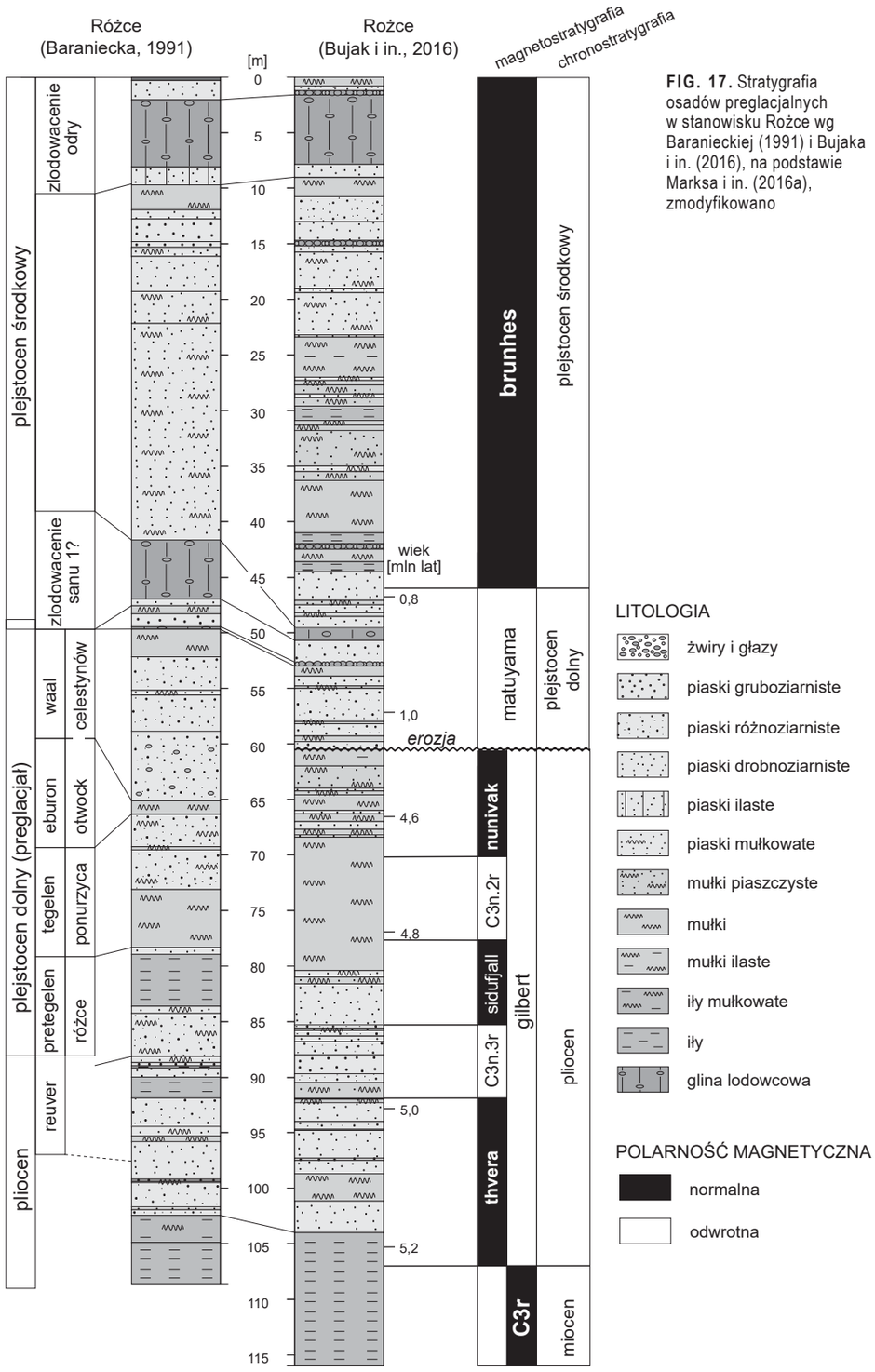


FIG. 17. Stratygrafia osadów preglacjalnych w stanowisku Rożce wg Baranieckiej (1991) i Bujaka i in. (2016), na podstawie Marksa i in. (2016a), zmodyfikowano

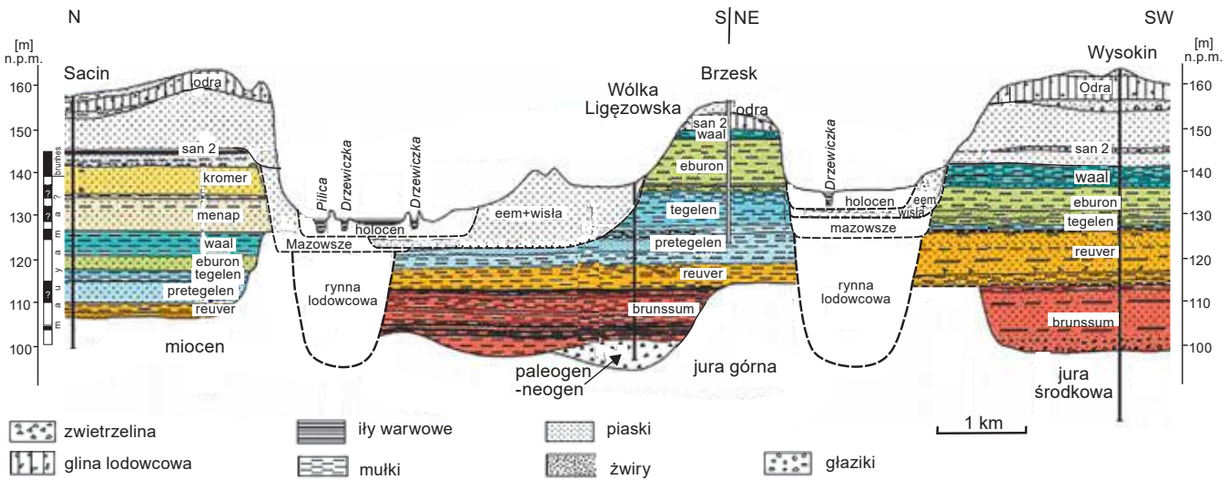


FIG. 18. Przekrój geologiczny przez osady preglacjalne na południowym Mazowszu wg Makowskiej (2015), zmieniono; paleomagnetyzm w profilu Sacin wg Nawrockiego (1994)

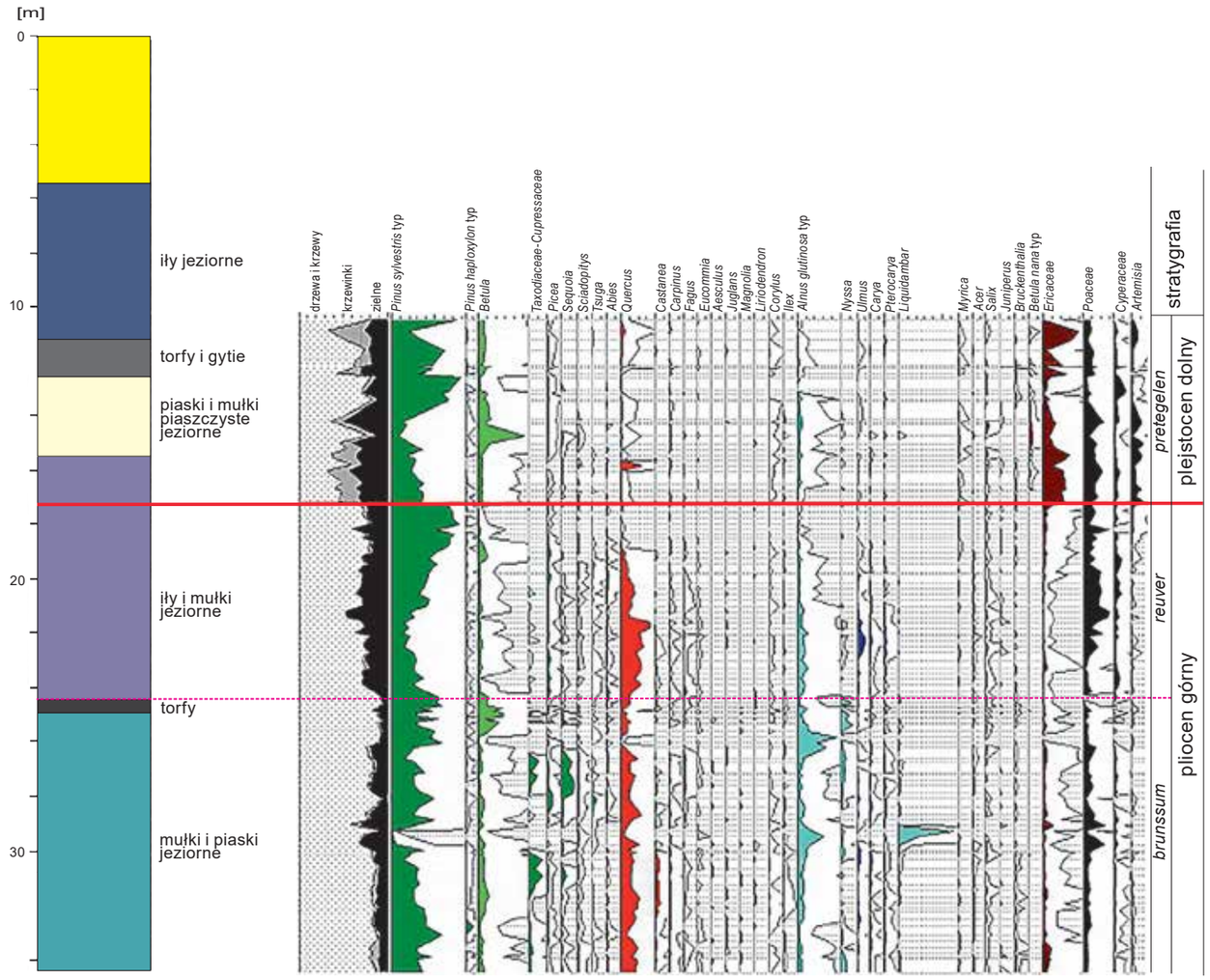


FIG. 19. Profil litologiczny osadów i diagram pyłkowy z otworu wiertniczego Wólka Ligęzowska 4 wg Makowskiej (2015); Granoszewskiego, Winter (2016), uproszczono i zmieniono

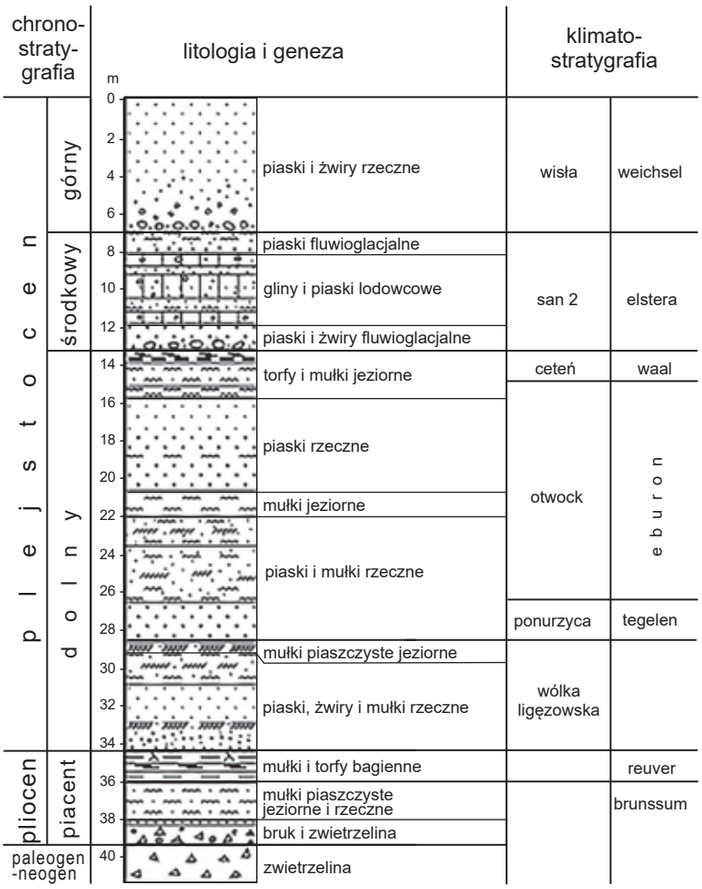


FIG. 20. Stratygrafia i litologia osadów w profilu otworu Ceteń 8 wg Makowskiej (2015), zmieniono

Sekwencję osadów jaskiniowych w stanowisku Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich (Głazek i in., 1976, 1977a, b) rozpoczyna plioceńska i dolnoplejstoceńska zwietrzelina ilasto-piaszczysta wapieni dewonu i piaskowców triasu (fig. 22, 23). Na nich leżą piaski, mułki i brekcje ilaste oraz iły jaskiniowe z licznymi skaleniami, a skład minerałów ciężkich jest zdominowany przez amfibole i pirokseny pochodzenia skandynawskiego. Stwierdzone w iłach jaskiniowych szczątki mięczaków (Stworzewicz, 1981) oraz kości płazów (Młynarski, 1977), gadów (Szyndlar, 1981) i częściowo ssaków (Nadachowski, 1985) wskazują na wilgotny las liściasty (Głazek i in., 1977a, b). Obecność kości niektórych ssaków sugeruje klimat chłodny. Występowanie kości takich ssaków jak *Mimomys savini*, *Microtus*, *Dicrostonyx simplicior*, *Ursus deningeri* i *Pliobatrachus langhae* sugerują późny bihar (Nadachowski, 1985; por. Palombo, 2014). Analiza zawartości kolagenu w kościach potwierdza, że reprezentują one faunę 2 okresów ciepłych rozdzielonych fazą zimną (Wysoczański-Minkowicz, 1968).

Wiek osadów jaskiniowych w stanowisku Kozi Grzbiet określono metodą FCI/P i kolagenową na 700–550 tys. lat (Wysoczański-Minkowicz, 1969), a w ich dolnej części wyznaczono granicę magnetozon brunhes-matuyama (Głazek i in., 1977a). Iły te są przykryte piaskami fluwioglacjalnymi, zawierającymi minerały pochodzenia skandynawskiego. Położenie granicy brunhes/matuyama wskazuje, że iły interglacjalne z fauną można korelować ze starszą częścią kompleksu kromerskiego (por. Cohen, Gibbard, 2019). W stratygrafii plejstocenu Polski stanowiło to przesłankę do wyróżnienia interglacjału małopolskiego (Lindner, 1978; Różycki, 1978), określanego również jako interglacjał koziego grzbietu (Lindner, 1988a), obecnie korelowanego ze starszą częścią interglacjału podlaskiego (por. Lindner i in., 2013). Materiał skandynawski w dolnej części iłów jest reliktem zlodowacenia nidy, a wierzchnie piaski fluwioglacjalne reprezentują zlodowacenie sanu 1 (Lindner i in., 2013).

W stanowisku Szczebra koło Augustowa (fig. 24) stwierdzono występowanie osadów jeziornych i bagiennych o miąższości ponad 20 m, podścielonych najstarszą gliną

Chronostratygrafia	Europa Zachodnia	Polska			
	klimatostratygrafia (Zagwijn, 1989)	okresy roślinno-klimatyczne (Stuchlik, 1995)	klimatostratygrafia (Baraniecka, 1991)	klimatostratygrafia (Winter, 2015)	profile wiertnicze stratotypowe (Winter, 2015)
plejstocen dolny	waal	V	celestynów	ceteń	Ceteń 8
	eburon	IV	otwock	otwock	
	tegelen	III	ponurzyca	ponurzyca	Wysokin 10
	pretegelen	II	różce	wólka ligęzowska	Wólka Ligęzowska 4
pliocen	reuver	I	reuver	reuver	
	brunssum			brunssum	

FIG. 21. Ciepłe (czerwony) i zimne (niebieski) piętra klimatostratygraficzne plejstocenu dolnego w Polsce i Europie Zachodniej na podstawie palinostratygrafii; wg Winter (2015), zmieniono

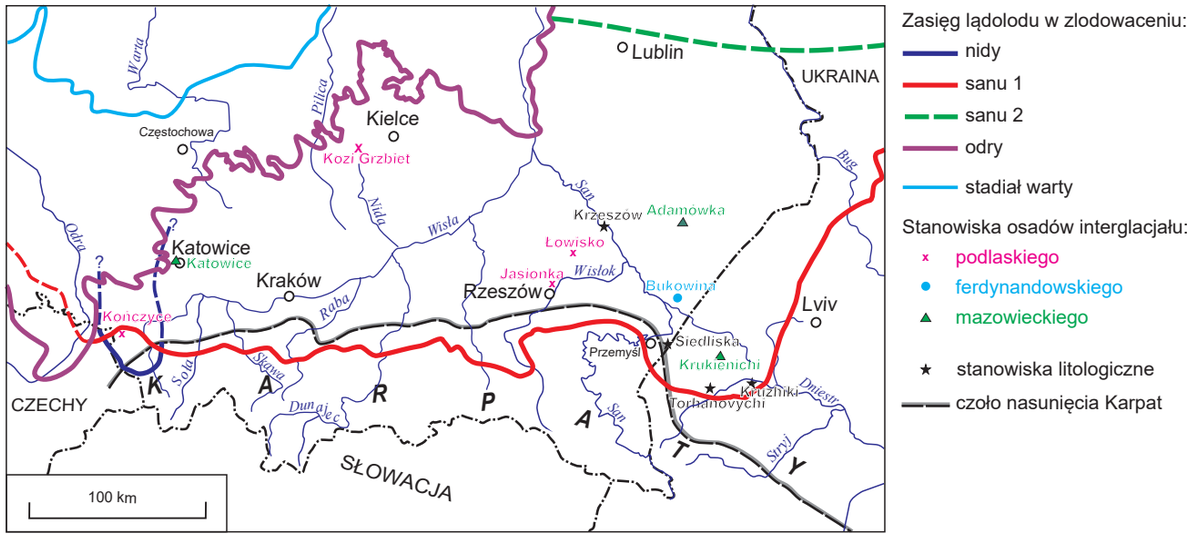


FIG. 22. Zasięgi lądolodów i główne stanowiska osadów plejstoceńskich w południowej Polsce wg Marksa (2023a), zmieniono

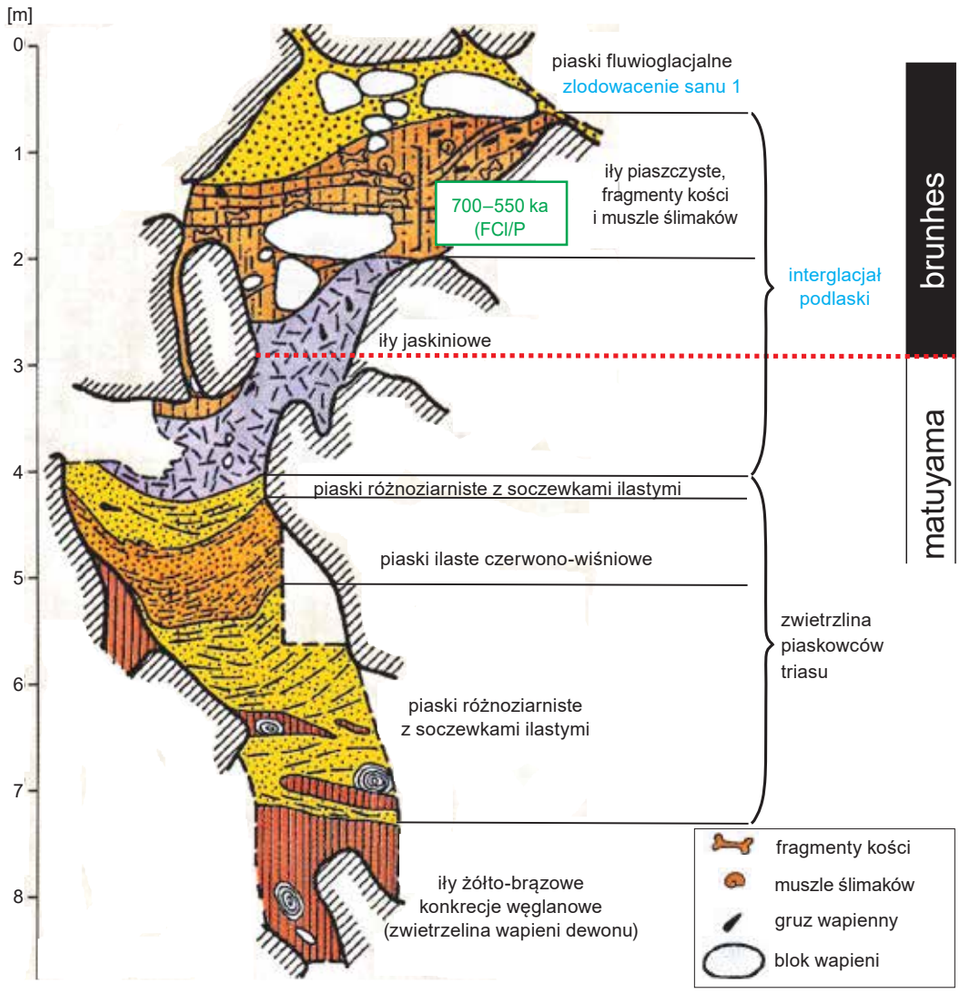


FIG. 23. Litologia i stratygrafia osadów w stanowisku Kozi Grzbiet na podstawie Głazka i in. (1976); Bera (2005), zmieniono

lodowcową korelowaną wcześniej ze zlodowaceniem narwi (Ber, 1996, 2000; Ber i in., 1998), a obecnie – ze zlodowaceniem nidy (Marks, 2023b). Sukcesję pyłkową osadów organicznych charakteryzują 2 ocieplenia typu interglacjalnego, rozdzielone wyraźnym ochłodzeniem. Spektrum pyłkowe ociepleń jest zdominowane przez drzewa liściaste z grabem, dębem, wiązem i olchą, którym towarzyszy lipa, jesion i klon, występują także gatunki ciepłolubne. Starsze ocieplenie jest niepełne, reprezentowane przez roślinność borealną lasu sosnowo-brzozowego ze świerkiem i niewielką domieszką drzew ciepłolubnych, także z *Azolla filiculoides*, typową dla klimatu umiarkowanego (Janczyk-Kopikowa, 1996). Młodsze ocieplenie jest cieplejsze, a jego sukcesja pyłkowa bardziej kompletna. Ochłodzenie między ociepleniami oraz okresy, poprzedzające ocieplenie starsze i po ociepleniu młodszym, są reprezentowane przez gatunki borealne i subarktyczne. Sukcesja pyłkowa w stanowisku Szczebra została określona jako „augustowska" (Janczyk-Kopikowa, 1996), a wyznaczony na jej podstawie interglacjał nazwano augustowskim (Ber, 1996).

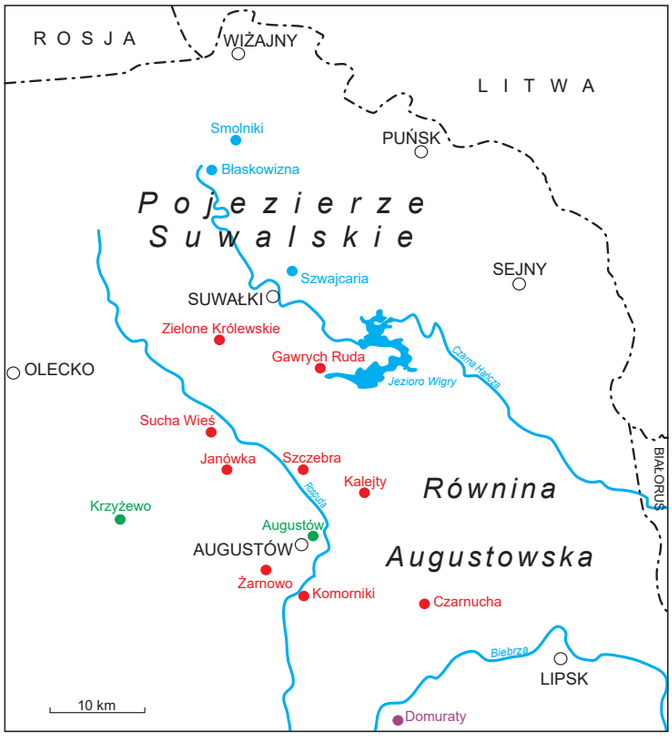


FIG. 24. Stanowiska w północno-wschodniej Polsce z osadami interglacjału podlaskiego: sukcesje augustowska (czerwony) i domuratowska (fioletowy), mazowiecka (zielony) i eemska (niebieski); na podstawie Bera (2006), zmieniono i uzupełniono

Podobną sukcesję pyłkową zidentyfikowano również w kilku innych stanowiskach w NE Polsce (fig. 24). W stanowisku Kalejty odnotowano 2 ocieplenia podobnej rangi (por. Nitychoruk i in., 2000), rozdzielone wyraźnym ochłodzeniem (Lisicki, Winter, 2004; Winter, 2001, 2006, 2008). Wiek osadów interglacjalnych określa granica brunhes/matuyama (Ber, 2000, 2005, 2006), stwierdzona w końcowej części ocieplenia młodszego lub bezpośrednio po nim (fig. 25). Granica brunhes/matuyama została wyznaczona również w osadach z sukcesją augustowską w stanowisku Czarnucha (Ber, 2009; Nawrocki, 2009; Winter, 2009). Glinę lodowcową podścielającą osady z sukcesją augustowską koreluje się obecnie ze zlodowaceniem nidy, a glinę lodowcową przykrywającą – ze zlodowaceniem sanu 1 (por. Lindner i in., 2013).

W stanowisku Kończyce w Kotlinie Oświęcimskiej (Wójcik i in., 2004), w spągu profilu występują piaski i żwiry rzeczne niezawierające materiału skandynawskiego (fig. 22, 26). Na nich leżą piaski i żwiry fluwioglacjalne, miejscami rozdzielone gliną lodowcową skorelowaną ze zlodowaceniem narwi albo z hipotetycznym zlodowaceniem olzy lub karpackim (Wójcik i in., 2004). Osady te są przykryte mułkami ze szczątkami organicznymi, w których sukcesja pyłkowa reprezentuje fragment sukcesji interglacjalnej, z wysokimi wartościami pyłku dębu, olchy, lipy i leszczyny oraz mniejszym udziałem wiązu, graba i jodły (fig. 26). Położenie tych osadów poniżej granicy brunhes/matuyama pozwala na korelację z sukcesją augustowską, a podścielającej gliny lodowcowej ze zlodowaceniem nidy (por. Lindner i in., 2013). Podobne spektrum pyłkowe i miąższość osadów organicznych jak w Kalejtach wskazują, że górna część profilu może odpowiadać młodszemu ociepleniu sukcesji augustowskiej (por. Ber i in., 1998; Winter, 2006, 2008; Marks, 2023a, b). Obecność jodły w Kończycach (nawet do 8%) może być związana z jej powszechnym występowaniem na wyżynach i w górach. Brak jej w NE Polsce, ponieważ krajobraz leśny obu obszarów mógł się różnić tym bardziej, że rejon Kończyc znajduje się na przedpolu Bramy Morawskiej, a więc na drodze migracji wielu drzew z ostoi południowoeuropejskich (por. Lindner i in., 2013).

Ponad serią interglacjalną w stanowisku Kończyce występują żwiry rzeki roztokowej klimatu chłodnego (Wójcik i in., 2004), a na nich mułki i mułki organiczne z przewarstwieniami torfu facji pozako-

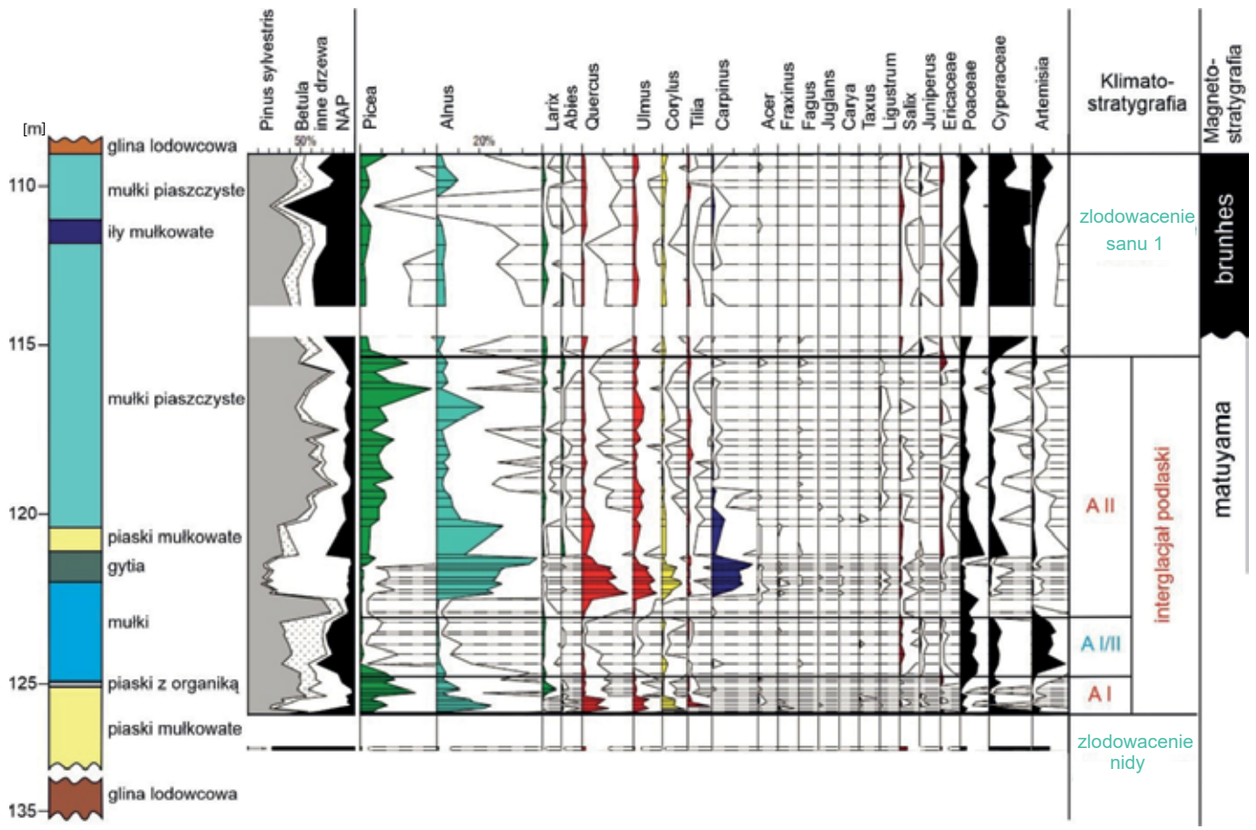


FIG. 25. Stratygrafia osadów i sukcesja augustowska interglacjału podlaskiego w stanowisku Kalejty na podstawie Krzywickiego (2002); Bera (2005, 2006); Winter (2006), zmieniono

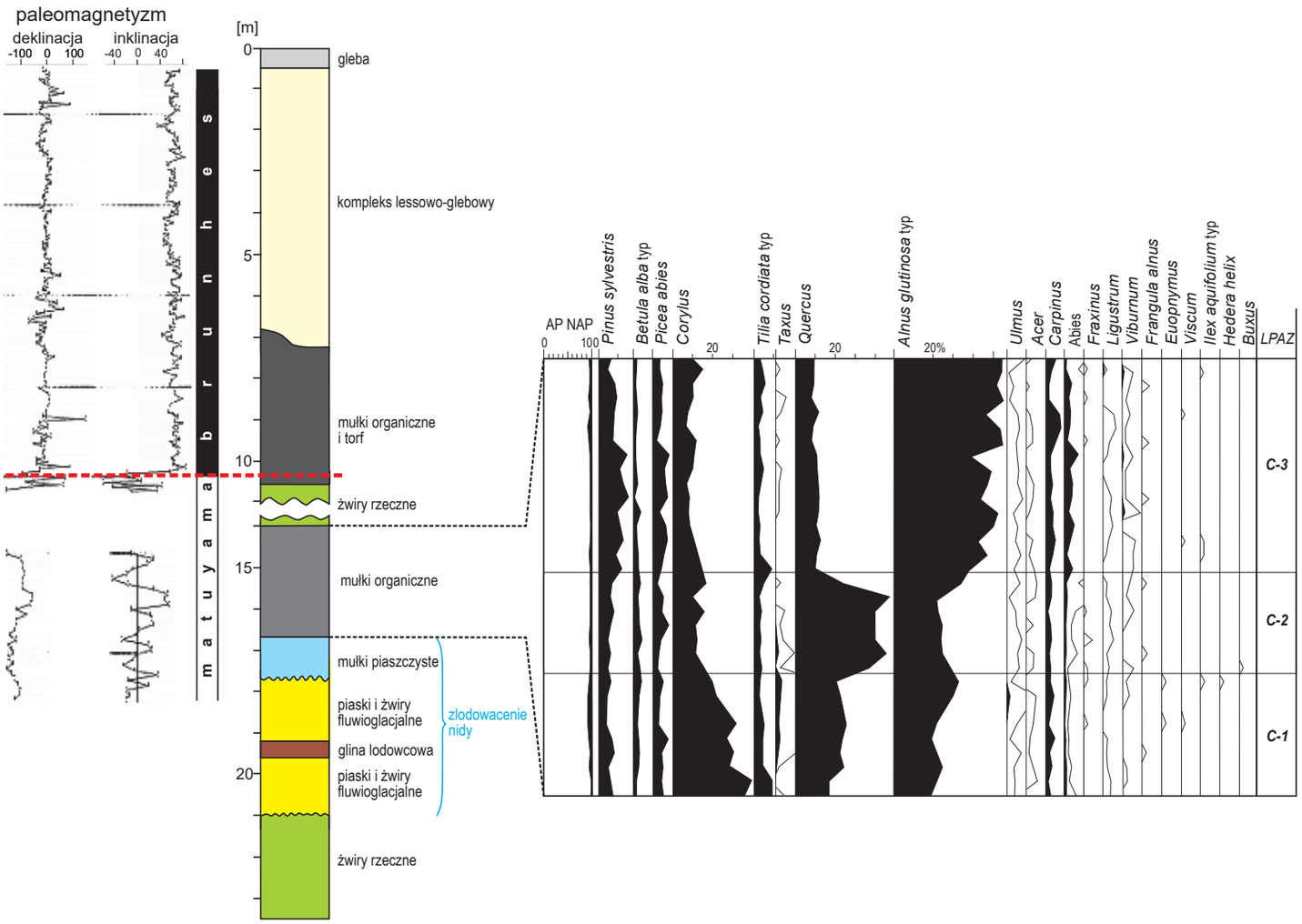


FIG. 26. Stratygrafia osadów i sukcesja pyłkowa interglacjału podlaskiego w stanowisku Kończyce na podstawie Wójcika i in. (2004), zmieniono

rytowej rzeki meandrującej (fig. 26). Sukcesja pyłkowa w tych osadach wskazuje na 2 wyraźne ocieplenia, każde z nich z dużą zawartością olchy, graba i leszczyny, rozdzielone ochłodzeniem wyrażonym przez wysoką zawartość wiechlinowatych (61%) i bylicy (9%). Starsze z tych ociepleń skorelowano z ociepleniem młodszym sukcesji ferdynandowskiej, ponieważ zawiera pyłek graba (por. Wójcik i in., 2004). W dolnej części górnej sukcesji pyłkowej stwierdzono granicę brunhes/matuyama (Wójcik i in., 2004), a powyżej tej sukcesji występują lessy i gleby kopalne młodszej części plejstocenu.

Położenie granicy brunhes/matuyama w stanowiskach Kalejty i Kończyce sugeruje, że występujące w nich sukcesje pyłkowe mogą reprezentować ten sam interglacjał. Najstarsza sukcesja w stanowisku Kończyce i ocieplenie zarejestrowane w stanowisku Kozi Grzbiet mogą odpowiadać młodszemu ociepleniu w sukcesji augustowskiej w NE Polsce. Oba ocieplenia sukcesji augustowskiej mogą stanowić starszą część interglacjału podlaskiego (Różycki, 1978), ale w rozumieniu Lindnera i in. (2013). Odpowiada to kromerowi I w zachodniej Europie (Gibbard i in., 2005) oraz MIS 21 i 19 w osadach głębokomorskich (fig. 15). Glina lodowcowa pod osadami interglacjału podlaskiego jest zapisem najstarszego zlodowacenia w Polsce – najprawdopodobniej tego samego, które – na podstawie obecności materiału skandynawskiego poniżej granicy brunhes/matuyama – zostało stwierdzone po raz pierwszy w stanowisku Kozi Grzbiet (fig. 23; Głazek i in., 1976, 1977a). Jest to zlodowacenie nidy, które odpowiada zlodowaceniu narwi na Białorusi i ochłodzeniu dorst w zachodniej Europie (por. Lindner i in., 2013; Marks, 2023c).

Sekwencja zmian w zbiorowiskach leśnych w starszym okresie ciepłym sukcesji augustowskiej wskazuje na dużą niestabilność klimatu w pierwszym optimum interglacjału podlaskiego (Granoszewski, Winter, 2016). Następujące po nim wyraźne ochłodzenie wyraziło się rozprzestrzenieniem lasów sosnowo-brzozowych, charakterystycznych dla klimatu umiarkowanie chłodnego (Winter, 2008). Występowanie nasion cibory w obu okresach ciepłych sukcesji augustowskiej (Stachowicz-Rybka, 2011) wskazuje na średnią temperaturę najcieplejszego miesiąca ~20°C (Aalbersberg, Litt, 1998), a niewielki udział bluszczu i ostrokrzewu kolczastego świadczą o klimacie z małymi wpływami morskimi.

Paleogeografia sieci rzecznej na północnym przedpolu Karpat jest oparta na korelacji osadów rzecznych z tarasami Dniestru (Lindner, Marks, 2015). Moment pojawienia się tzw. żwirów mieszanych, czyli osadów rzecznych zawierających oprócz materiału karpackiego także domieszkę materiału skandynawskiego, został określony w stosunku do granicy brunhes/matuyama stwierdzonej w stanowisku Kończyce (fig. 27) i w stropie osadów tarasu H Dniestru (Matoshko i in., 2004). Żwiry mieszane pojawiły się w Kotlinie Oświęcimskiej w interglacjale podlaskim, natomiast w Kotlinie Sandomierskiej dopiero w interglacjale ferdynandowskim (Lindner, Marks, 2013).

Akumulacja lessu najstarszego LN4 mogła zachodzić w zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Lindner, 1991c) i we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (Dolecki, 1995), podczas fazy anaglacjalnej zlodowacenia nidy (fig. 10; Marks i in., 2016a), jednak interpretacja genetyczna tych osadów budzi wątpliwości (por. Marks, Jary, 2024).

3.2. PLEJSTOCEN ŚRODKOWY

3.2.1. Młodsza część interglacjału podlaskiego

Początek plejstocenu środkowego jest udokumentowany młodszą częścią interglacjału podlaskiego w stanowisku Domuraty w NE Polsce (fig. 24; por. Lindner i in., 2013), gdzie występują piaski, mułki i torfy rzeczno-jeziorne o miąższości 40 m ze szczątkami roślin, okrzemek i muszli mięczaków (Lisicki, Winter, 2004; Winter, Lisicki, 2005; Winter i in., 2008), podścielone gliną lodowcową zlodowacenia nidy (fig. 28). W tych osadach organicznych stwierdzono wielodzielną sukcesję pyłkową (Winter i in., 2008; Winter, 2011,

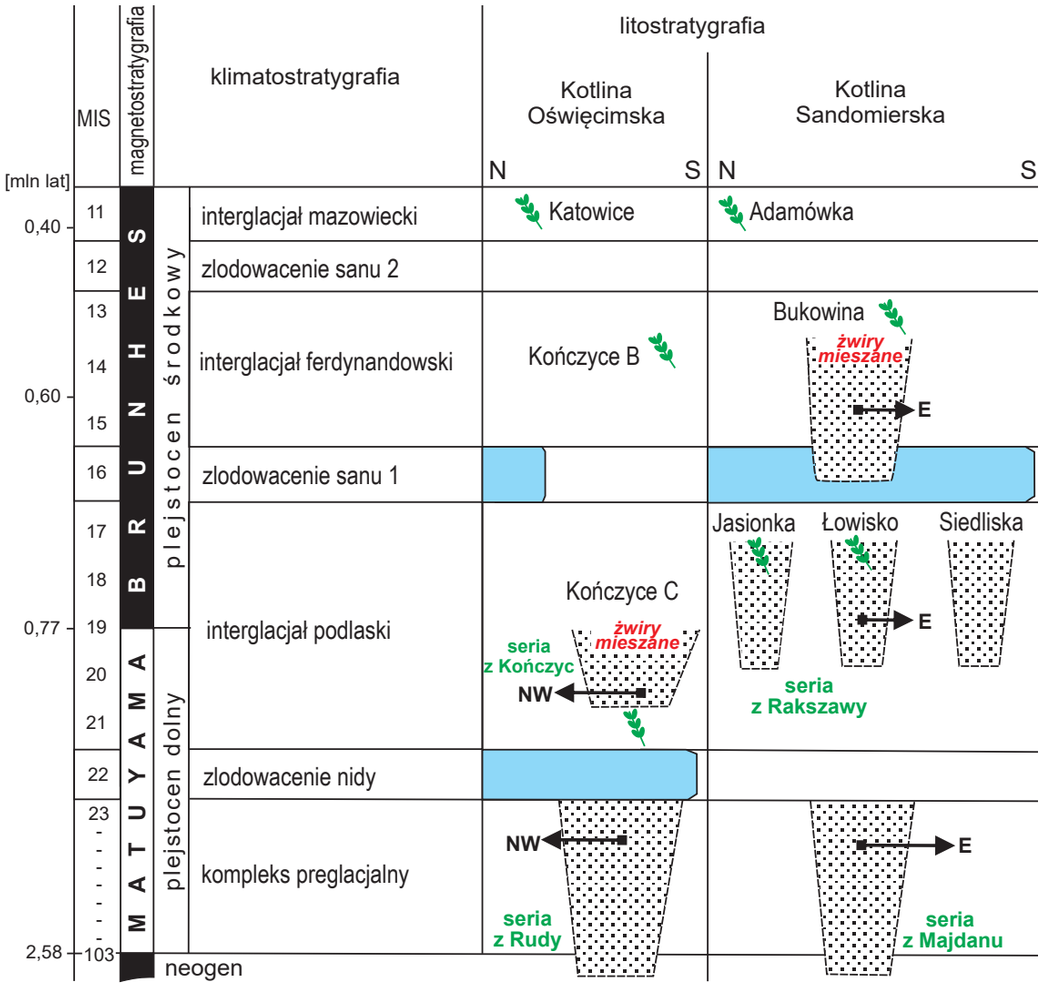


FIG. 27. Korelacja stratygraficzna zasięgów lądolodu skandynawskiego (niebieski), żwirów rzecznych (kropki) i flor interglacjalnych (gałązki zielone) na północnym przedpolu Karpat wg Marksa (2023a), zmieniono: strzałki wskazują kierunek odpływu rzecznego, MIS – morskie stadia izotopowe

2017), którą rozpoczyna umiarkowane ocieplenie Do I z małym udziałem pyłku drzew o wyższych wymaganiach termicznych (fig. 28). Następujące po nim ochłodzenie Do I/II charakteryzują zbiorowiska otwarte i rozwój lasów sosnowo-brzozowo-świerkowych ze zmiennym udziałem modrzewia i z leszczyną, kiedy klimat wyraźnie kontynentalny zmieniał się od subarktycznego poprzez umiarkowanie chłodny (borealny) do subarktycznego. Okres ciepły Do II miał charakter interglacjalny przejawiający się rozwojem zbiorowisk leśnych z dębem i wiązem, a następnie z olszą, grabem, świerkiem i jodłą. W ochłodzeniu Do II/III występowały zbiorowiska stepowo-tundrowe ze zmiennym udziałem brzozy i jałowca przy klimacie silnie kontynentalnym z zimą bardzo surową i latem chłodnym, ale z epizodami klimatu umiarkowanie chłodnego. Kolejny okres ciepły (Do III) reprezentuje interglacjał o stabilnym klimacie z niewielkimi oscylacjami, udokumentowanymi większą zawartością sosny w ociepleniach lub NAP i brzozy w ochłodzeniach. W optimum klimatycznym nastąpiła ekspansja dębu z klonem i domieszką jesionu oraz graba. Późniejsze ochłodzenie jest udokumentowane zanikaniem drzew o wyższych wymaganiach termicznych, chociaż luźne zbiorowiska leśne nadal odgrywały główną rolę. Dopiero kolejny impuls ochłodzenia z początkiem zlodowacenia spowodował odlesienie i otwarcie krajobrazu (Winter, 2017).

Sukcesja domuratowska nie jest ciągła (Winter, Lisicki, 2005; Winter, 2017), ponieważ występuje w osadach rzecznych,a sedymentacja organiczna zachodziła na ogół w starorzeczach i była krótkotrwała. Wielodzielność sukcesji wskazuje na niestabilność klimatu i jego dynamikę, natomiast zapis pyłkowy odzwierciedla także wpływ czynników środowiskowych lokalnych i regionalnych. W 3 okresach ciepłych rozwijały się lasy mieszane związane z klimatem umiarkowanym o silnych wpływach kontynentalnych (Granoszewski, Winter, 2016). Sukcesję domuratowską można skorelować z MIS 17, w którym są 3 okresy ciepłe MIS 17,5, 17,3 i 17,1 oraz rozdzielające je 2 okresy zimne MIS 17,4 i 17,2 (Railsback i in., 2015). Alternatywnie, umiarkowane ocieplenie Do I można interpretować jako końcową część MIS 19, natomiast Do II i Do III reprezentowałyby MIS 17. Mimo podobnej sytuacji geologicznej sukcesja domuratowska jest wyraźnie odrębna od augustowskiej, a na jej unikatowość wskazuje m.in. współwystępowanie graba i jodły w Do III (por. Lindner i in., 2013). Jest ona niewątpliwie młodsza od augustowskiej, ponieważ występuje w magnetozonie brunhes, a ponieważ obu sukcesji nie rozdzielają osady lodowcowe (Winter, 2017), to mogą one reprezentować ten sam, odpowiadający MIS 21–17, policykliczny interglacjał podlaski w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski (Lindner i in., 2013).

Istotne znaczenie w stratygrafii najstarszej części plejstocenu środkowego mają stanowiska Jasionka i Łowisko w Kotlinie Sandomierskiej (fig. 22), w których osady organiczne – z udokumentowaną sukcesją interglacjalną – występują w piaskach i żwirach rzecznych niezawierających materiału skandynawskiego (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Stuchlik, Wójcik, 2001; Marks, 2023a, b). Sukcesję pyłkową w Jasionce rozpoczynają zbiorowiska lasu sosnowego z domieszką świerka i brzozy (fig. 29), ale postępujące ocieplenie doprowadziło do dominacji lasów mieszanych w niezbyt ciepłym optimum klimatycznym. Natomiast późniejsze ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu odzwierciedlały lasy mieszane i sosnowe, a potem lasy borealne (Dąbrowski, 1967). W Łowisku stwierdzono sukcesję pyłkową końcowej części interglacjału z klimatem ciepłym i wilgotnym, kiedy występował zarówno las mieszany, jak i iglasty (Stuchlik, Wójcik, 2001), zastąpione później przez las borealny, a potem przez roślinność tundrową (fig. 30; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Starkel, 1971, 1984b).

Sukcesję pyłkową w Jasionce uznawano początkowo za interstadialną (Dąbrowski, 1967), potem korelowano z interglacjałem koziego grzbietu (Głazek i in, 1976), określanym później jako małopolski (Różycki,1978). Stwierdzono, że jest ona różna od sukcesji ferdynandowskiej (Stuchlik, Wójcik, 2001) i ostatecznie skorelowano z młodszą częścią interglacjału podlaskiego (por. Lindner i in., 2013). Sukcesje w Jasionce i Łowisku są przykryte gliną lodowcową zlodowacenia sanu 1 (fig. 29–30; Marks, 2023a). Wykazując istotne różnice z sukcesjami augustowską i ferdynandowską oraz podobieństwo do schyłkowej części sukcesji domuratowskiej (Stuchlik, Wójcik, 2001), mogą reprezentować końcową część interglacjału podlaskiego (por. Lindner, Marks, 2015).

3.2.2. Interglacjał ferdynandowski

Stanowisko osadów interglacjalnych w Ferdynandowie na Nizinie Południowopodlaskiej jest bardzo ważne dla stratygrafii starszej części plejstocenu środkowego Polski. Nazwa „interglacjał ferdynandowski" została wprowadzona przez Janczyk-Kopikową i in.

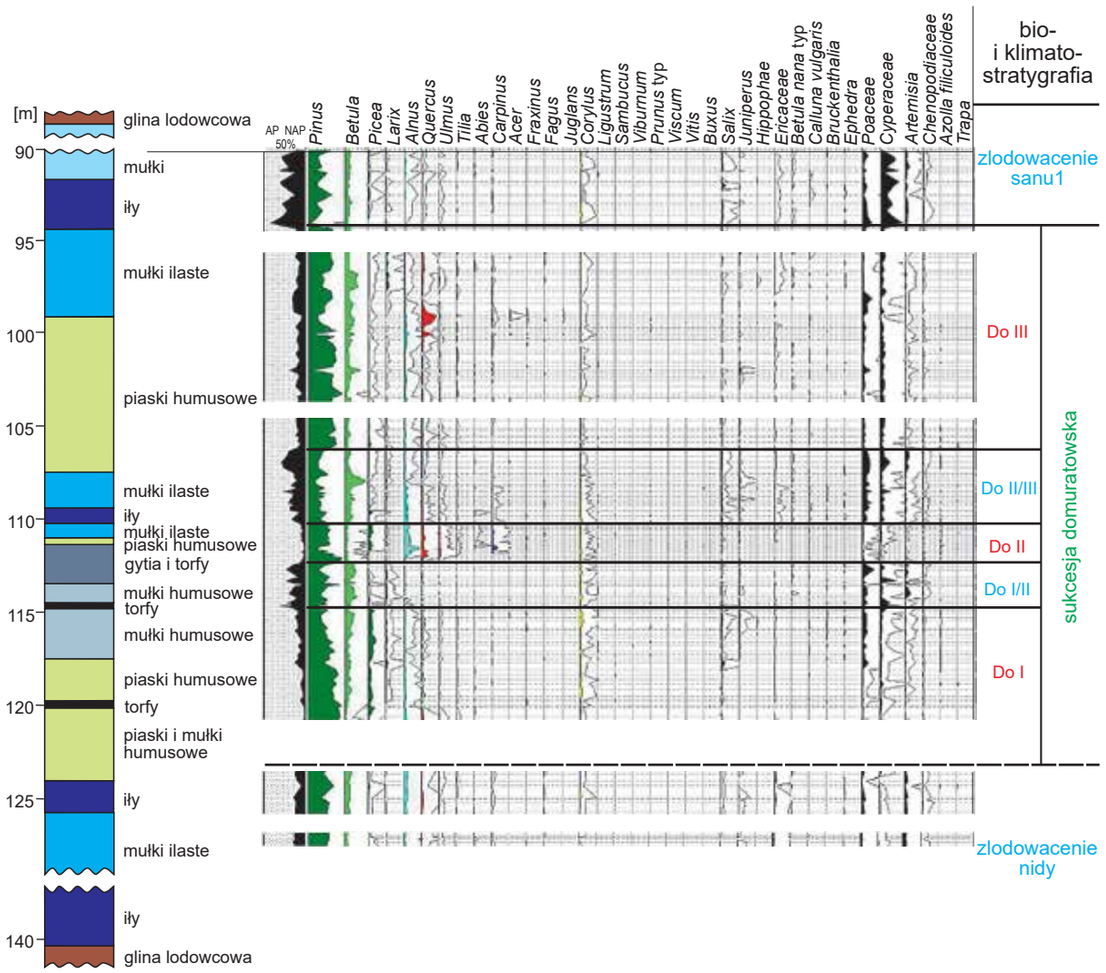


FIG. 28. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacjalnych sukcesji domuratowskiej w stanowisku Domuraty na podstawie Winter i in. (2008); Winter (2011, 2017), zmieniono

(1981), a jego pozycję stratygraficzną zdefiniował Rzechowski (1996a, b). Glinę lodowcową, występującą bezpośrednio na osadach interglacjalnych, uznano za dowód umożliwiający wykreowanie zlodowacenia wilgi (Mojski, 1985a), początkowo utożsamianego ze zlodowaceniem sanu (Lindner, 1978; Różycki, 1978), a po podziale tego ostatniego na dwa – ze zlodowaceniem sanu 2 (Lindner i in., 2013). Sukcesję ferdynandowską zidentyfikowano dotychczas w wielu stanowiskach w centralnej i wschodniej Polsce (fig. 31) oraz na Białorusi, w Rosji (Rylova, Savchenko, 2005; Molodkov, Bolikhovskaya, 2010), Danii (Andersen, 1965), Niemczech i Holandii (Zagwijn, 1996).

Mułki, gytię, łupki i torfy interglacjału ferdynandowskiego w Ferdynandowie podściela glina lodowcowa zlodowacenia sanu 1, a przykrywają piaski i mułki zastoiskowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz glina lodowcowa zlodowacenia sanu 2 (fig. 32). Ponad nimi występują piaski zastoiskowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz glina lodowcowa zlodowacenia odry (Pidek i in., 2015a, b). Badania paleobotaniczne wskazują, że sukcesja ferdynandowska zawiera 2 ocieplenia rangi interglacjalnej F 1 i F 2 (Janczyk-Kopikowa i in., 1981; Pidek i in., 2015b), rozdzielone ochłodzeniem F 1/2 (Lindner i in., 2004a; Winter, 2006). Sukcesję ferdynandowską rozpoczyna spektrum pyłkowe późnego glacjału zlodowacenia sanu 1 (fig. 33), charakterystyczne dla zbiorowisk otwartych, miejscami o charakterze stepowym lub tundry krzaczastej (Pidek, 2015). W trakcie ocieplenia F 1 szybko pojawiły się lasy mieszane z sosną, dębem i brzozą, a potem lasy liściaste z dębem, wiązem, lipą, olchą, leszczyną i jodłą (Lindner i in., 2013). Obecność pyłku cisa, bluszczu, ligustru i bukszpanu wskazuje na zimy łagodne i lata ciepłe oraz wyraźny wpływ klimatu morskiego (Winter, 2017). W czasie optimum klimatycznego F 1 temperatura średnia stycznia wynosiła –3°C, a lipca 18°C (Pidek, Poska, 2013). W przebiegu sukcesji roślinności w F 1 widoczne jest załamanie krzywych dębu i leszczyny oraz wzrost wartości brzozy wraz z sosną (m.in., Janczyk-Kopikowa, 1975; Winter, 1992; Pidek, Małek, 2010; Pidek, 2015; Pidek i in., 2015a, b), świadczące o niestabilności klimatu i występowaniu chłodnej oscylacji klimatycznej (Granoszewski, Winter, 2016; Winter, 2017). W okresie chłodnym F 1/2 występowały liczne oscylacje klimatyczne z ekspansją roślinności zielnej, związane z występowaniem zbiorowisk otwartych i lasów sosnowo-brzozowych klimatu umiarkowanie chłodnego o charakterze kontynentalnym (Pidek, 2015; Winter, 2017). Zbiorowiska roślinne w ociepleniu F 2 zdominował las liściasty, a klimat był stabilny, lecz chłodniejszy i bardziej kontynentalny niż w F 1 oraz z chłodniejszymi zimami (Winter, 2017). Najbardziej charakterystyczną cechą F 2 jest gwałtowna ekspansja graba, poprzedzona występowaniem zbiorowisk z dębem, wiązem i olchą (Pidek, 2015). Ochłodzenie początkowej fazy zlodowacenia sanu 2 wyznacza występowanie lasów sosnowo-brzozowych i otwartych zbiorowisk roślinnych (Pidek, 2015).

Dwudzielność interglacjału ferdynandowskiego (2 optima klimatyczne rozdzielone ochłodzeniem) lokuje go w grupie 2 interglacjałów policyklicznych wyróżnionych w czwartorzędzie Polski (por. Lindner i in., 2013). Interglacjał ten zwykle korelowano z MIS 15–13 (Lindner i in., 2004a), jednak porównanie wymagań termicznych dla różnych zbiorowisk roślinnych sukcesji ferdynandowskiej w Łukowie (Pidek, Poska, 2013) z temperaturą wody powierzchniowej w Atlantyku, określoną na podstawie alkenonów w osadach głębokomorskich, umożliwiło korelację F 1 z MIS 15, a F 2 z krótkotrwałym ociepleniem na początku MIS 14 (Bińka, Marks, 2018).

Z interglacjałem ferdynandowskim może być związana gleba kopalna GI4(a+b), odnotowana we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (Dolecki, 1995).

3.2.3. Zlodowacenia południowej Polski

Występowanie głazów narzutowych i osadów z materiałem pochodzenia skandynawskiego w strefie brzeżnej Karpat stanowiło podstawę wyznaczania zasięgu zlodowacenia określanego jako krakowskie lub południowopolskie (por. Lindner, 2001: Marks, 2023a). Szczegółowe prace kartograficzne w ostatnich kilkudziesięciu latach oraz badania przeprowadzone w stanowiskach osadów interglacjalnych sugerowały parokrotną obecność lądolodów skandynawskich w Kotlinie Sandomierskiej i Kotlinie Oświęcimskiej (Łoziński, 1909; Świdziński, 1935; Klimaszewski, 1936, 1967; Dudziak, 1961; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Lindner, 1991b). Pierwszy lądolód w południowej Polsce jest udokumentowany pokładem gliny lodowcowej zlodowacenia nidy w stanowisku Kończyce (Kotlina Oświęcimska), która – wraz z nadległymi osadami organicznymi interglacjału podlaskiego – leży poniżej granicy brunhes/matuyama (fig. 26; Wójcik i in., 2004; por. Lindner i in., 2013; Marks, 2023a).

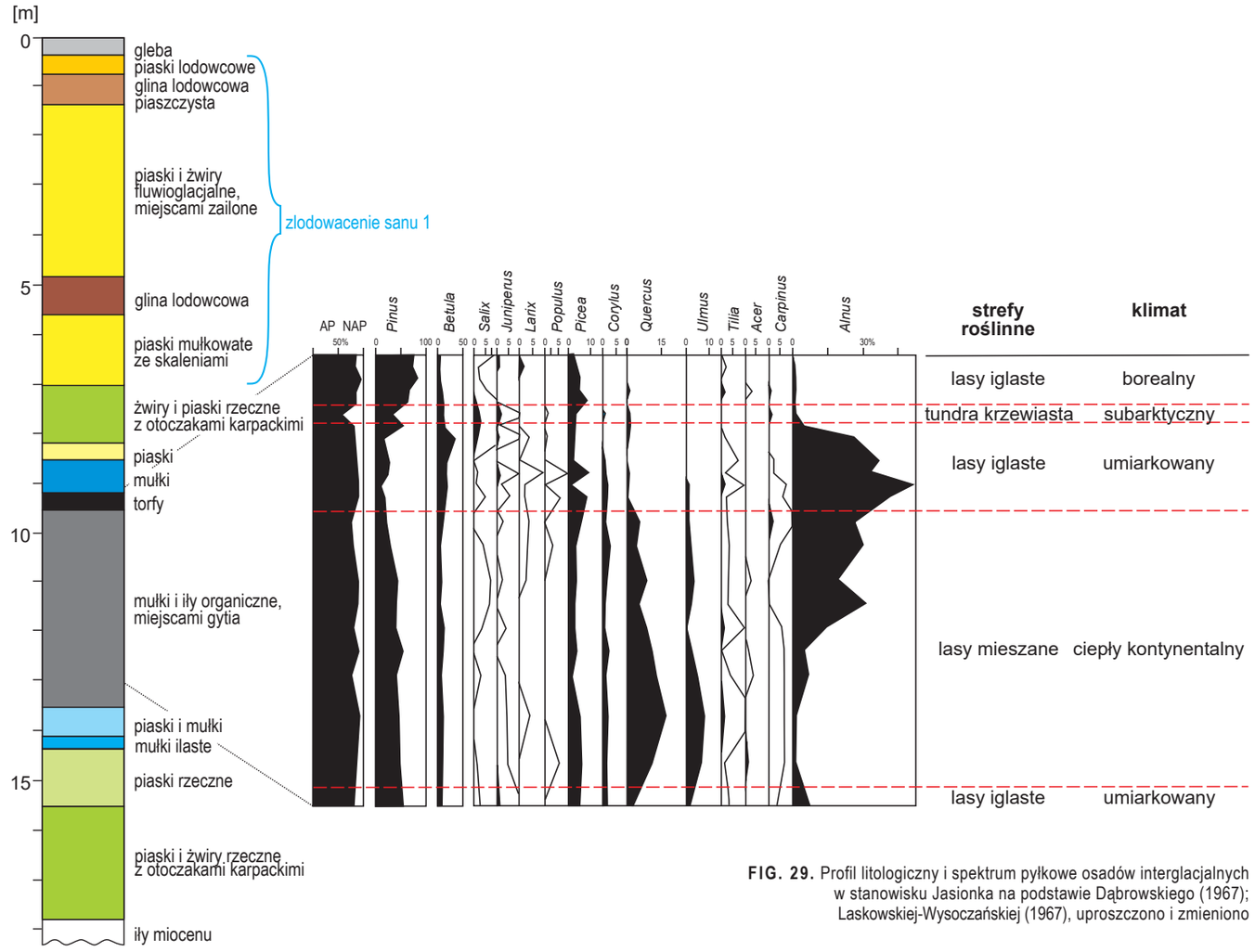


FIG. 29. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacjalnych w stanowisku Jasionka na podstawie Dąbrowskiego (1967); Laskowskiej-Wysoczańskiej (1967), uproszczono i zmieniono

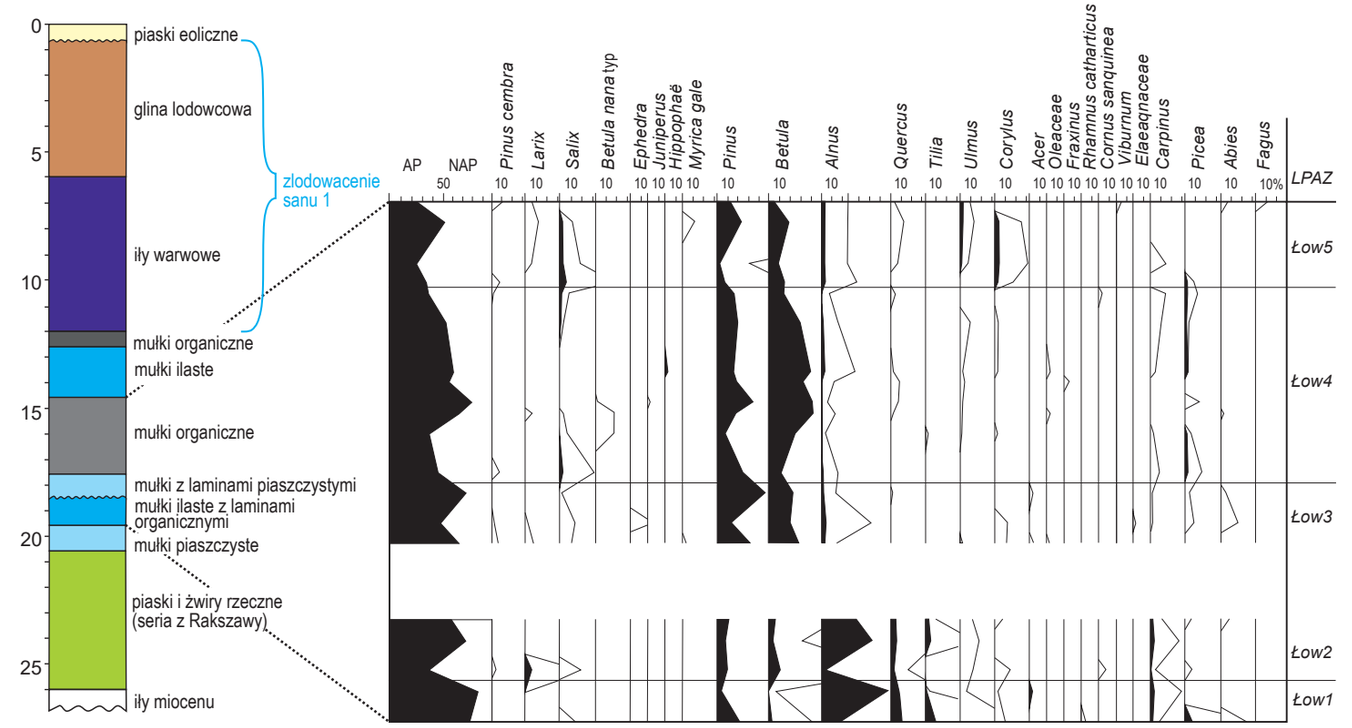


FIG. 30. Profil litologiczny i diagram pyłkowy osadów interglacjalnych w stanowisku Łowisko na podstawie Stuchlika, Wójcika (2001); Lindnera, Marksa (2015), zmieniono

Pod gliną lodowcową w tym stanowisku występują osady rzeczne niezawierające materiału skandynawskiego, natomiast osady rzeczne interglacjału podlaskiego zawierają go i są określane jako tzw. żwiry mieszane (Hilber, 1882; Tietze, 1883; Uhlig, 1884; Łoziński, 1907; Romer, 1907; Stupnicka, 1962; Łanczont, 1997a; Łanczont i in., 2011; Lindner, Marks, 2013).

W interglacjale podlaskim w Kotlinie Sandomierskiej powstała dolina rzeczna równoległa do brzegu Karpat, czemu prawdopodobnie sprzyjały ruchy obniżające w strefie brzeżnej nasunięcia karpackiego. Rzeka była zasilana wyłącznie przez dopływy karpackie i płynęła w kierunku wschodnim, do doliny Dniestru (Lindner, Marks, 2015). Funkcjonowanie rzeki zostało zaburzone w czasie zlodowacenia sanu 1, ale w czasie recesji lądolodu rzeka reaktywowała się w dolinie podkarpackiej na odcinku pomiędzy doliną Wisłoki a ujściem Wisłoka do Sanu (Laskowska-Wysoczańska, 1967), a w osadach rzecznych pojawiła się domieszka materiału skandynawskiego (fig. 27; por. Lindner, Marks, 2015; Marks, 2023a).

W Kotlinie Sandomierskiej i strefie brzeżnej Karpat wyznaczano zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 na podstawie założenia, że sukcesja pyłkowa w stanowisku Jasionka reprezentuje interglacjał ferdynandowski (Lindner, 1988a, b, 2001). Występowanie pokładów gliny lodowcowej na osadach interglacjalnych w tym stanowisku stanowiło przesłankę do wyróżnienia zlodowacenia sanu 2, któremu przypisano największy zasięg w SE Polsce i zachodniej Ukrainie (Łanczont, 1997b; Łanczont i in., 2003, 2019). Zlodowacenie to utożsamiano z tzw. zlodowaceniem wilgi, zdefiniowanym w stanowisku Ferdynandów na południowym Podlasiu (por. Janczyk-Kopikowa i in., 1981). Alternatywnie uznawano, że lądolód zlodowacenia sanu 2 dotarł jedynie do środkowej części Kotliny Sandomierskiej (Lindner, 2001; por. Gozhik i in., 2012). Położenie stanowisk interglacjalnych w Kotlinie Sandomierskiej (fig. 22), skorelowanie ze sobą sukcesji pyłkowych Łowiska i Jasionki (Stuchlik, Wójcik, 2001), brak przykrycia gliną lodowcową osadów sukcesji ferdynandowskiej w stanowisku Bukowina (fig. 34; Granoszewski, 1999a, b; Wieczorek, 1999; Marks, 2023a) i występowanie tylko jednego pokładu gliny lodowcowej na przeważającym obszarze Kotliny Sandomierskiej (por. Łanczont i in., 1988; Dolecki in., 1996; Łanczont, 1997b) wskazują jednak, że był tam jedynie lądolód zlodowacenia sanu 1 (fig. 27; Marks, 2023a).

Zlodowacenie sanu 1 miało największy zasięg w południowej Polsce, a lądolód skandynawski opływał główne grzbiety Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, tworząc nunataki i docierając do Karpat, wnikał lobami w doliny rzek karpackich (fig. 22; Marks i in., 2016a). Natomiast lądolód zlodowacenia sanu 2 miał znacznie mniejszy zasięg niż przyjmowano wcześniej (por. Butrym i in., 1988; por. Lindner, 2001), docierając do Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Lubelskiej oraz do podnóża Sudetów. W zachodniej części południowego Podlasia pokłady gliny lodowcowej zlodowacenia sanu 2 odnotowano na osadach interglacjału ferdynandowskiego jedynie w niektórych stanowiskach (fig. 32; por. Żarski i in., 2009; Marks, 2023a).

Liczba i zasięg lądolodów skandynawskich docierających do Sudetów nie została definitywnie określona, mimo że na ich północnym przedpolu stwierdzono występowanie 3 pokładów glin lodowcowych, ale o niejasnej pozycji stratygraficznej wskutek braku stanowisk z osadami interglacjałów starszych (Przybylski i in., 2013). W strefie brzeżnej Sudetów są wyznaczane zbliżone lub nieznacznie przekraczające zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 2 i odry, ale Ślęża była nunatakiem (Szczepankiewicz, 1969; Walczak, 1972). W północnych Czechach są wyróżniane 2 zlodowacenia, korelowane ze zlodowaceniami sanu 1 i sanu 2. Zależnie od regionu, zasięg maksymalny lądolodu wyznacza na ogół jedno z tych dwóch zlodowaceń, natomiast w Bramie Morawskiej zasięg zlodowacenia odry jest większy od zasięgu obu zlodowaceń starszych (Nývlt, 1998; Ružička, 2004; Nývlt i in., 2011).

W regionie świętokrzyskim i we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej depozycja lessów najstarszych, LN3 i LN2, zachodziła w fazie anaglacjalnej, odpowiednio zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Lindner, 1991c; Dolecki 1995). Interpretacja genetyczna lessu LN3 budzi wątpliwości (por. Marks, Jary, 2024), natomiast less LN2 może odpowiadać w ujednoliconej symbolice lessowi L5 (fig. 10, 15).

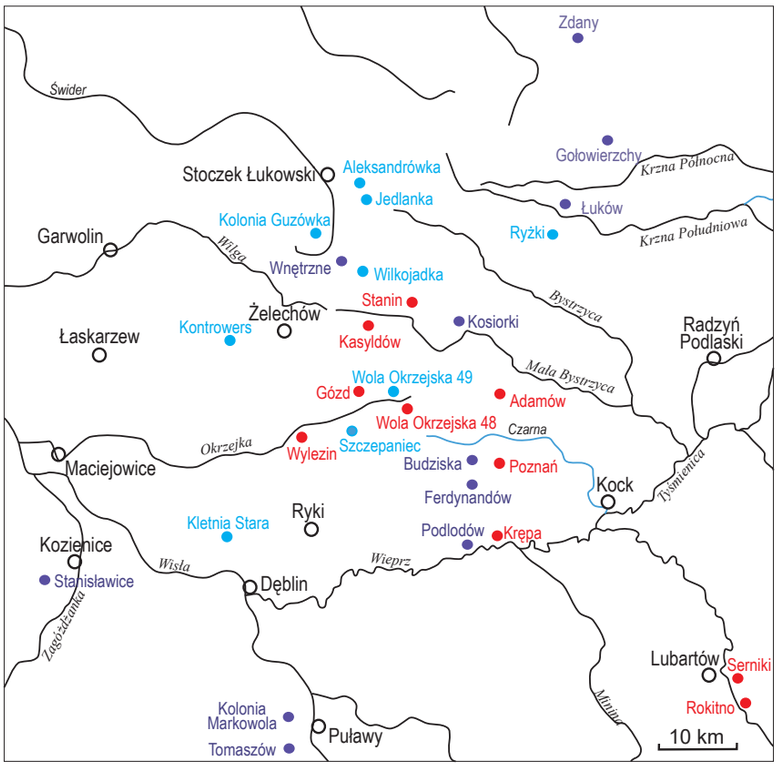


FIG. 31. Stanowiska osadów interglacjałów ferdynandowskiego (fioletowy), mazowieckiego (czerwony) i eemskiego (niebieski) na Nizinie Południowopodlaskiej wg Żarskiego i in. (2005, 2009), zmieniono

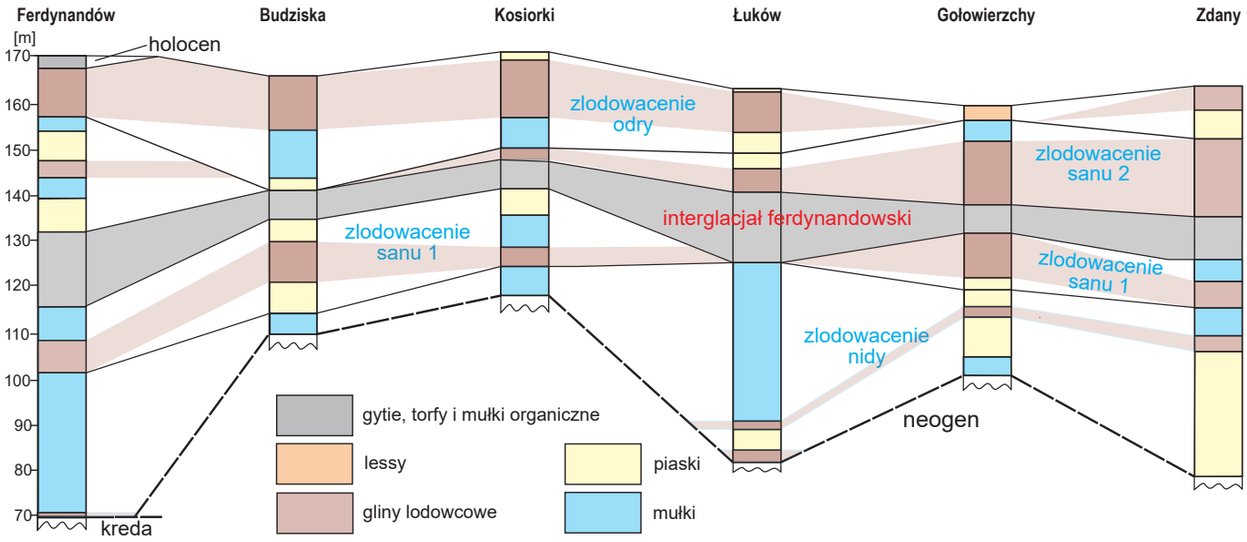


FIG. 32. Sytuacja geologiczna osadów interglacjału ferdynandowskiego na Nizinie Południowopodlaskiej wg Żarskiego i in. (2009), zmieniono; lokalizacja stanowisk na figurze 31

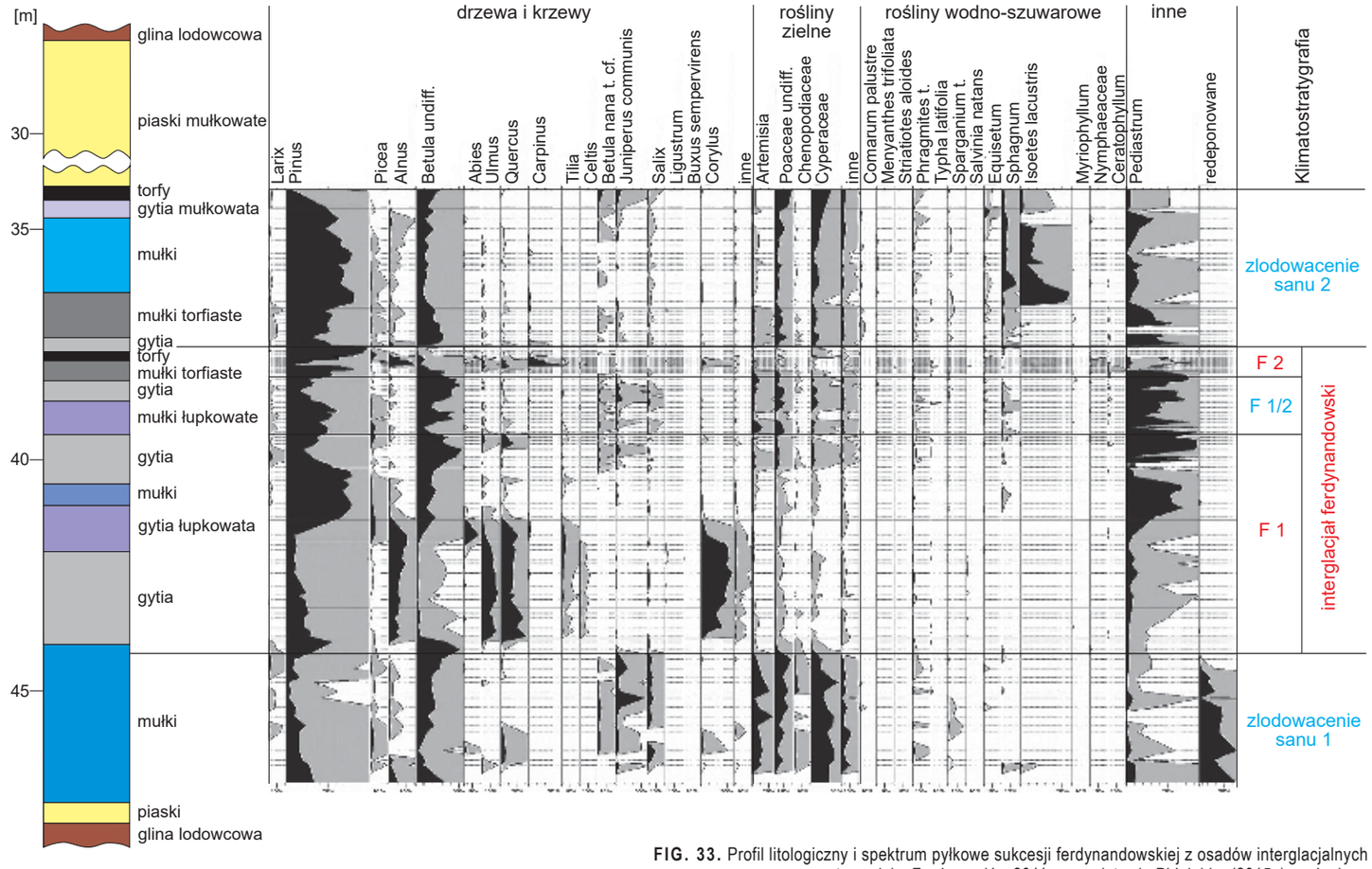


FIG. 33. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe sukcesji ferdynandowskiej z osadów interglacjalnych ze stanowiska Ferdynandów 2011; na podstawie Pidek i in. (2015a), zmieniono

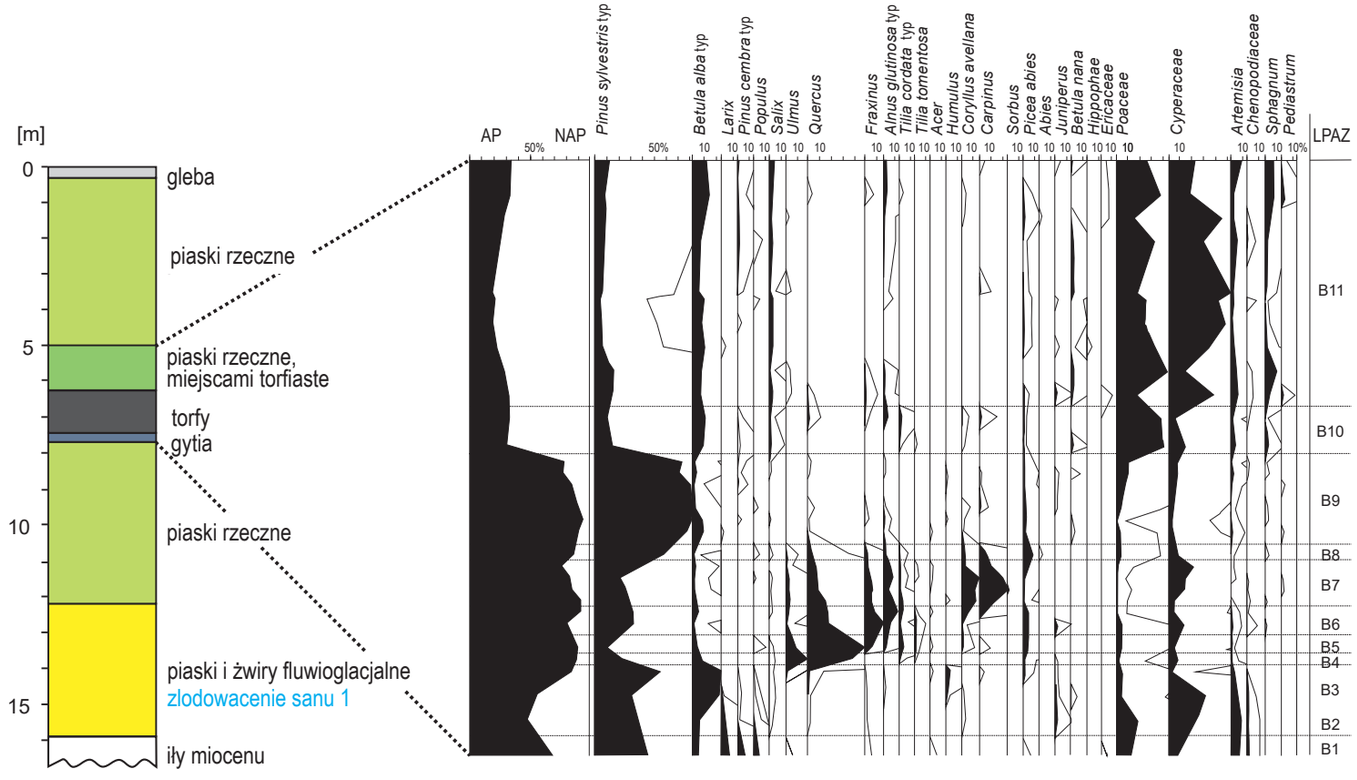


FIG. 34. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe osadów interglacjału ferdynandowskiego w stanowisku Bukowina na podstawie Wieczorka (1999); Granoszewskiego (1999a), uproszczono i zmieniono

3.2.4. Schyłek zlodowacenia sanu 2 i interglacjał mazowiecki

Schyłek zlodowacenia sanu 2 w Polsce jest udokumentowany osadami glacilimnicznymi na Podlasiu, Mazowszu, Warmii i w zachodniej części Mazur, utworzonymi w rozległych jeziorach proglacjalnych na przedpolu zanikającego lądolodu (Marks, 1994b, 1995a, b; Marks, Pavlovskaya, 2003). Na południowym Podlasiu i NE Mazowszu miąższość osadów zastoiskowych przekracza lokalnie 60 m, zaś strop leży miejscami nawet powyżej 135 m n.p.m. W Kotlinie Warszawskiej miąższość osadów zastoiskowych wynosi kilkakilkanaście metrów, sporadycznie do 35 m, a ich strop znajduje się na ogół na wysokości 45–65 m n.p.m. (fig. 35).

Recesji lądolodu zlodowacenia sanu 2 towarzyszyło gwałtowne drenowanie kolejnych zbiorników proglacjalnych. W zachodniej części Kotliny Warszawskiej spowodowało to utworzenie wyraźnych rynien w stropie osadów glacilimnicznych. W rejonie Doliny Dolnej Wisły takie rynny, wypełnione osadami piaszczysto-żwirowymi o kilkunastometrowej miąższości, wskazują na odpływ w kierunku Zatoki Gdańskiej (Marks, 1995a, b). W zachodniej części Mazur i na Warmii miąższość osadów zastoiskowych sięga miejscami prawie 70 m, a ich strop występuje na wysokości 40–50 i ~10 m n.p.m., co wskazuje na etapowe spływanie zbiornika w kierunku NW w miarę recesji lądolodu (Marks, 1994b).

W północnej części Warmii pozycja stratygraficzna osadów glacilimnicznych jest określona przez nadległe osady rzeczne, równowiekowe z osadami morza holsztyńskiego zidentyfikowanymi w obwodzie królewieckim w Rosji (Kondratiene, Gudelis, 1983; por. Marks, 1994b, 1995a, b). Obecność osadów morza tego wieku była sugerowana również w niektórych profilach w Dolinie Dolnej Wisły (Makowska, 1986a, b), ale nie zostało to dotychczas potwierdzone (por. Marks i in., 2014b). Występowanie serii zastoiskowej na znacznej części Niżu Środkowoeuropejskiego, także w Holandii i w rejonie doliny dolnej Łaby w Niemczech, gdzie niewątpliwie podścila ona osady morskie interglacjału holsztyńskiego, może stanowić ponadregionalny poziom korelacyjny (fig. 36; Marks, 1995a, b).

Interglacjał mazowiecki (holsztyński) był bardzo ciepły i jest powszechnie korelowany z MIS 11 (Desprat i in., 2007). Nazwę i pierwsze stanowiska tego interglacjału w Polsce określił Szafer (1928), a zapis zmian roślinności w osadach jeziornych o miąższości 32 m udokumentowano w stanowisku Barkowice Mokre (Sobolewska, 1952). Od tego czasu opracowano wiele stanowisk z sukcesją pyłkową interglacjału mazowieckiego, nazywanego także interglacjałem barkowice mokre (Lindner, 1984, 1987a; Krupiński, 2000). Szczególnie wiele stanowisk interglacjału mazowieckiego udokumentowano na Podlasiu i południowym Mazowszu (m.in., Krupiński, 1988a, 1995a, 1996, 1997; Bińka i in., 1997; Żarski i in., 2009; Marks i in., 2018). Tylko w nielicznych stanowiskach sukcesja interglacjalna obejmuje także okres pointerglacjalny (Dyakowska, 1952; Środoń, 1960; Bińka i in., 1987; Winter, 1991; Krupiński, 1995a, 2000; Janczyk-Kopikowa, 1996; Mamakowa, 1998; Pidek, 2003).

Najbardziej charakterystycznym elementem sukcesji mazowieckiej jest obfite występowanie cisa, który w młodszej części optimum klimatycznego stanowił bardzo istotny składnik zbiorowisk leśnych w Europie Środkowej (Krupiński, 1995b; Granoszewski, Winter, 2016). Obecność egzotycznych taksonów ciepłolubnych jak skrzydłorzech, orzesznik, orzech i wiązowiec świadczy o klimacie znacznie cieplejszym i bardziej wilgotnym niż współczesny, a taksony o wyższych wymaganiach termicznych (np. winorośl, ostrokrzew i bukszpan) występowały dalej na wschodzie. Sukcesja roślinna interglacjału mazowieckiego wskazuje na dużą niestabilność klimatu, co najmniej z 2 wyraźnymi, lecz krótkotrwałymi ochłodzeniami (Koutsodendris i in., 2012, 2014), notowanymi również na obszarze Polski (Bińka, Nitychoruk, 1995, 1996; Krupiński, 1995a; Nita, 1999; Winter, Urbański, 2007; Hrynowiecka, Pidek, 2017; Nitychoruk i in., 2018; Marks i in., 2019a; Marks, 2023b).

Jedynie w 2 stanowiskach osadów jeziornych w Polsce (Ossówka i Hrud na Podlasiu) stwierdzono ciągłe przejście z MIS 11 do MIS 10 (Krupiński, 1988b; Bińka, Marks, 2018; Marks i in., 2019a). Najdłuższa sukcesja pointerglacjalna w znaczeniu klimatostratygraficznym, stanowiąca bezpośrednią kontynuację sukcesji interglacjału mazowieckiego, została stwierdzona w Ossówce (fig. 37), gdzie po fazie sosnowej kończącej sukcesję interglacjalną zidentyfikowano 3 interstadiały z lasem sosnowym klimatu kontynentalnego oraz 4 stadiały z roślinnością stepową, w której dominowała bylica (por. Krupiński, 1995a). W interstadiałach i stadiałach w tym stanowisku można wyróżnić również jednostki klimatostratygraficzne niższego rzędu (Bińka, Marks, 2018). Każdy interstadiał rozpoczynało szybkie pojawienie się jałowca, po czym w 2 starszych inter-

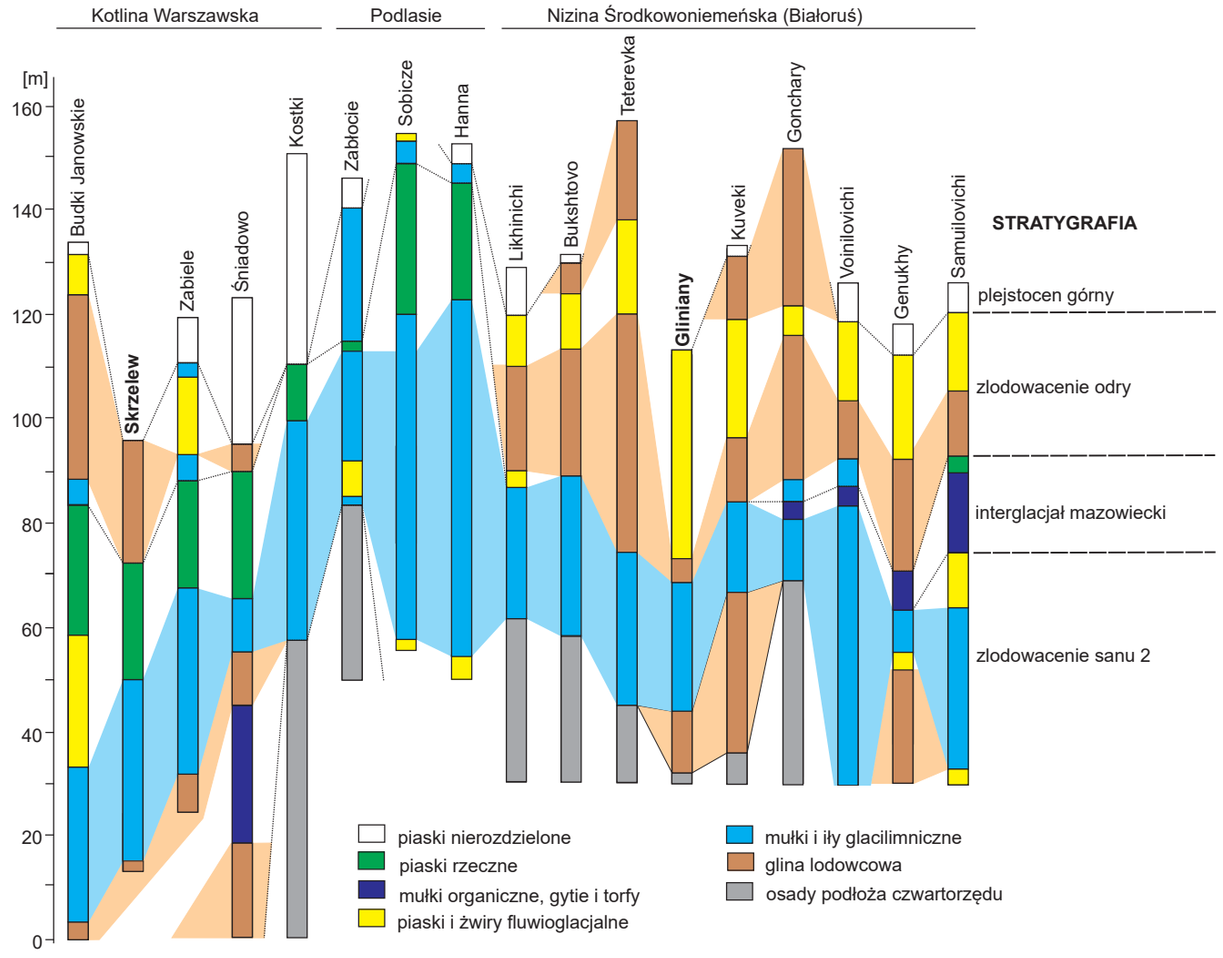


FIG. 35. Sytuacja geologiczna osadów zastoiskowych zlodowacenia sanu 2 oraz osadów jeziornych i rzecznych interglacjału mazowieckiego w środkowo-wschodniej Polsce i zachodniej Białorusi na podstawie Marksa, Pavlovskaya (2003), zmieniono i uzupełniono

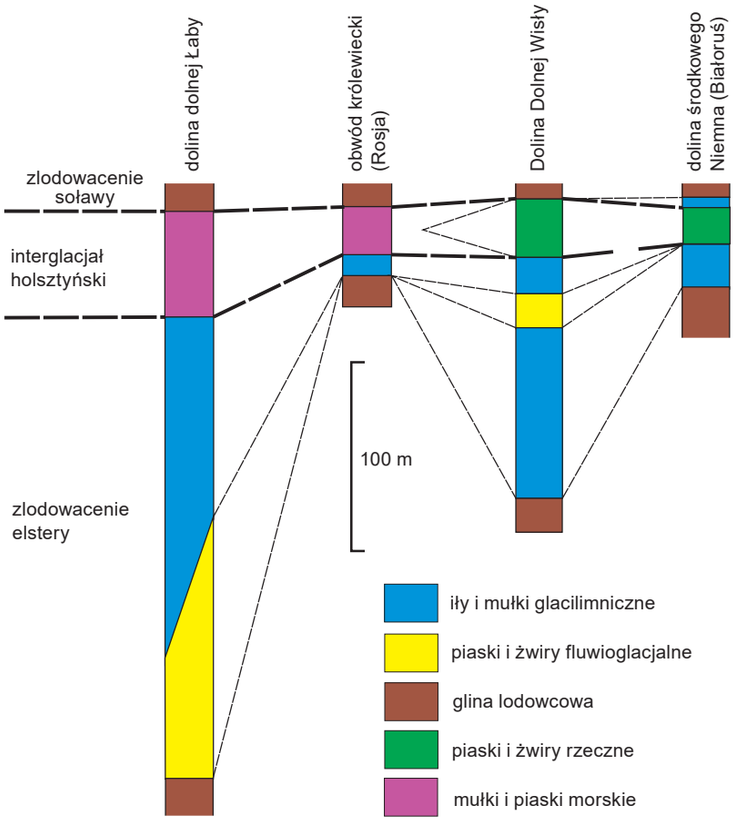


FIG. 36. Korelacja osadów glacilimnicznych zlodowacenia elstery i osadów morza holsztyńskiego w Europie (Marks, Pavlovskaya, 2003, zmieniono)

stadiałach – las brzozowy z modrzewiem. W interstadiale trzecim sosna występowała prawdopodobnie w pobliżu granicy swego rozprzestrzenienia geograficznego, a temperatura była niższa (Bińka, Marks, 2018). Stadiały charakteryzowały się silnym kontynentalizmem i średnią temperaturą stycznia −20°C. Akumulacja w Ossówce trwała do ~350 tys. lat temu, kiedy zbiornik jeziorny został całkowicie zapełniony osadami. Porównanie wymagań termicznych dla różnych zbiorowisk roślinnych w sukcesji pyłkowej w stanowisku Ossówka z temperaturą wody powierzchniowej w Atlantyku pozwoliło na korelację z morskimi stadiami izotopowymi (Bińka, Marks, 2018). Stwierdzono, że 2 najstarsze stadiały i 2 najstarsze interstadiały mieszczą się w MIS 11, a pozostałe należą już do MIS 10.

Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego zawierają charakterystyczne zespoły muszli mięczaków z *Viviparus diluvianus*, *Lithoglyphus jahni* i *Pisidium clessini*, ze znacznym udziałem *Valvata piscinalis* (Müller) i *Bithynia tentaculata.* (Skompski, 1989, 1996; Bałuk i in., 1991; Lindner i in., 1991; Albrycht i in., 1995; Szymanek, 2012, 2013, 2014). Relacje ilościowe między tymi gatunkami wskazują na wahania poziomu wody w zbiornikach, ponieważ *V. piscinalis* jest typowy dla jezior głębokich, a liczna *B. tentaculata* wskazuje na spadek poziomu wody (Marks i in., 2016a).

Na Wyżynie Lubelskiej interglacjał mazowiecki jest udokumentowany glebą kopalną GJ3b (fig. 10; Dolecki, 1995), określoną w ujednoliconej symbolice jako S4 (fig. 15).

3.2.5. MIS 10-7

Kompleks środkowopolski, czyli młodsza część plejstocenu środkowego, jest jednostką klimatostratygraficzną złożoną z sekwencji naprzemiennych ociepleń i ochłodzeń (Ber i in., 2007; por. Marks, 2017), wśród których są 3 interglacjały i 3 zlodowacenia (fig. 38) skorelowane z MIS 11-6 (Lindner i in., 2013). Mimo wieloletnich badań fragmentaryczne rozpoznanie paleogeografii i paleoklimatu sprawia, że zapis stratygraficzny okresu odpowiadającego MIS 10-7 jest bardzo niekompletny, nie tylko w Polsce (fig. 39), ale na całym obszarze zlodowaceń skandynawskich (Lindner i in., 2004a, 2006; Stephan, 2014; Bennike i in., 2019; por. Marks i in., 2018, 2019a, 2020). Natomiast w SE Polsce występują dobrze rozpoznane stratygraficznie pokrywy lessowe i osady rzeczne z tego okresu. Zasadniczym problemem stratygrafii tej części czwartorzędu Polski jest nadużywanie korelacji z morskimi stadiami izotopowymi (MIS), mimo braku przesłanek geochronologicznych i wątpliwej wiarygodności wyróżnianych jednostek stratygraficznych. Głównym motywem takiej korelacji była prawdopodobnie chęć stworzenia kompletnego podziału w tej części tabeli stratygraficznej czwartorzędu Polski (por. Ber, Marks, 2004).

Pozycja stratygraficzna interglacjału mazowieckiego (MIS 11) i zlodowacenia odry (MIS 6) jest jednoznaczna (fig. 38) i poparta wiarygodną korelacją danych paleoklimatycznych z morskimi stadiami izotopowymi (por. Nitychoruk i in., 2005, 2006; Bińka, Marks, 2018; Marks, 2023b). Interglacjalne sukcesje pyłkowe, korelowane z MIS 9 i 7 (por. Lindner i in., 2013), zostały zdefiniowane w zasadzie jedynie w stanowiskach Zbójno i Losy, ale ich pozycja stratygraficzna jest kwestionowana, podobnie jak rozdzielających je zlodowaceń liwca i krzny, wiązanych odpowiednio z MIS 10 i 8 (por. Marks, 2004b, 2011; Marks i in., 2016a). Krzywe tlenowe w stratygrafii izotopowej morskich osadów głębokomorskich sugerują, że MIS 9 był okresem najcieplejszym, a MIS 10 i 8 były największymi ochłodzeniami w młodszym plejstocenie środkowym (Rodrigues i in., 2011; Hughes i in., 2020). Najbardziej nietypowy jest MIS 7, który był bardziej chłodny niż typowy interglacjał, ale zawierał ciepłe i zimne jednostki niższego rzędu (por. Railsback i in., 2015).

Położenie stratygraficzne zlodowacenia liwca, korelowanego z MIS 10 (por. fig. 8), zostało określone w stanowisku Zbójno koło Przedborza, w którym występują osady jeziorne z florą interglacjału zbójna (Lindner, Brykczyńska, 1980), korelowanego z MIS 9 (fig. 38). Poniżej osadów interglacjalnych stwierdzono osady zastoiska dolnej Pilicy (por. Różycki, 1967), utworzone w czasie transgresji lądolodu w dorzeczu środkowej Pilicy. Nazwę „zlodowacenie liwca" wprowadził Lindner (1984) dla osadów lodowcowych, które Rühle (1955) uznał za poziom górny (glütsch) w aluwiach interglacjału mazowieckiego *sensu lato*, a Różycki (1972) – za dowód obecności lądolodu skandynawskiego w czasie stadiału przedmaksymalnego starszego w zlodowaceniu odry. Lądolód zlodowacenia liwca miał zająć północną część dorzecza środkowej Wisły, sięgając do rejonu ujścia Wieprza do Wisły (Lindner, 1984, 1992, 2005; Żarski, 1994, 2002; Lisicki, 2003), tworząc kilka lobów w NE Polsce (Lindner, Semil, 2007) i pozostawiając odrębny pokład gliny lodowcowej zidentyfikowany na podstawie wskaźników petrograficznych (Lisicki, 1997). Dowody na występowanie tego zlodowacenia w Polsce są niewystarczające, a przypisywane mu osady nie mają wiarygodnego datowania (por. Marks i in., 2019a). Na podstawie stratygrafii izotopowej osadów głębokomorskich nie można jednak wykluczyć obecności lądolodu w centralnej Europie w końcowej fazie MIS 10 (White i in., 2017).

Less LN1, w ujednoliconej symbolice określony jako L4, występuje w zachodniej części regionu świętokrzyskiego, Kotlinie Sądeckiej i na Wyżynie Lubelskiej, i jest korelowany z MIS 10 (fig. 10, 15; Maruszczak, 1985, 1991; Lindner, 1991a, c; Dolecki, 1995, 2002, Marks, Jary, 2024).

Na piaszczysto-mułkowych osadach zastoiskowych w stanowisku Zbójno, korelowanych ze zlodowaceniem liwca, występują piaski rzeczne oraz torfy, mułki i iły przykryte gliną lodowcową zlodowacenia odry (Lindner, Brykczyńska, 1980). Na podstawie sukcesji pyłkowej, zawierającej 4 fazy pełnego cyklu interglacjalnego, zdefiniowano w osadach organicznych interglacjał zbójna (Lindner, Brykczyńska, 1980), którego optimum klimatyczne charakteryzuje wyjątkowo duży udział pyłku lipy, liczny grab, olcha i leszczyna. Podobną sukcesję pyłkową stwierdzono w 2 innych stanowiskach w Polsce (por. Lindner, Marks, 2012). Zdaniem Krupińskiego i in. (1987), interglacjał zbójna mógł rozpoczynać się gwałtownym rozprzestrzenianiem lasu sosnowo-modrzewiowego, typowego dla klimatu kontynentalnego i wczesnymi, intensywnymi pożarami. Mimo braku wiarygodnego datowania interglacjał Zbójna skorelowano z MIS 9 i uznano za odpowiednik m.in. interglacjałów wacken, dömnitz i reinsdorf w Niemczech oraz landos we Francji (Lindner, Marciniak, 1998). Analiza pyłkowa nowego rdzenia osadów w stanowisku Zbójno wykazała, że różnice w składzie flory pyłkowej mogły być spowodowane przez czynniki lokalne i wynikać z niewielkich rozmiarów zbiornika jeziornego, a spektrum pyłkowe wskazuje na interglacjał eemski (Bińka, 2010).

Z MIS 9 korelowana jest kopalna gleba leśna GJ3a, w ujednoliconej symbolice określona jako S3, występująca przede wszystkim w profilach lessowych na Wyżynie Lubelskiej (fig. 10, 15; Lindner, 1991c; Maruszczak, 1991; Dolecki, 2002; por. Lindner, Marks, 2008).

Ustanowienie zlodowacenia krzny (por. fig. 3) wynikało z podniesienia rangi stadiału krzny (Rühle, 1970), czyli stadiału przedmaksymalnego młodszego w zlodowaceniu odry (por. Lindner, Marks, 1999; Lindner, 2005), niekiedy mylnie korelowanego z przedmak-

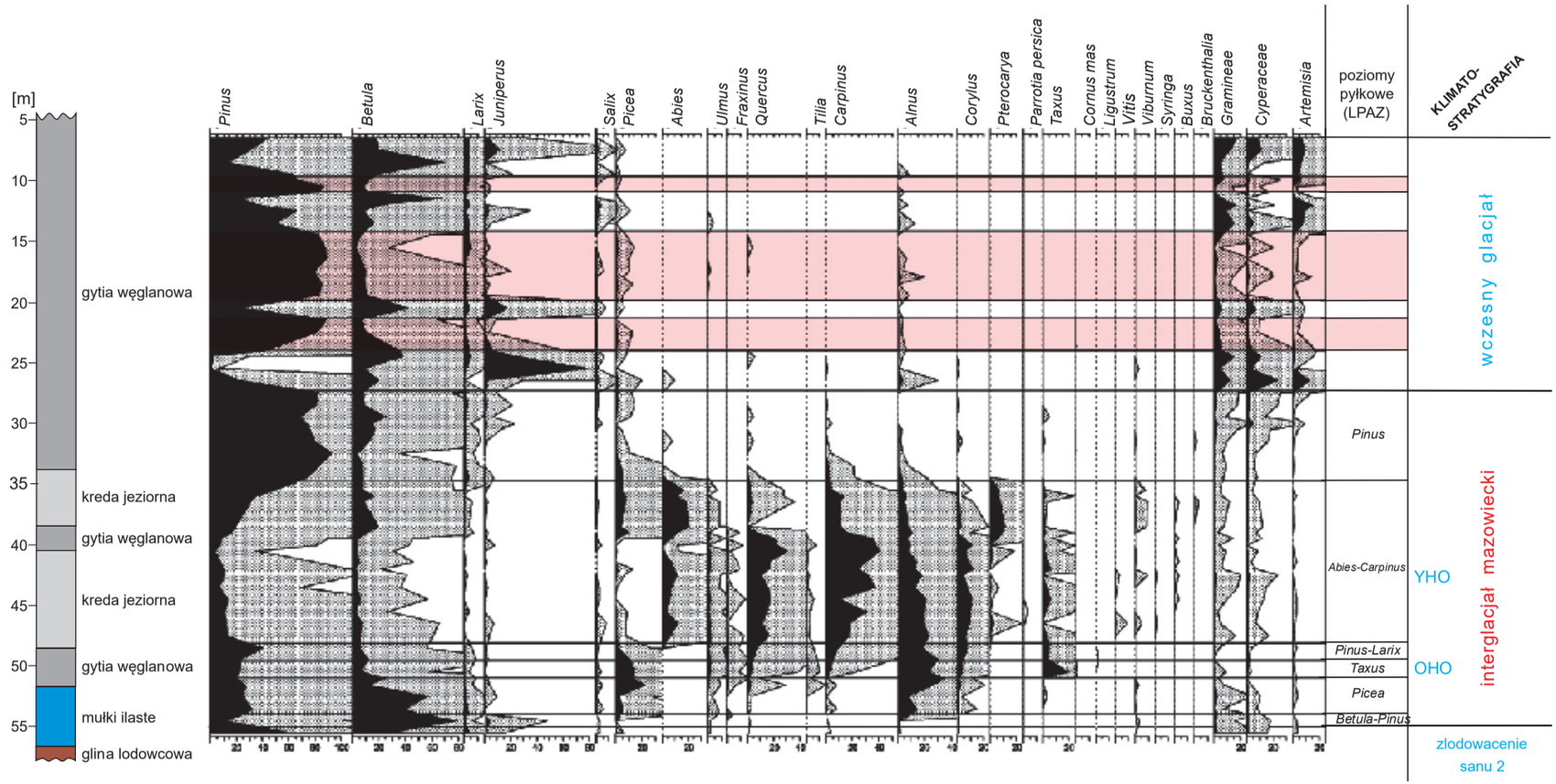


FIG. 37. Profil litologiczny i spektrum pyłkowe sukcesji mazowieckiej w stanowisku Ossówka, na podstawie Nitychoruka i in. (2005), zmieniono i uzupełniono; zaznaczono oscylacje OHO (*Older Holsteinian Oscillation*) i YHO (*Younger Holsteinian Oscillation*) w interglacjale i 3 interstadiały w okresie pointerglacjalnym (pomarańczowy); na podstawie Bińki, Marksa (2018), nieco zmieniono

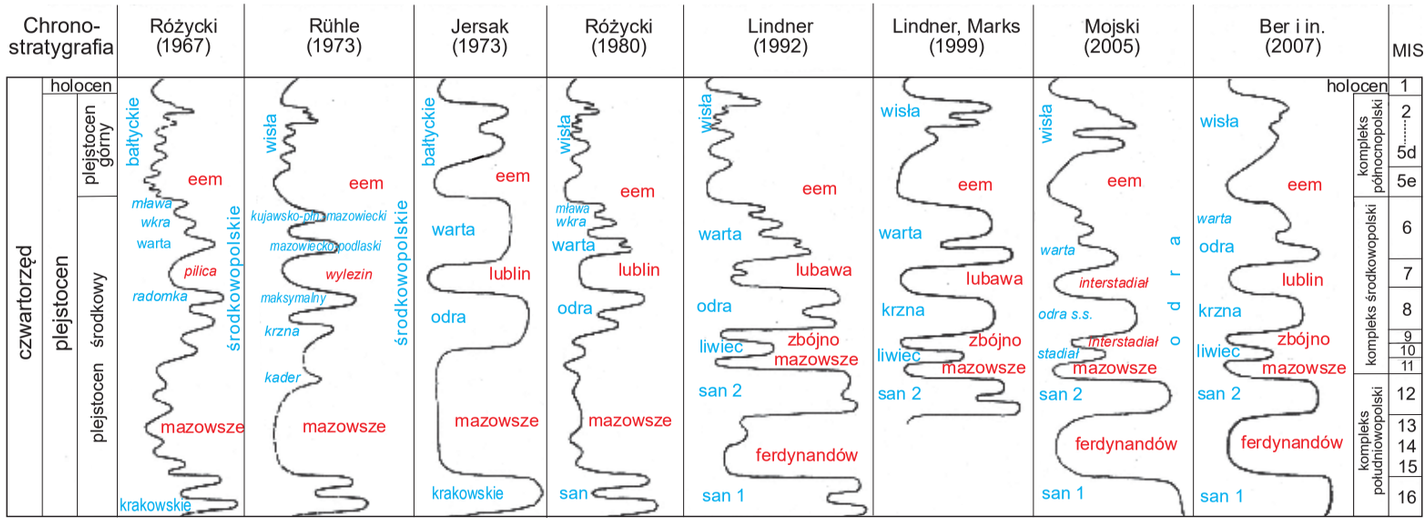


FIG. 38. Rozwój poglądów na stratygrafię plejstocenu środkowego i młodszego w Polsce; krzywe odzwierciedlają zmiany temperatury, opisano jednostki zimne (zlodowacenia i stadiały – kolor niebieski) i ciepłe (interglacjały i interstadiały – kolor czerwony); MIS – morskie stadia izotopowe; na podstawie Lindnera, Marksa (2012), zmieniono

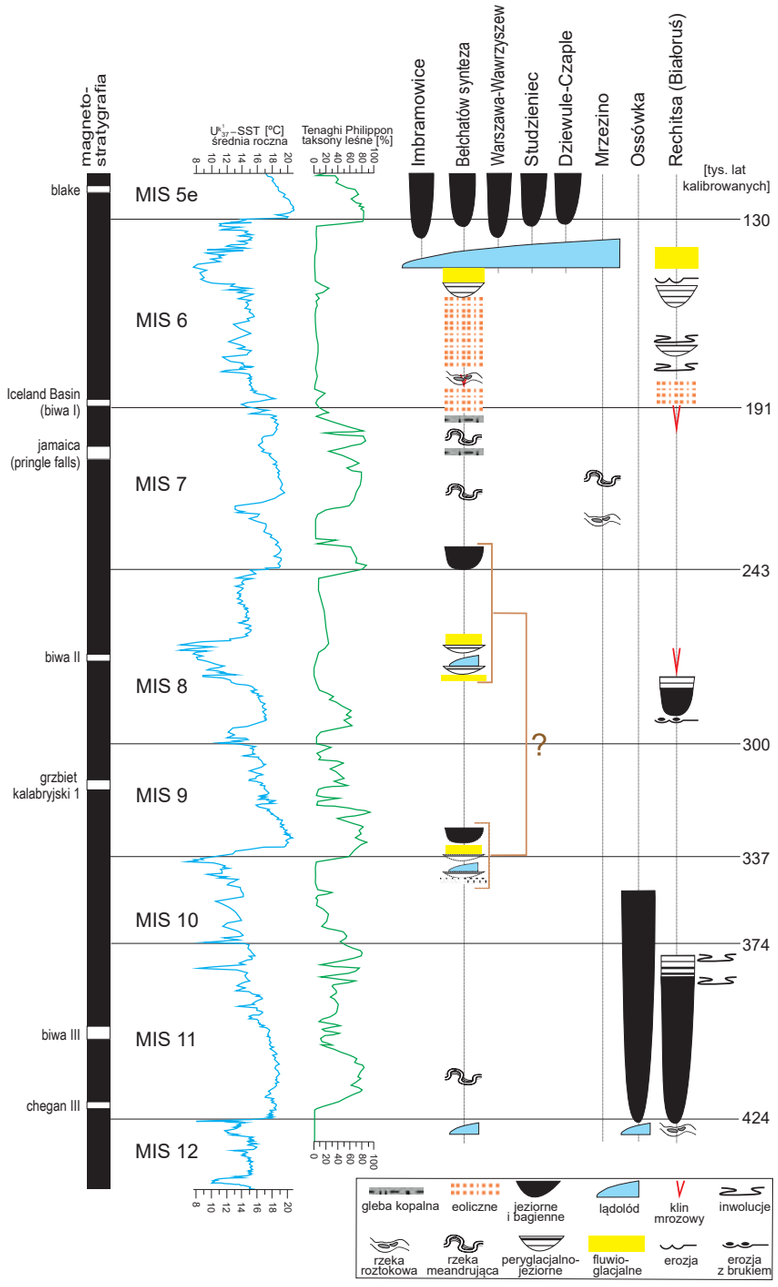


FIG. 39. Stratygrafia i środowiska sedymentacyjne młodszej części plejstocenu środkowego w wybranych stanowiskach w zachodniej Polsce i Białorusi na podstawie Marksa i in. (2019a), zmieniono

symalną fazą końskich w zlodowaceniu odry (por. Lindner, 1971, 1995, 1998; Lindner, Fedorowicz, 1996). W tym czasie lądolód miał przekroczyć równoleżnikowe odcinki dolin Pilicy i Wieprza, docierając do Krzny (Lindner, Marks, 1999), przedpola Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Małopolskiej (Lindner, 2005) oraz Sudetów (Lindner i in., 2004b). Glinę lodowcową, odnoszoną do zlodowacenia krzny, wyróżniano w wielu profilach w środkowej i wschodniej Polsce (Lindner, Marks, 1999) i podścielają ją piaski fluwioperyglacjalne z licznymi zeolizowanymi ziarnami kwarcu, a miejscami z klinami mrozowymi syngenetycznymi (Maruszczak, Goździk, 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2004; Sokołowski, Bluszcz, 2004a, b; Woronko, Bujak, 2018; Marks i in., 2019a). Okresowa agradacja wieloletniej zmarzliny i klimat suchy sprzyjały procesom eolicznym w czasie, gdy na obszarze Polski występowała roślinność terenów otwartych (por. Woronko, 2012). W stanowisku Wapienno na Kujawach dokumentuje to strefa krioturbacji o miąższości 50–70 cm, zawierająca deformacje niestatecznego warstwowania gęstościowego, natomiast osady wypełniające syngenetyczne szczeliny i kliny mrozowe, o długości do 3,5 m, datowano metodą OSL na 240–310 tys. lat (Sokołowski, 2002; Sokołowski, Woronko, 2007). Struktury te powstawały w wyniku rozwoju wieloletniej zmarzliny przy średniej temperaturze rocznej –4°C i temperaturze stycznia –20°C (por. Huijzer, Isarin, 1997; Huijzer, Vandenberghe, 1998). W Europie Środkowej nie znaleziono dotychczas przekonywujących dowodów na występowanie lądolodu skandynawskiego w MIS 8 (por. Ehlers i in., 2004; Marks, Karabanov, 2017; Marks i in., 2018, 2019a, 2020).

Z MIS 8 są korelowane lessy starsze najniższe, dolne i środkowe (LSn, LSd i LSs), w ujednoliconej symbolice określone jako L3 (fig. 10, 15), powszechnie zachowane w profilach lessowych SE Polski (Lindner, 1991c; Maruszczak, 1991; Marks, Jary, 2024). W stanowisku Załubińcze w Karpatach zidentyfikowano w tych lessach epizod paleomagnetyczny chegan – biwa II (Nawrocki, Wójcik, 1995).

Interglacjał lubelski został wyróżniony przez Środonia (1969), który rozdzielił wiekowo florę tzw. interglacjału wielkiego (por. Różycki, 1964b) na starszą – interglacjału mazowieckiego i młodszą – chłodniejszego interglacjału lubelskiego (por. fig. 3). W pozycji stratygraficznej interglacjału lubelskiego ulokowano interglacjał grabówki (Lindner, 1984. 1987a), reprezentowany przez osady jeziorne w profilu wiertniczym Grabówka w Dolinie Dolnej Wisły, zawierające interglacjalną, ale jedynie ekspertyzowo rozpoznaną sukcesję pyłkową z leszczyną, lipą, jodłą, wiązem i dębem (Makowska, 1977). Kreda jeziorna ze stanowiska Losy koło Lubawy (o kilkunastometrowej miąższości) zawiera niepełną sukcesję interglacjalną, w której wcześniejsze pojawienie się lipy niż leszczyny oraz występowanie *Azolla* uznano za odróżniające od sukcesji eemskiej (Krupiński, Marks, 1985, 1986), co stanowiło podstawę do wykreowania jednostki klimatostratygraficznej nazwanej interglacjałem lubawskim (Lindner, 1988b, c). Później udowodniono, że główny kompleks osadów jeziornych jest nieznacznie odkłuty glacitektonicznie (Gałązka, 2012) i mimo istotnych różnic z klasycznymi sukcesjami eemskimi, sukcesję pyłkową w Losach zaklasyfikowano jako eemską (Granoszewski, 2006 *fide* Gałązka, 2012).

Interglacjał lubelski, umieszczany pomiędzy zlodowaceniami krzny i odry (por. Ber i in., 2007), reprezentują głównie osady rzeczne i jeziorno-rzeczne. W środkowej i północnej Polsce, m.in. w Bełchatowie i Mrzezinie, są to osady facji meandrowej (Goździk, 2001; Sokołowski i in., 2017). W stanowisku Podgłębokie na Wyżynie Lubelskiej, w osadach jeziornych wiązanych z interglacjałem lubelskim znaleziono skorupki mięczaków *Pisidium clessini* (Makowska, 1969), typowe dla interglacjałów starszych (Marks i in., 2016a). W stropowej części sekwencji rzecznych tzw. formacji Chojny [1] w kopalni węgla brunatnego w Bełchatowie występują słabo wykształcone gleby kopalne tego wieku (Krzyszkowski, 1995; Zieliński, 2007). W profilach lessowych SE Polski z interglacjałem lubelskim wiązana jest gleba kopalna typu Tomaszów (Jersak, 1973), zdefiniowana przez Maruszczaka (1991) jako gleba interglacjalna GJ2 i przykryta glebą interstadialną Gi/GJ2, a w ujednoliconej symbolice określona jako S2 (fig.10, 15; Marks, 2023c), której wiek określa sie na podstawie datowania TL lessów podścielających i nadległych, odpowiednio 255,8 i 221,3 tys. lat temu.

3.2.6. Zlodowacenie odry

Zostało zdefiniowane po raz pierwszy przez Sawickiego (1922) jako maksymalne rozmieszczenie tzw. „środkowopolskiej moreny czołowej" i było najczęściej nazywane zlodowaceniem środkowopolskim. Lądolód tego zlodowacenia w dorzeczu Wisły miał dotrzeć do północnych skłonów Wyżyny Lubelskiej, Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz północnego skraju Kotliny Sandomierskiej (Lindner, Grzybowski, 1982; Buraczyński, 1986; Muchowski, 1992; Marks i in., 2016a). W dorzeczu Odry zasięg zlodowacenia odry wyznaczano od okolic Myszkowa, przez okolice Bytomia aż w głąb Bramy Morawskiej (Marks, 2011; Marks i in., 2016a). Lądolód dotarł do podnóża Sudetów, pokrywając Płaskowyż Głubczycki i docierając do Gór Złotych w Czechach, a jego loby występowały w dolinach Kaczawy, Bobru i Nysy Łużyckiej w Sudetach Zachodnich, wkraczając na obszar Czech (fig. 40; Nývlt, 1998; Ružička, 2004; Nývlt i in., 2011). W czasie maksymalnego zasięgu w stadiale radomki (kamiennej), czoło lądolodu dotarło do wysokości 280–330 m n.p.m. na zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i na Wyżynie Lubelskiej oraz do 300–500 m n.p.m. w Sudetach (Lindner, 2005).

W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia odry powstały zastoiska w dolinach Wisły, Pilicy i Wieprza (Różycki, 1972). Na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stwierdzono występowanie ponad osadami interglacjału mazowieckiego 2 pokładów glin lodowcowych stadiału maksymalnego zlodowacenia odry (Jurkiewiczowa, Mamakowa, 1960). Pokład gliny dolnej, o mniejszym rozprzestrzenieniu, uznano za odpowiednik fazy przedmaksymalnej końskich, a gliny górnej, wskazującej na dalszy zasięg lądolodu, za odpowiednik fazy maksymalnej gowarczowa (Jurkiewiczowa, 1968), której towarzyszą osady zastoiskowe i fluwioglacjalne oraz lessy starsze dolne (Lindner, 1988a). Wyróżniono także 2 fazy recesyjne lądolodu fazy maksymalnej (fig. 41), kiedy powstały doliny margi-

[1] „Chojny" to nazwa kompleksu leśnego. Kreatorem jednostki jest Krzyszkowski (1992), który przyjął formę mianownikową wyrazu, mimo – jak podkreślił – że jest ona w tym przypadku obca regułom języka polskiego; zastosowanie prawidłowej, polskiej nomenklatury litostratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975) budzi bowiem zastrzeżenia natury lingwistycznej [red.].

nalne, strefy czołowomorenowe ze śladami zaburzeń glacitektonicznych i tarasy marginalne (Lindner, 1971; Różycki, 1972).

Zanik lądolodu zaznaczył się licznymi postojami, szczególnie w trakcie stadiałów warty (mazowiecko-podlaskiego), wkry (północnomazowieckiego) i mławy (mławki) (Rühle, 1965a, b; Różycki, 1972, 1978). Szczególne znaczenie miał stadiał warty, którego zasięg w Europie Środkowej wyznaczono na podstawie moren czołowych (Woldstedt, 1927, 1928, 1929), a jego region stratotypowy znajduje się w dorzeczu górnej Warty w rejonie Łodzi. Ranga stadiału warty była przedmiotem rozważań Różyckiego (1961, 1965, 1967), który ostatecznie wyodrębnił zlodowacenie warty, oddzielone interglacjałem lubelskim od starszego zlodowacenia odry (Różycki, 1978), co zostało zaakceptowane (m.in., Lindner, 1988b; Harasimiuk i in., 2004; Wojtanowicz, 2004; Terpiłowski i in., 2021). Później jednak zlodowacenie warty zostało ponownie włączone do zlodowacenia odry jako stadiał młodszy (Lindner, 2005).

Na podstawie różnych przesłanek, w tym datowania TL osadów stadiałów odry (maksymalnego) i warty w środkowej i wschodniej Polsce (Fedorowicz i in., 1993; Nitychoruk, 1994; Lindner, 1996; Lindner, Fedorowicz, 1996; Kowalski, Jaśkowski, 1998), występowania gliny lodowcowej stadiału warty w niektórych profilach lessowych Płaskowyżu Głubczyckiego (Jersak, 1991; Marks i in., 1995), wskaźników litopetrograficznych glin lodowcowych (Lisicki, 2003) oraz sytuacji geologicznej osadów lodowcowych w Bramie Morawskiej i Kotlinie Raciborskiej (Lewandowski, 1988) sugerowano możliwość większego zasięgu lądolodu stadiału warty niż stadiału odry (Lindner, Marks, 1995, 1999; Marks i in., 1995a; Lindner i in., 2004b, c) lub utożsamiano stadiał warty z maksymalnym (lub bliskim maksymalnemu) rozprzestrzenieniem lądolodu skandynawskiego w czasie zlodowacenia odry (Marks, 2004c).

Zasięg lądolodu zlodowacenia odry był uwarunkowany rzeźbą jego przedpola, z wyżynami południowopolskimi od 300 do 612 m n.p.m. We wschodniej Polsce zasięg lądolodu wyznaczano wzdłuż północnego skłonu Wyżyny Lubelskiej, z wyraźnym lobem wkraczającym przełomem Wisły Środkowej do Kotliny Sandomierskiej (por. Muchowski, 1992). Natomiast zasięg lądolodu stadiału warty, we wschodniej Polsce, był przez wiele lat szeroko dyskutowany (por. Marks, 2004c; Marks, Pavlovskaya, 2006), ponieważ moreny czołowe zasięgu maksymalnego są na ogół niewielkie, a ich przebieg wskazuje na występowanie odrębnych i niesynchronicznych lobów (Godlewska, 2014). Na południowym Podlasiu i przyległym obszarze Polesia Brzeskiego na Białorusi stwierdzono bardzo ograniczone występowanie pokładów gliny lodowcowej zlodowacenia odry, a w wielu stanowiskach na tym obszarze osady interglacjału mazowieckiego nie są przykryte przez glinę lodowcową (Velichkevich i in., 1993; Albrycht i in., 1997; Marks i in., 2016c, 2018; Marks, Karabanov, 2017; Pochocka i in., 2021). Na tej podstawie przyjęto, że na południowym Podlasiu maksymalny zasięg zlodowacenia odry jest wyznaczony przez zasięg stadiału warty (Marks i in., 2018).

W niezlodowaconej części Polski stopniowe ochłodzenie w czasie zlodowacenia odry jest zaznaczone agradacją wieloletniej zmarzliny i intensyfikacją procesów eolicznych, na co wskazuje zwiększony udział zeolizowanych ziaren kwarcu w osadach rzek roztokowych (Zieliński, 2007; Woronko, 2012; Woronko, Bujak, 2018). W anaglacjalnej części zlodowacenia powstały lessy starsze górne LSg (Maruszczak, 1991), w ujednoliconej symbolice określone jako L2 (fig. 10, 15; Marks, 2023c), których akumulacja związana jest ze stadiałem warty (por. Marks, 2004b). W stanowiskach Załubińcze w Karpatach i Odonów w regionie świętokrzyskim stwierdzono w lessach starszych górnych epizod paleomagnetyczny jamaicabiwa I (Nawrocki, Wójcik, 1995; Nawrocki, Siennicka-Chmielewska, 1996), datowany na 180–200 tys. lat (Laj, Channel, 2007).

Klimat w czasie zlodowacenia odry był bardzo suchy wskutek ograniczonej cyrkulacji atmosferycznej w niezbyt szerokim korytarzu peryglacjalnym pomiędzy lądolodem skandynawskim, a Karpatami i Sudetami, ale w miarę deglacjacji stawał się bardziej wilgotny (Marks i in., 2018, 2019a). W wielu stanowiskach osadów biogenicznych stwierdzono występowanie późnoglacjalnej sukcesji pyłkowej, która przechodzi płynnie w sukcesję interglacjału eemskiego (Marks i in., 2016a). Długie sukcesje pyłkowe w stanowiskach Imbramowice (Mamakowa, 1989), Szwajcaria (Borówko-Dłużakowa, Halicki, 1957), Warszawa–Wawrzyszew (Krupiński, Morawski, 1993) i Parchliny (Majecka i in., 2022) wskazują na występowanie w późnym glacjale zlodowacenia odry dwóch stadiałów z zespołami roślinności zielnej (zwykle >30%) z licznymi roślinami wskaźnikowymi (m.in., *Helianthemum, Armeria, Pleurospermum austriacum* i *Selelaginella selaginoides*), którym towarzyszy jałowiec i rokitnik. W interstadiale występowała najpierw roślinność krzaczasta z rokitnikiem, a później las borealny (por. Marks i in., 2016a). W NE Polsce, pod koniec późnego glacjału przedostatniego zlodowacenia, pojawił się las brzozowo-sosnowy ze świerkiem.

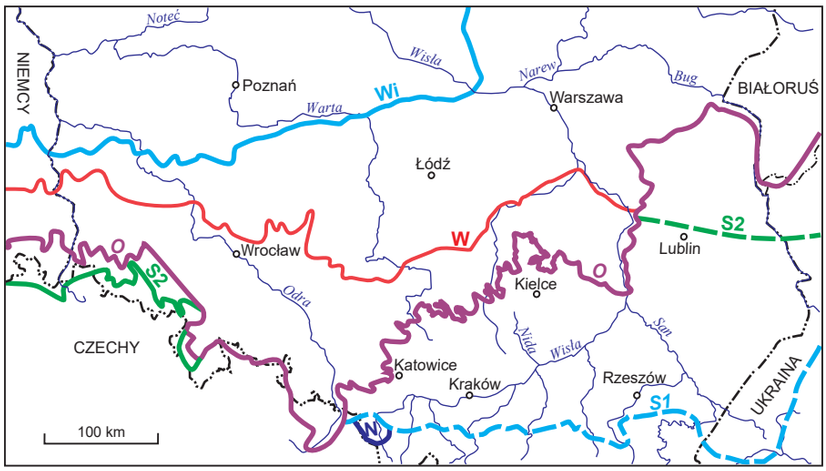


FIG. 40. Zasięgi lądolodów na podstawie Marksa i in. (2022d), zmieniono: N – zlodowacenie nidy; S1 – zlodowacenie sanu 1; S2 – zlodowacenie sanu 2; O – zlodowacenie odry: W – stadiał warty, Wi – zlodowacenie wisły

W stanowisku Dziewule, we wschodniej Polsce, sekwencja późnoglacjalnych mułków i mułków organicznych wstępnej fazy rozwoju jeziora to sukcesja pyłkowa reprezentująca 2–3 tysiące lat, która wskazuje na stopniowe powiększanie obszaru z pokrywą roślinną (Bińka, Nitychoruk, 2003). Sukcesję rozpoczyna spektrum pyłkowe silnie kontynentalnej fazy stepu zimnego z elementami tundrowymi, później zastąpionych przez zespoły tundry krzaczastej i krzewinkowej, a następnie rzadki las świerkowy, kiedy średnia temperatura lipca wynosiła 10°C, a stycznia –6°C (Marks i in., 2019a). Późny glacjał kończy występowanie boru sosnowego ze stopniowo zwiększającą się obecnością *Pinus sylvestris* i *P. cembra*, co świadczy o wyższych temperaturach lipca (13°C) i niższych stycznia (–10°C).

Mimo że lądolód zlodowacenia odry miał nieporównywalnie większe rozprzestrzenienie niż lądolód zlodowacenia wisły, ślady zlodowaceń górskich w Tatrach i Karkonoszach wskazują na występowanie w tym czasie jedynie niewiele dłuższych lodowców górskich niż w czasie zlodowacenia wisły (Zasadni i in., 2022). Dla wyjaśnienia tego faktu można przytoczyć sugestię niemieckiego geologa Berga (1915, 1927), że korytarz peryglacjalny pomiędzy lądolodem zlodowacenia odry a lodowcami górskimi w Europie Środkowej był bardzo wąski i wskutek wiatrów katabatycznych, wiejących od lądolodu, lodowce górskie były słabo zasilane przez opady śniegu.

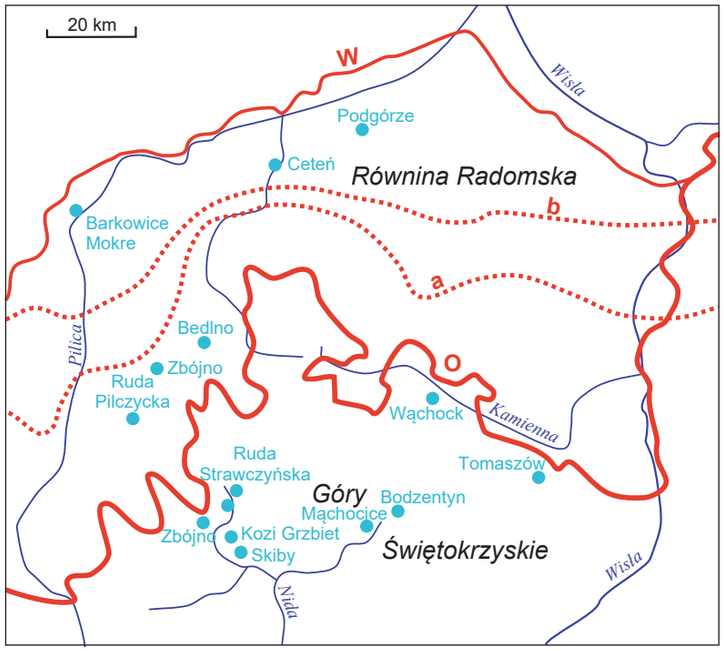


FIG. 41. Zlodowacenie odry i główne profile osadów czwartorzędowych w regionie świętokrzyskim wg Lindnera (1988a), zmieniono; zasięgi lądolodu zlodowacenia odry: O – maksymalny, a i b – fazy pomaksymalne, W – stadiał warty

3.3. PLEJSTOCEN GÓRNY

Obejmuje ostatni plejstoceński cykl klimatyczny, złożony z interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły.

3.3.1. Interglacjał eemski

Sukcesja roślinności w Europie była uwarunkowana klimatycznie i bardzo jednorodna. W Polsce rozpoznano ją w prawie 300 stanowiskach z osadami organicznymi (Bruj, Roman, 2007; Żarski i in., 2015; Marks i in., 2016a), w których określono stratygrafię i przeprowadzono rekonstrukcję paleoklimatu (por. Granoszewski, Winter, 2016). W eemskiej sukcesji pyłkowej wydzielono 7 regionalnych poziomów pyłkowych (R PAZ), w tym: E1–E4 – wyznaczone w stanowisku Imbramowice (Mamakowa, 1989) i E5–E7 – w stanowisku Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamełka, 1985). Najpełniejsza sukcesja pyłkowa, obejmująca nie tylko interglacjał eemski, ale także znaczną część zlodowacenia wisły, została rozpoznana w stanowisku Horoszki Duże na Podlasiu (fig. 42), gdzie po fazie lasów brzozowo-sosnowych (E1) pojawił się wiąz (E2), a rosnąca temperatura sprzyjała zwiększeniu udziału dębu (E3). Wskutek rozwoju mieszanych lasów liściastych, cechą charakterystyczną starszej części optimum klimatycznego (E4) stał się większy udział pyłku leszczyny i lipy. W młodszej części optimum rolę dominującą miał grab (E5), a wśród innych roślin o wyższych wymaganiach klimatycznych: bluszcz, cis, bukszpan, winorośl, ostrokrzew i ligustr. W fazie grabowej stwierdzono niewielkie ochłodzenie (Brewer i in., 2008), które prawdopodobnie odzwierciedla zmiany w cyrkulacji oceanicznej i kontynentalnej (Granoszewski i in., 2005; Tarasov i in., 2005). Po optimum interglacjału nastąpił rozwój lasu świerkowo-jodłowego (E6), a na obszarach bardziej wilgotnych pojawiła się olcha. W końcowej części interglacjału występowały bory sosnowe (E7) z dodatkiem brzozy, ale klimat był niestabilny (Kupryjanowicz i in., 2016).

Sukcesja pyłkowa interglacjału eemskiego w stanowiskach Dziewule i Czaple na Podlasiu wskazuje, że najwyższa średnia temperatura najcieplejszego miesiąca (19,5°C) była związana z poziomem pyłkowym E3 (Bińka, Nitychoruk, 2003, 2011), natomiast niewielkie zmiany zawartości pyłku niektórych roślin wskaźnikowych sugerują zmiany relacji wpływów oceanicznych i kontynentalnych (Marks i in., 2019b). Prawdopodobny hiatus w akumulacji jeziornej w poziomie pyłkowym E5 mógł być spowodowany mniejszymi opadami lub większym parowaniem (Kupryjanowicz, 2008).

Zespół mięczaków słodkowodnych interglacjału eemskiego zawiera około 60 gatunków, w tym *Belgrandia marginata* (Michaud), charakterystyczna dla fazy najcieplejszej (por. Skompski, 1996). W odróżnieniu od interglacjału mazowieckiego w wielu stanowiskach interglacjału eemskiego stwierdzono znaczący udział skorupek ślimaków lądowych redeponowanych przez wody płynące (Marks i in., 2016a).

W profilach lessowych interglacjałowi eemskiemu odpowiada gleba kopalna GJ1, w ujednoliconej symbolice określona jako S1 (fig. 10, 15; Maruszczak, 1991; Marks, 2023c).

3.3.2. Osady morskie interglacjału eemskiego

Osady morskie interglacjału eemskiego w północnej Polsce rozpoznano ponad 150 lat temu (Berendt, 1865, 1866; Jentzsch, 1895). W licznych wierceniach i odsłonięciach w rejonie Doliny Dolnej Wisły i na Wysoczyźnie Elbląskiej (Makowska 1979a, b, 1980; 1986a, 2004a, 2009) osady morskie reprezentują przybrzeżne facje brakiczne i morskie ze szczątkami fauny i flory (Pożaryski, 1951; Brodniewicz, 1960, 1965a, b, 1969a, b, 1972; Nowak, 1965; Head i in., 2005; Knudsen i in., 2012; Marks i in., 2014b). Osady morskie z fauną występują także na wtórnym złożu, a ich pozycja stratygraficzna nie zawsze jest jednoznaczna (por. Halicki, 1951; Kotański, 1956). W rejonie Śliwina i Rewala, w NW Polsce, stwierdzono piaski i mułki piaszczyste z detrytusem muszli, które reprezentują morskie facje plażowe i lagunowe interglacjału eemskiego (Krzyszkowski i in., 1999b), prawdopodobnie redeponowane jak w stanowisku Klein Klütz Höved w NE Niemczech (Kenzler i in., 2018).

Najbardziej kompletna sekwencja osadów morza eemskiego w Polsce, określona jako formacja dolnopowiślańska (Makowska, 1979a, 1986a, 2009), występuje w rejonie Doliny Dolnej Wisły pomiędzy glinami lodowcowymi zlodowaceń odry i wisły. W stanowisku Krastudy (fig. 43) odnotowano 2 serie osadów morza eemskiego i jeszcze młodszą serię osadów morskich w obrębie osadów zlodowacenia wisły, którą uznano za reprezentującą tzw. interglacjał krastudzki (Makowska, 1986a, b; Nowak, Rabek, 1987; Rabek, 1990). Ponowne wiercenie w tym samym stanowisku (ale określonym jako Cierpięta) wykazało tylko jedną serię osadów morskich skorelowaną z interglacjałem eemskim (Marks i in., 2014b). Przeprowadzone badania kompleksowe w stanowisku Cierpięta pozwalają uznać je za stratotypowe dla osadów morza eemskiego w Dolinie Dolnej Wisły (fig. 44). W porównaniu ze stanowiskami Licze (Head i in., 2005) i Obrzynowo (Knudsen i in., 2012), sukcesja pyłkowa w stanowisku Cierpięta jest bardziej fragmentaryczna (Marks i in., 2014b), jednak spektrum pyłkowe głównych gatunków jest niemal identyczne. Nieco większa zawartość grabu w Cierpiętach wskazuje na lokalne zróżnicowanie zbiorowiska leśnego. LPAZ C2 i LPAZ C3 odpowiadają optimum interglacjału eemskiego (fig. 45), natomiast LPAZ C5-6 skorelowano z wczesnym glacjałem zlodowacenia wisły, w którym obecność m.in. *Betula nana*, *Rorippa palustris* i *Nuphar pumila* wskazuje na klimat zimny.

Przebieg transgresji morskiej i charakterystykę morza eemskiego udokumentowano w regionie Doliny Dolnej Wisły na podstawie analizy okrzemek, cyst bruzdnic oraz szczątków mięczaków, otwornic, małżoraczków i jeżowców (Makowska, 2001; Head i in., 2005; Krzymińska i in., 2007; Marks i in., 2014a). W stanowisku Cierpięta cysty

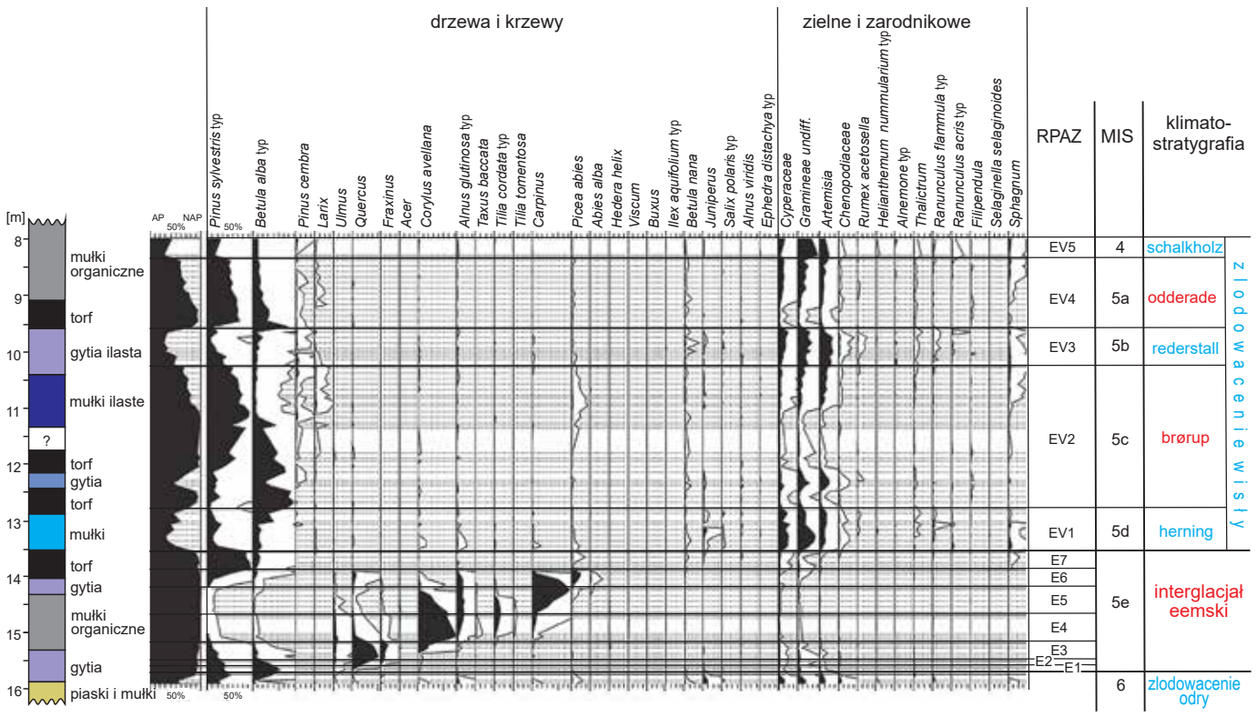


FIG. 42. Litologia i spektrum pyłkowe osadów interglacjału eemskiego i wczesnego glacjału zlodowacenia wisły w stanowisku Horoszki Duże (południowe Podlasie); na podstawie Granoszewskiego (2003), zmieniono

bruzdnic występują w LPAZ C2-3 (fig. 45). Szczątki fauny eemskiej w stanowiskach Brachlewo (Brodniewicz, 1960) i Elbląg (Brodniewicz, 1969b) zawierają więcej gatunków luzytańskich niż w Cierpiętach, gdzie przeważają formy borealne i arktyczno-borealne. Występowanie fragmentów jeżowców i analiza okrzemkowa w stanowiskach Elbląg, Licze, Obrzynowo i Cierpięta wskazują na zasolenie do 28 psu (Knudsen i in., 2011, 2012), czyli znacznie więcej niż sugerowano wcześniej (Brodniewicz, 1960, 1969b; Makowska, 1986a, 2001). Taksonomia i wymagania środowiskowe zespołów faunistycznych morza eemskiego w regionie Doliny Dolnej Wisły dowodzą powiązania z zespołami fauny w Danii i Niemczech (Seidenkrantz i in., 2000; Winn i in., 2000; Eiriksson i in., 2006; Funder, Balic-Zunic, 2006; Knudsen i in., 2011, 2012; Marks i in., 2014b), ale w odróżnieniu od zespołów mięczaków i otwornic luzytańskich, otwornice arktyczne i borealne łatwiej migrowały w czasie transgresji morza eemskiego, zajmując nowe siedliska. Było to prawdopodobnie związane z globalnym podnoszeniem poziomu morza w interglacjale eemskim, kiedy Bałtyk miał połączenie z Morzem Północnym przez Danię i Niemcy na zachodzie oraz przez przesmyk karelski na wschodzie (Seidenkrantz, Knudsen, 1994; Kristensen i in., 2000); Funder i in., 2002.

W regionie Doliny Dolnej Wisły zatoka morska sięgała do okolic Kwidzyna i Prabut (fig. 43; Makowska, 2009). Na podstawie korelacji regionalnych poziomów pyłkowych z północnej Polski (Mamakowa, 1989) i w północnych Niemczech (Müller, 1974; Field i in., 1994) i Danii (Andersen 1961, 1965, 1975) stwierdzono, że transgresja morska w rejonie południowego Bałtyku rozpoczęła się w ciągu pierwszych 300 lat interglacjału eemskiego (RPAZ E1 lub E2). Analiza okrzemkowa wykazała, że w polskiej części morza eemskiego zaznaczyły się 2 epizody zwiększonego zasolenia (fig. 45), co sugeruje występowanie 2 faz transgresji, 800–3500 i 6200–6600 lat od początku interglacjału eemskiego (Knudsen i in., 2012). W czasie transgresji bardzo licznie pojawiały się gatunki okrzemek charakterystyczne dla równi pływowej rozwiniętej na rozległym płaskim wybrzeżu i dla większych pływów morskich (Marks i in., 2014a). W północnej Polsce recesja morza eemskiego nastąpiła w końcu RPAZ E5 lub na początku RPAZ E6, czyli ~7500 lat od początku interglacjału eemskiego (Knudsen i in., 2012).

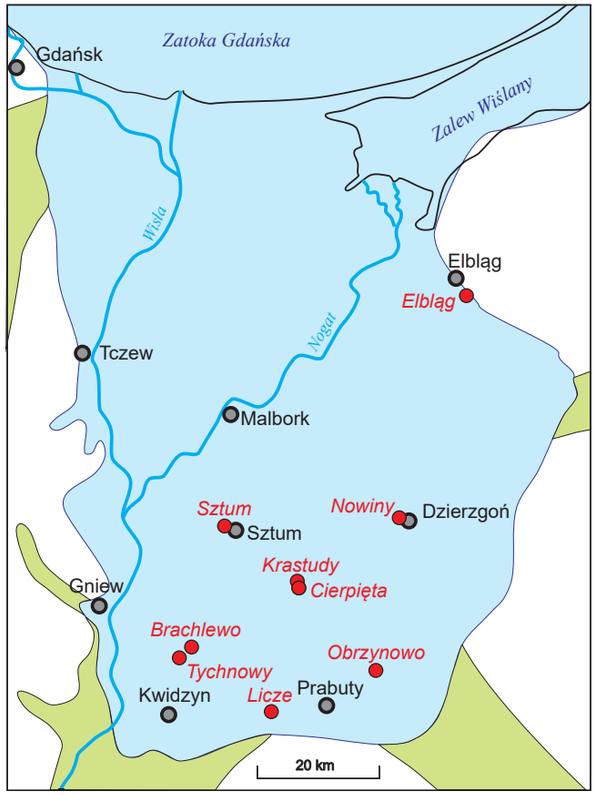


FIG. 43. Główne stanowiska (na czerwono), zatoka morza eemskiego (pole niebieskie) i doliny rzeczne (pole zielone) w regionie Doliny Dolnej Wisły, na podstawie Makowskiej (2009) i Marksa i in. (2014b)

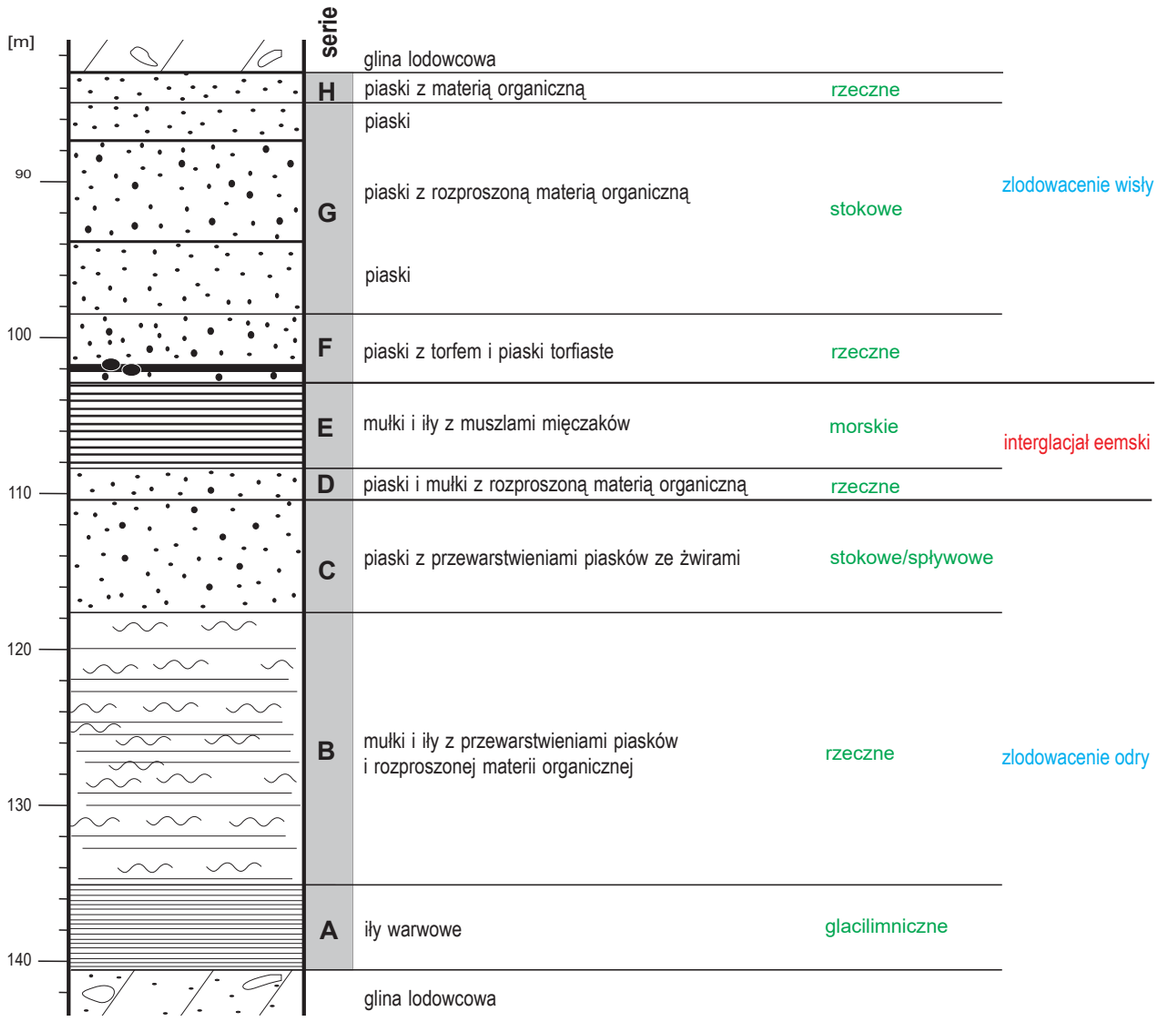


FIG. 44. Litologia i stratygrafia fragmentu profilu Cierpięta na podstawie Marksa i in. (2014b), zmieniono

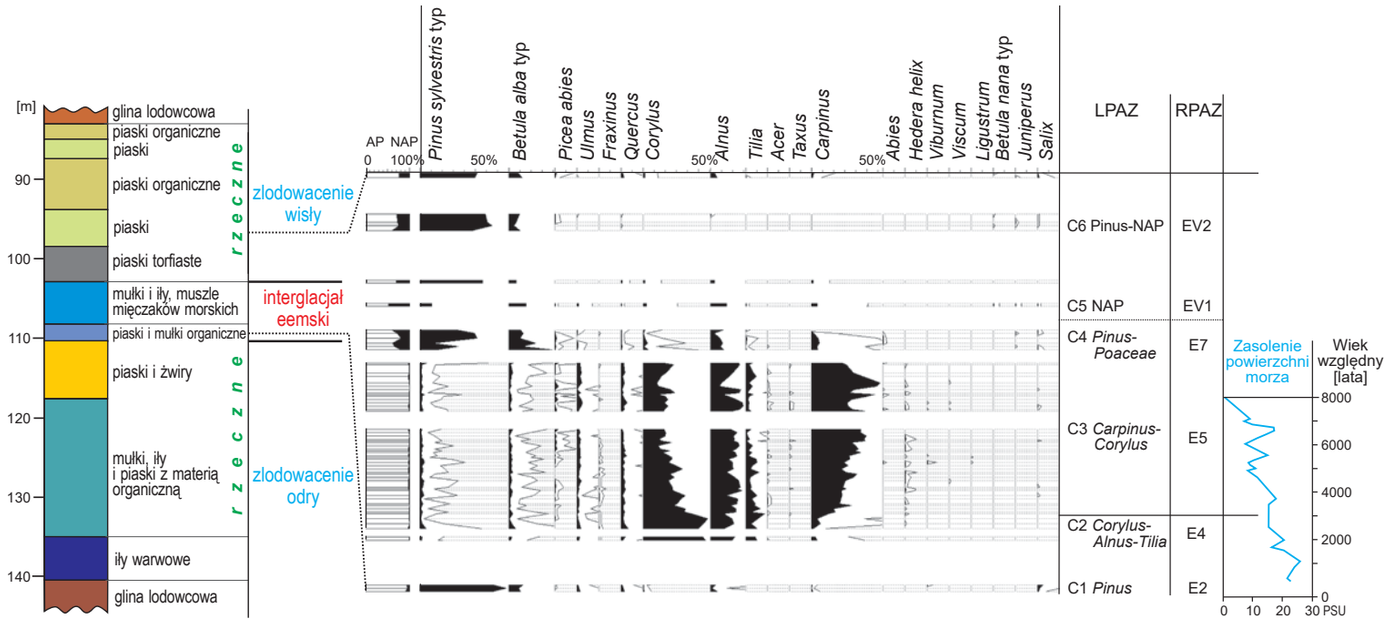


FIG. 45. Litologia i uproszczony diagram sukcesji pyłkowej osadów w stanowisku Cierpięta, zasolenie wód powierzchniowych morza eemskiego od początku interglacjału eemskiego; na podstawie Marksa i in. (2014b), uproszczono i zmieniono

3.3.3. Zlodowacenie wisły

Nazwę zlodowacenia wisły zaproponował Keilhack (1911) i od tego czasu pojawiła się ona na arkuszach mapy geologicznej Prus w skali 1:25 000 (Woldstedt, 1929; Ehlers, 1994, 1996; Litt i in., 2007). Regionem stratotypowym jest Dolina Dolnej Wisły, gdzie osady tego zlodowacenia występują powyżej osadów morskich interglacjału eemskiego i zawierają do 5 pokładów glin lodowcowych (Makowska, 1976b, 1979b, 2004b, 2009). Woldstedt (1929) powiązał zlodowacenie wisły z obszarem rzeźby młodoglacjalnej, a zasięg lądolodu wyznaczono na podstawie rozmieszczenia rynien polodowcowych i moren czołowych (np. Majdanowski, 1947; Galon, Roszkówna, 1961; Marks, 2002) oraz występowania glin lodowcowych (np. Makowska, 1979b, 2004b; Marks, 1984; Stankowska, Stankowski, 1988; Morawski, 1999; Marks i in., 2006, 2022d).

Stratygrafię osadów zlodowacenia wisły w Polsce oparto na rekonstrukcji środowiska i klimatu w wielu stanowiskach na podstawie kompleksowych badań sekwencji sedymentacyjnych osadów lodowcowych, rzecznych, jeziornych i eolicznych (np. Kozarski, 1991; Klatkowa, 1997; Starkel i in., 2007; Jary, 2009; Roman i in., 2014). Ten ostatni okres zimny plejstocenu jest tradycyjnie podzielony na kilka części (m.in. Kozarski, Nowaczyk, 1999; Marks i in., 2016b). Rozpoczyna go wczesny glacjał z postępującym ochładzaniem (fig. 46), po nim: zimny pleniglacjał (plenivistulian) dolny, następnie pleniglacjał środkowy (interplenivistulian) o niestabilnym i łagodniejszym klimacie (van Huissteden i in., 2003) oraz zimny pleniglacjał (plenivistulian) górny i późny glacjał. Zapis geologiczny pleniglacjału środkowego jest fragmentaryczny (Klatkowa, 1997), a stratygrafia pleniglacjału górnego z klimatem ekstremalnie zimnym i suchym jest ściśle związana z transgresją lądolodu skandynawskiego w północnej i zachodniej Polsce (Marks i in., 2016b, 2019b).

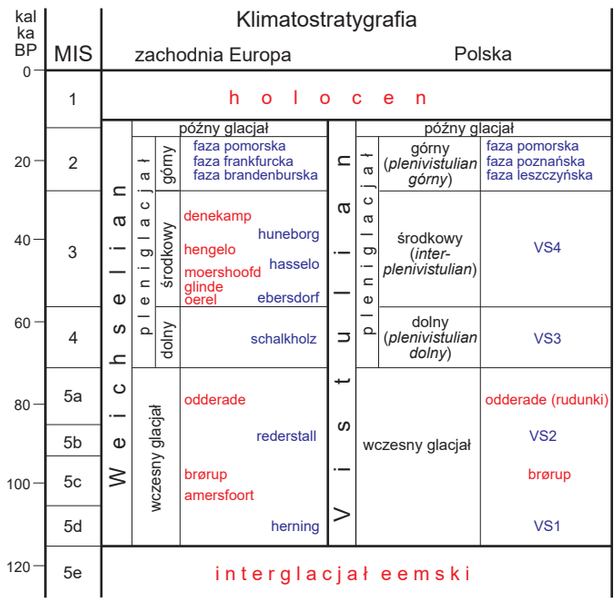


FIG. 46. Jednostki klimatostratygraficzne ciepłe (czerwony) i zimne (niebieski) zlodowacenia Wisły w Europie, na podstawie Marksa i in. (2016a); Marksa (2023b), zmieniono

Najdłuższe sekwencje osadów – od interglacjału eemskiego do pleniglacjału środkowego – zostały stwierdzone jedynie w pojedynczych stanowiskach w Polsce (Granoszewski, 2003; Roman, Balwierz, 2010), przy czym szczególne znaczenie dla stratygrafii mają sekwencje podścielone osadami morza eemskiego (Makowska, 2001; Marks i in., 2014b). Zapis warunków klimatycznych w epizodach zimnych pleniglacjału jest bardzo ubogi i pokazuje, że kontynentalizm zwiększał się wtedy ku zachodowi, czyli przeciwnie niż w epizodach cieplejszych (Marks i in., 2016b). Fazy klimatyczne zidentyfikowane w osadach zlodowacenia wisły w Polsce są niekiedy korelowane ze stratygrafią izotopową grenlandzkich rdzeni lodowych (Marks i in., 2016b; Starkel i in., 2017; por. Rasmussen i in., 2014; Cohen, Gibbard, 2019).

Po ustąpieniu morza eemskiego, w Dolinie Dolnej Wisły zachodziła akumulacja piasków rzecznych z przewarstwieniami mułków jeziornych, gytii i torfów (Knudsen i in., 2012; Marks i in., 2014a), ale sukcesję pyłkową wczesnego glacjału stwierdzono również w wielu stanowiskach osadów jeziornych w Polsce. W tym czasie klimat naprzemiennie ochładzał się i ocieplał: we wschodniej Polsce był bardziej kontynentalny w interstadiałach amersfoort, brørup i odderade, a w zachodniej – w stadiałach rederstall i herning oraz w fazie zimnej pomiędzy amersfoortem i brørupem (Marks i in., 2016a). Poprawa warunków klimatycznych w interstadiałach doprowadzała do zaniku stepo-tundry i rozwoju lasów borealnych z sosną, brzozą, modrzewiem i świerkiem (Granoszewski, Winter, 2016). W stanowisku Zwierzyniec w środkowej Polsce, powyżej torfów interglacjału eemskiego występują osady rzeki roztokowej zawierające dużo zeolizowanych ziaren kwarcu, co świadczy o warunkach peryglacjalnych już we wczesnym glacjale zlodowacenia wisły (Kalińska-Nartiša i in., 2016). W stanowisku Wildno na Pojezierzu Dobrzyńskim iły i mułki jeziorne z tego okresu zawierają szczątki muszli mięczaków *Bithynia tentaculata*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus cf. fluviatilis* (Linnaeus), *Valvata* sp., *Viviparus* sp., *Pisidium* cf. *amnicum* (Müller) i *Sphaerium* sp. (Dzierżek, Szymanek, 2013).

W pleniglacjale dolnym powszechnie występowała w Polsce stepotundra, z niewielkim udziałem drzew borealnych (Granoszewski, 2003). W tym czasie północna Europa, w tym niecka Bałtyku, była częściowo zajęta przez lądolód skandynawski (np. Andersen, Mangerud, 1989; Petersen, Kronborg, 1991; Houmark-Nielsen, 1994, 2010). Osady lodowcowe pleniglacjału dolnego występują w wielu stanowiskach północnej Polski (np. Drozdowski, 1979, 1986; Makowska, 1979b, 1986a; Marks i in., 1995b; Wysota, 2002; Weckwerth i in., 2011; Woźniak i in., 2018), co niekiedy wiązano z większym zasięgiem lądolodu w tym czasie niż w pleniglacjale górnym (np. Marks, 1988; Lisicki, 1997, 1998; Ber, 2000; Krzywicki, 2002; Banaszuk, Banaszuk, 2010), jednak brak wiarygodnego datowania osadów nie potwierdził takiej opinii (np. Wysota, 2002; Mojski, 2005; Marks, 2011; Marks i in., 2016a). Na powierzchni

terenu nie stwierdzono dotychczas form rzeźby lodowcowej pleniglacjału dolnego, a pojedyncze datowania metodą izotopu kosmogenicznego ^{10}Be, wskazujące na wiek starszy niż pleniglacjał górny, odzwierciedlają raczej skomplikowaną historię ekspozycji i pogrzebania eratyków niż moment deglacjacji (por. Rinterknecht i in., 2005, 2010; Tylmann i in., 2019; Marks i in., 2022c). W centralnej Europie zachodziła wówczas akumulacja rzeczna, a w mniejszym stopniu jeziorna i eoliczna (Satkūnas, Grigiene, 2012; Wysota, 2002; Satkūnas i in., 2009; Saks i in., 2012; Livingstone i in., 2015; Lamsters i in., 2017).

Pleniglacjał środkowy charakteryzuje się niestabilnym klimatem pod wpływem zwiększonego napływu zimnych mas powietrza z północy, spowodowanego okresowym osłabianiem cyrkulacji zachodniej wskutek zmian wielkości lądolodu w niecce Bałtyku (Bitinas i in., 2022). Raptowne, acz krótkotrwałe wzrosty temperatury nie sprzyjały rozwojowi roślinności bardziej termofilnej, natomiast mogły prowadzić do zaniku zespołów roślinnych poprzedzających okresów zimnych. Umożliwiało to aktywację procesów stokowych i eolicznych (Kolstrup, 1995; Kasse, 1997), tworząc mozaikowy układ przestrzenny (Starkel, 1988), a transformacja rzeźby, powiązana z redepozycją była szczególnie efektywna wskutek kolejnych faz agradacji i degradacji wieloletniej zmarzliny (Dzierżek, Stańczuk, 2006). Przyspieszoną denudację obszarów górskich, połączoną z raptowną degradacją wieloletniej zmarzliny i zmianą położenia górnej granicy lasu, odzwierciedlały fazy soliflukcji na zboczach i intensywnej akumulacji rzecznej w kotlinach podgórskich Karpat (Gębica i in., 2015; Starkel i in., 2017), na Przedgórzu Sudetów (Krzyszkowski i in., 1995, 1999a, 2001), w Górach Świętokrzyskich (Ludwikowska-Kędzia, 2018) i centralnej Polsce (Rotnicki, 1987; Krzyszkowski, 1990, 1991a, c; Petera, 2002; Krzyszkowski, Kuszell, 2007; Wacnecka-Kotkowska i in., 2014, 2018).

W pleniglacjale środkowym wyróżniono wiele krótkich epizodów ciepłych i zimnych (np. Kozarski, 1991; Jary, 2007; Starkel i in., 2007; Kupryjanowicz, 2008; Jary, Ciszek, 2013; Roman i in., 2014), ale ich zapis sedymentacyjny, udokumentowany zwykle w osadach rzecznych i profilach lessowo-glebowych, zawiera liczne luki, ma niewielką rozdzielczość i niezbyt dokładną chronologię.

Powyżej osadów morskich interglacjału eemskiego w Dolinie Dolnej Wisły, czyli w obszarze stratotypowym zlodowacenia wisły, stwierdzono 5 pokładów glin lodowcowych, z których Makowska (1979b, 1986a) powiązała dwie z wczesnoglacjalną transgresją lądolodu w stadiałach malborka i torunia, jedną ze stadiałem grudziądzkim w pleniglacjale dolnym i dwie z fazami stadiału głównego w pleniglacjale górnym (fig. 47). W tym samym obszarze Drozdowski (1979, 1986) stwierdził występowanie jedynie 3 pokładów gliny lodowcowej powyżej osadów interglacjału eemskiego i na podstawie datowania metodą termoluminescencji korelował dwie dolne gliny lodowcowe z transgresją lądolodu 60–56 tys. lat temu, a górną ze stadiałem głównym. Transgresje lądolodu we wczesnym glacjale nie zostały później potwierdzone (Mojski, 1999; Wysota, 2002; Marks, 2005b, 2011), natomiast nie wyklucza się ograniczonych transgresji lądolodu 37–33 i 28,5–27,0 tys. lat temu (fig. 47; Wysota, 2002; Weckwerth i in., 2011; Marks, 2012; Woźniak i in., 2018).

Osady organiczne pod glinami lodowcowymi zlodowacenia wisły datowano metodą radiowęgla na 26,6–25,3 tys. lat kalibrowanych (Stankowska, Stankowski, 1988; Gogołek, Mańkowska, 1989; Rotnicki, Borówka, 1995; Kramarska, 1998; Krzyszkowski i in., 1999b). Lądolód skandynawski przekroczył wówczas niecką Bałtyku, która odgrywała istotną rolę w sterowaniu przepływem mas lodowych (Punkari, 1997) i zajął północną część centralnej Europy, docierając najdalej na południe w zachodniej Polsce (fig. 48; Marks i in., 2022c). Lądolód wkraczał na obszar objęty wieloletnią zmarzliną, czemu sprzyjała średnia temperatura roczna –5°C i zimy –16°C (Liedtke, 1993). Zmarzlina zachowała się częściowo pod lądolodem (Marks, 1990; Börner, Błaszkiewicz, 2016) i odgrywała istotną rolę w powstawaniu najwyższych wzniesień północnej Polski (np. Słodkowska, Gałązka, 2015), deformacji subglacjalnych (Waller i in., 2012), rynien subglacjalnych i drumlinów (Piotrowski i in., 2009; Hermanowski, Piotrowski, 2019) oraz sandrów (Marks, 1990). Zmarzlina, która przetrwała pod lądolodem, mogła następnie zespalać się ze zmarzliną agradującą na przedpolu lądolodu podczas deglacjacji (Piotrowski i in., 2009; Błaszkiewicz, 2011; van Loon i in., 2012; Hermanowski, Piotrowski, 2019), a jej występowanie w strefie peryglacjalnej rozciągającej się kilkaset kilometrów ku południowi w zachodniej Polsce, sprzyjało powstawaniu spękań mrozowych, krioturbacji i zorientowanych wytopisk na sandrach (Kozarski, 1975, 1995; Antczak-Górka, 1994; Błaszkiewicz, 2011; van Loon i in., 2012). Wieloletnia zmarzlina ograniczała infiltrację i magazynowanie wody, skutkując gwałtownymi powodziami, w czasie których duża ilość materiału była transportowana przez wody roztopowe (Marks i in., 2022a). Zwiększająca się w czasie deglacjacji miąższość warstwy czynnej i większe opady generowały krótkotrwałe spływy na zboczach i soliflukcję.

Obszar objęty zlodowaceniem wisły wyróżnia świeża rzeźba, zdominowana przez wysoczyzny polodowcowe nadbudowane morenami czołowymi, ozami, kemami i drumlinami oraz rozcięte przez rynny polodowcowe i sandry (Marks i in., 2022a). Zasięg maksymalny lądolodu wyznaczono przede wszystkim na podstawie wzajemnej relacji rynien polodowcowych, moren czołowych i sandrów (Majdanowski, 1947; Kondracki, 1952; Galon, Roszkówna, 1961, 1967; Konieczny, 1961; Skompski, 1963, 1969; Rotnicki, 1963; Kasprzak, 1988, 1997; Kasprzak, Kozarski, 1989; Niewiarowski i in., 1995; Wysota, 1999; Ber, 2000; Marks, 2002) oraz występowania glin lodowcowych (np. Marks, 1984; Stankowska, Stankowski, 1988; Morawski, 1999). Transgredujący lądolód poruszał się ze zmienną prędkością i niesynchronicznie, na co wpływało również ukształtowanie przedpola. Odzwierciedla to lobowy przebieg strefy marginalnej (Marks, 2002; Kasprzak, 2003; Przybylski, 2008), mniej wyraźny we wschodniej Polsce wskutek intensywnej erozji wód roztopowych i deglacjacji arealnej (Marks, 1994b; Mojski, 2005).

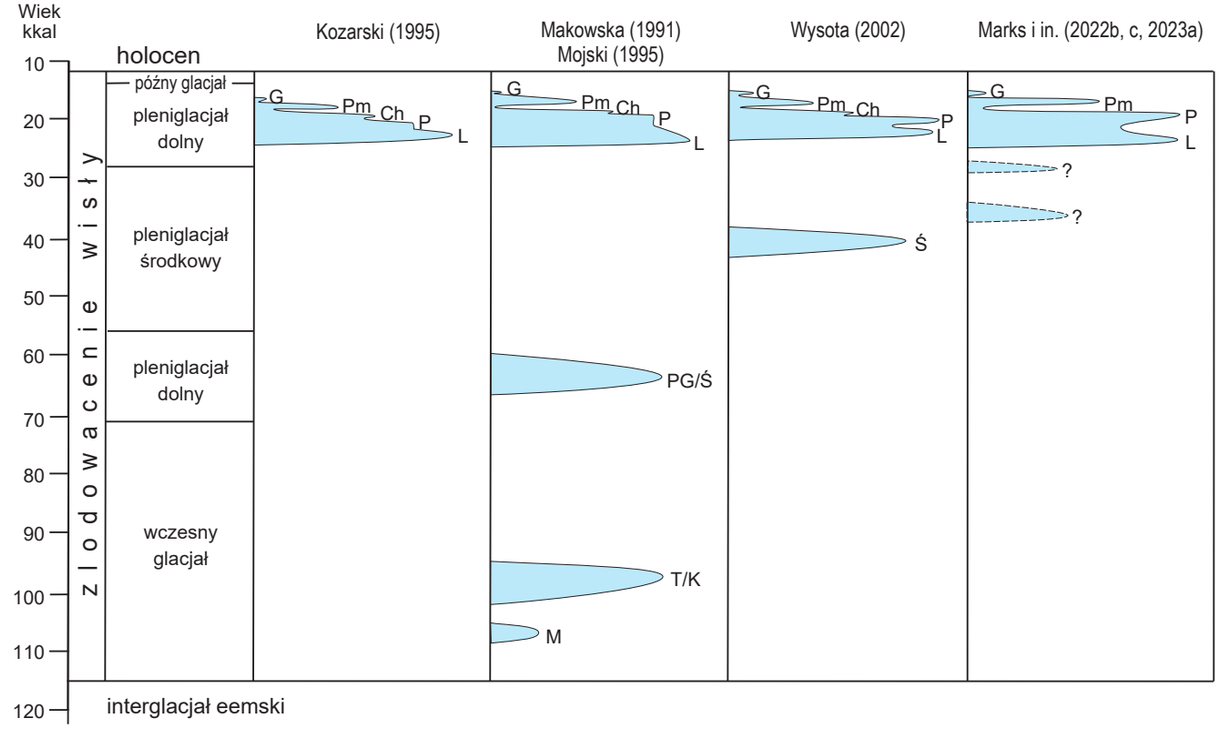


FIG. 47. Poglądy na zasięg lądolodu zlodowacenia wisły w Polsce: fazy: B – brandenburska, Ch – chodzieska, G – gardzieńska, L – leszczyńska, M – malborska, P – poznańska, Pm – pomorska, Ś – świecia; stadiały: PG/Ś – przedgrudziądzki/świecia, T/K – toruński/kaszubski; na podstawie Marksa (2012), zmieniono i uzupełniono

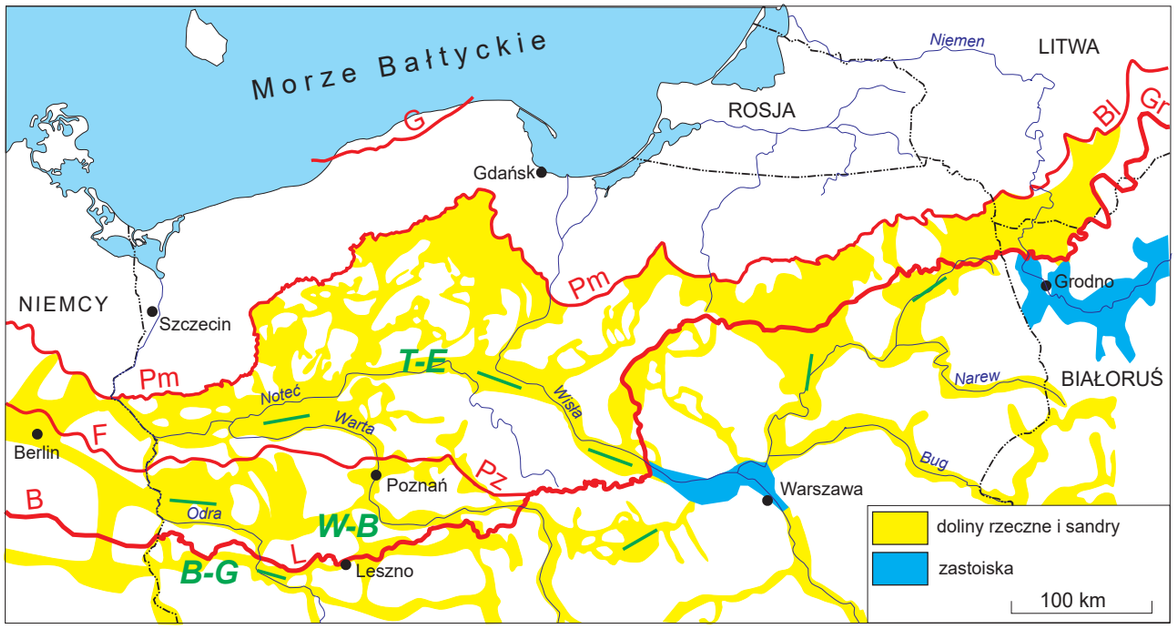


FIG. 48. Główne fazy zlodowacenia wisły: B – brandenburska, Bl – baltija, F – frankfurcka, G – gardzieńska, Gr – grūda, L – leszczyńska, Pm – pomorska, Pz – poznańska; pradoliny: B-G – barucko-głogowska, W-B – warszawsko-berlińska, T-E – toruńsko-eberswaldzka; na podstawie Marksa (2012); Jarego, Marksa (2024), zmieniono

Maksymalne rozprzestrzenienie ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce jest powszechnie korelowane z tzw. ostatnim maksimum glacjalnym (*Last Glacial Maximum* – LGM), chociaż oba wydarzenia nie są synchroniczne. LGM odnosi się do minimum klimatycznego w czasie ostatniego zlodowacenia i odzwierciedla najniższe położenie poziomu oceanu światowego, będące efektem największej objętości mas lodowych na Ziemi (Clark, Mix, 2002; Clark i in., 2009). Na podstawie datowania radiowęglowego (Niewiarowski i in., 1995; Stankowski i in., 1999; Gamrat i in., 2017), OSL (Stankowski i in., 1999; Wysota i in., 2009; Roman, 2017) i kosmogenicznego głazów narzutowych (Tylmann i in., 2019) stwierdzono, że lądolód zlodowacenia wisły osiągnął zasięg maksymalny w Wielkopolsce–w fazie leszczyńskiej ~24 tys. lat temu, natomiast w centralnej i wschodniej Polsce–w fazie poznańskiej ~19 tys. lat temu (Marks, 2012; Marks i in., 2022c). Młodszy wiek maksymalnego zasięgu lądolodu na wschodzie (por. Marks, 2015) wynika z aktywności różnych strumieni lodowych w kolejnych fazach zlodowacenia (Punkari, 1997; Boulton i in., 2004; Marks i in., 2016a).

Faza poznańska w Wielkopolsce miała charakter recesyjny, a jej strefa marginalna występuje w odległości 50–70 km na północ od maksymalnego zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej. W centralnej i wschodniej Polsce faza poznańska zaznaczyła się transgresją przekraczającą zasięg lądolodu fazy leszczyńskiej, co udokumentowano w obszarze lobu płockiego w Dolinie Środkowej Wisły (Marks, 2012). Rozdzielczość glin lodowcowych faz leszczyńskiej i poznańskiej występuje w stanowiskach Konin-Mikorzyn (Kozydra, Skompski, 1996) i Wapienno (Sokołowski, Bluszcz, 2004a, b; Sokołowski, Woronko, 2007), gdzie rozdziela je kriohoryzont z klinami mrozowymi datowanymi OSL na 19,2 tys. lat temu.

Zatamowanie odpływu wód rzecznych przez lob płocki spowodowało powstanie w Kotlinie Warszawskiej zastoiska, zwanego warszawskim (Różycki, 1972). Jego iły warwowe są podścielone w Ossowie osadami organicznymi interglacjału eemskiego i brörupu (Sarnacka, 1982), natomiast w sekwencji iłów warwowych zaznacza się, m.in. w Plecewicach, wyraźna dwudzielność wskazująca na depozycję w fazie leszczyńskiej i poznańskiej (Marks i in., 2016a). Na przedpolu lądolodu powstawały liczne stożki, równiny i doliny sandrowe (np. Marks, 1990), a wody roztopowe były odprowadzane do pradolin. W fazie leszczyńskiej funkcjonowała w południowej Wielkopolsce pradolina barucko-głogowska, natomiast spłynięcie zastoiska warszawskiego w fazie poznańskiej zainicjowało powstanie pradoliny warszawsko-berlińskiej (fig. 48; Forysiak i in., 2022; 2024a, b). W rejonie Berlina szlaki obu tych pradolin łączyły się i dalszy odpływ ku NW odbywał się pradoliną Łaby do Morza Północnego (Marks i in., 2022c).

Recesja lądolodu fazy poznańskiej została w zachodniej Polsce przerwana lokalną transgresją w czasie fazy chodzieskiej (Roszko, 1968; Kozarski, 1995; Mojski, 2005; Marks, 2012; Marks i in., 2023a) (fig. 47), udokumentowanej odrębnym pokładem gliny lodowcowej, strefą deformacji glacitektonicznych i stożkami sandrowymi (Uniejewska i in., 1979; Kozarski, Nowaczyk, 1985; Kozarski, Kasprzak, 1987; Böse, Górska, 1995; Kozarski, 1995; Pettersson, 2002). Faza chodzieska, datowana na 17,7 tys. lat temu (Kozarski, 1986, 1995), jest arbitralnie korelowana z postojem lądolodu na wschód od Doliny Dolnej Wisły w czasie fazy kujawskiej (Ber, 1982; Wysota, 1994; Dzierżek, Zreda, 2007), chociaż tzw. drumliny na Pojezierzu Dobrzyńskim, uważane wcześniej za przejaw transgresji lądolodu (Lamparski, 1972; Niewiarowski i in., 1995), uznano za formy przepływu subglacjalnego (Lesemann i in., 2010, 2014) lub fluwioglacjalnego między bryłami martwego lodu (Głębicki, Marks, 2009). Po fazie chodzieskiej deglacjację frontalną zastępowała stopniowo arealna, co znalazło odzwierciedlenie w pagórkowatej rzeźbie wysoczyzny polodowcowej oraz reliktach wałów lodowo-morenowych, kemach i morenach martwego lodu (Galon, 1952; Niewiarowski, 1959; Murawski, 1961; Błaszkiewicz, 1988; Lankauf, Pasierbski, 1994; Marks, 1994a).

Moreny czołowe najbardziej wyrazistej strefy marginalnej lądolodu zlodowacenia wisły zidentyfikowano na Pomorzu (Berendt, Wahnschaffe, 1887; Berendt, 1888) i powstały one w czasie fazy pomorskiej (Mojski, 2005). Sugestię wyróżnienia odrębnego zlodowacenia, na podstawie wyrazistości moren czołowych, zastąpiono później jednostką rangi stadialnej lub fazalnej (Kłysz, 1990; Kozarski, 1995; Mojski, 2005). Gliny lodowcowe fazy poznańskiej i pomorskiej są na ogół rozdzielone osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi, wskazując, że poprzedzająca recesja lądolodu wyniosła ~200 km. Początek recesji lądolodu fazy pomorskiej oszacowano na podstawie datowania ^{10}Be na 16,7±0,8 tys. lat temu i ^{36}Cl na 16,8±1,0 do 20,7±1,7 tys. lat temu, przy uznaniu młodszego wieku za bardziej prawdopodobny (por. Tylmann i in., 2019).

W czasie fazy pomorskiej lądolód transgredował na obszar z nieciągłą wieloletnią zmarzliną, co sprzyjało powstawaniu deformacji glacitektonicznych i moren spiętrzonych, lokalnie również kier lodowcowych utworów jury górnej, kredy, paleogenu i neogenu (Marks i in., 2023a). Strefa marginalna fazy pomorskiej w Polsce ma układ lobowy, z dwoma głównymi lobami Odry i Wisły, których rozwojowi sprzyjało występowanie strumieni lodowych w niecce Bałtyku (por. Marks, 2002) i obniżeń na przedpolu lądolodu (Roszko, 1968; Hermanowski, 2015). W lobie Odry występuje największe w Europie pole drumlinowe (Karczewski, 1987; 1995; Hermanowski, Piotrowski, 2019), a towarzyszące mu moreny czołowe akumulacyjne i spiętrzone (Kozarski, 1995), radialnie rozmieszczone rynny polodowcowe i równiny sandrowe wskazują na dużą dynamikę czoła lądolodu. W lobie Wisły większość moren czołowych została zniszczona przez wody roztopowe w czasie deglacjacji (Roszko, 1968) i na dłuższe postoje czoła lądolodu wskazują jedynie proksymalne strefy sandrów (Błaszkiewicz, 2005, 2011). Aktywność czoła lądolodu w czasie fazy pomorskiej stwierdzono w wielu miejscach w północnej Polsce (np. Kondracki, 1952; Ber, 1982, 2000; Kłysz, 1990; Karczewski, 1994; Dzierżek, 2009; Weckwerth i in., 2019).

Wody roztopowe odprowadzała w czasie fazy pomorskiej pradolina toruńsko-eberswaldzka (fig. 48), która w rejonie Berlina wykorzystywała dolinę dolnej Łaby (Keilhack, 1899; Liedtke, 1956/57, 1981). Występowanie wielu tarasów w pradolinie świadczy o tym, że odpływ odbywał się z różną intensywnością (Galon, 1961; Kozarski, 1965, 1988; Niewiarowski, 1968; Wiśniewski, 1971), a w czasie deglacjacji wody roztopowe wykorzystywały tylko fragmenty pradoliny i odpływ przekierowywał się stopniowo bezpośrednio do niecki Bałtyku.

Recesja lądolodu fazy pomorskiej miała początkowo charakter frontalny, ale w miarę cienienia brzeżnej partii lądolodu dominowała deglacjacja arealna z rozległymi obszarami lodu martwego, natomiast w wyniku lokalnych transgresji czoła lądolodu powstawały niewielkie loby (Marks i in., 2023a). Taką lokalną transgresją jest faza gardzieńska (Petelski, 1977; Rotnicki, 1995; Rotnicki, Borówka, 1995), kiedy lądolód utworzył strefę marginalną z wielkoskalowymi deformacjami glacitektonicznymi (Jasiewicz, 1999), otaczającą od południa jeziora Gardno i Łebsko (por. fig. 48). Datowanie OSL wskazuje, że recesja lądolodu z moren fazy gardzieńskiej nastąpiła 15,5–16,0 tys. lat temu i w niecce południowego Bałtyku powstawały – datowane OSL na ~15,2 tys. lat temu – zastoiska, delty fluwioglacjalne i moreny czołowe fazy ławicy słupskiej, a potem fazy południowej ławicy środkowej (Uścinowicz, 1996, 1999; Uścinowicz i in., 2019).

W czasie transgresji lądolodu klimat był bardziej suchy i zmniejszeniu przepływu w rzekach proglacjalnych towarzyszyła większa aktywność eoliczna (Hiller i in., 1991). W strefie ekstraglacjalnej powstały pokrywy piasków przewianych i wydm, przede wszystkim na sandrach i wyższych tarasach pradolin. Akumulacja lessów zachodziła bardziej na południu, w tzw. europejskim pasie lessowym (Badura i in., 2013; Lehmkuhl i in., 2016, 2021). W wyniku soliflukcji, na powierzchniach nachylonych powstawały lessy warstwowane, a suche dolinki (delle) były wypełniane lessem i osadami stokowymi. Datowanie gleby kopalnej w zachodniej części Kotliny Warszawskiej (Manikowska, 1982) wskazuje na rozwój najwyższego tarasu (otwockiego) w czasie fazy pomorskiej (Marks i in., 2016a). W Kotlinie Warszawskiej piaski pokrywowe na tarasach błońskim i radzymińskim, na iłach warwowych zastoiska warszawskiego lub bezpośrednio na osadach interglacjału eemskiego (cf. Dzierżek i in., 2015; Kalińska-Nartiša i in., 2016), interpretowano początkowo jako piaszczyste stożki aluwialne utworzone przez niewielkie rzeki spływające do zastoiska warszawskiego z Wysoczyzny Rawskiej i Wysoczyzny Radzymińskiej (Różycki, 1972). Szczegółowe badania litologiczne udowodniły genezę eoliczną tych osadów, a datowanie OSL wskazało na ich akumulację w okresach 43–39, 31–25, 16–15 i 14 tys. lat temu (Kalińska-Nartiša, Nartiš, 2016).

Późny glacjał obejmował w tradycyjnym ujęciu okres od recesji lądolodu z moren fazy pomorskiej, czyli od ~16,7 kal ka BP, natomiast w nowszych opracowaniach przyjęto, że późny glacjał rozpoczyna się dopiero w momencie opuszczenia przez lądolód Europy Środkowej, czyli ~14,9 kal ka BP (fig. 49; Marks i in., 2023a, b, c). Obejmuje on 3 fazy zimne (najstarszy, starszy i młodszy dryas), przedzielone interfazami ciepłymi (bølling i allerød). W stratygrafii czwartorzędu Niemiec, najstarszy dryas rozpoczyna się później i poprzedza go interstadiał meiendorf (fig. 49).

W najstarszym dryasie (14 900–13 670 kal) północna część Polski znajdowała się w strefie peryglacjalnej z nieciągłą wieloletnią zmarzliną (Kozarski, 1993; Mojski, 2005; Marks i in., 2023b). W osadach lodowcowych występowały pogrzebane bryły lodu martwego, a w porzuconych korytach rzek roztokowych – pogrzebane pozostałości naledzi (Kozarski, 1975; Van Loon i in., 2012). Wytapianie pogrzebanego lodu i ruchy masowe przekształcały świeży krajobraz polodowcowy, powodując powstawanie wytopisk i odpreparowywanie rynien lodowcowych (Błaszkiewicz, 2005, 2011) oraz akumulację osadów niwalnych (Marks i in., 2024). W klimacie zimnym i suchym odpływ wód roztopowych w niskoenergetycznych rzekach roztokowych stopniowo się zmniejszał i coraz większe znaczenie miały procesy eoliczne, czemu sprzyjało głębokie przemarzanie zimą, przy średniej rocznej temperaturze rocznej od –1 do –6°C (Kasse, 1997), średniej temperaturze stycznia początkowo –23 do –20°C, a potem –12°C do –15°C (Veski i in., 2015) i średniej temperaturze lipca 8–14°C (Heiri i in., 2014). To nieznaczne ocieplenie spowodowało pojawienie się tundrowo-stepowej roślinności zielnej i krzewinkowej, z rosnącą obecnością brzozy, wierzby, rokitnika, jałowca i bylicy (Madeyska, 1995; Strahl, 2005; Litt i in., 2007). W północnych Niemczech akumulacja jeziorna rozpoczęła się w interstadiale meiendorf (fig. 49; Litt, Stebich, 1999; Brauer i in., 2001), niezidentyfikowany w Polsce, prawdopodobnie wskutek większego kontynentalizmu ku wschodowi lub uznawany za interfazę prebølling lub bølling (Tobolski, 1998; por. Krüger, Damrath, 2020).

W interfazie bølling (13 670–13 540 kal) zmalał odpływ rzeczny i coraz większe znaczenie miała erozja denna, układ koryt zmienił się z roztokowego w meandrujący (Turner i in., 2013). Dalsze wytapianie pogrzebanego lodu powodowało powstawanie wytopisk i odpreparowywanie rynien lodowcowych, w których rozpoczęła się sedymentacja jeziorna, reprezentowana przez izolowane, cienkie i nieciągłe przewarstwienia organiczne w osadach mineralnych (np. Błaszkiewicz, Krzymińska, 1992; Madeyska, 1998; Niewiarowski, 2003; Błaszkiewicz, 2005; Nalepka, 2005). Pojawiła się bardziej zwarta roślinność krzaczasta z pojedynczymi drzewami (Madeyska, 1995) i rokitnikiem, który wymaga stosunkowo wysokiej temperatury lata (por. Kolstrup, 1979; De Klerk, 2002).

Starszy dryas (13 540–13 350 kal) zidentyfikowano w Polsce jedynie w nielicznych stanowiskach (np. Ralska-Jasiewiczowa, 1966; Nalepka, 2005), dlatego zwykle włączany jest do tzw. kompleksu bølling–allerød (Tobolski, 1998). W tym krótkotrwałym ochłodzeniu ponownie pojawiła się roślinność terenów otwartych (Marks i in., 2023b), głównie krzewinkowo-krzaczasta z brzozą, wiechlinowatymi i bylicą (Menke, 1968; Madeyska, 1995; Strahl, 2005; Litt i in., 2007). Niezbyt zwarta pokrywa roślinna sprzyjała ruchom masowym, erozji bocznej rzek i procesom eolicznym, w tym powstawaniu wydm, szczególnie w zachodniej Polsce (Nowaczyk, 1986).

W interfazie allerød (13 350–12 680 kal) zachodziło dalsze wytapianie brył lodu martwego i sedymentacja jeziorna (Marks i in., 2023b). Jeziora były stopniowo włączane w sieć odpływu rzecznego (Więckowski, 1966; Nowaczyk, 1994; Niewiarowski, 2003; Błaszkiewicz, 2005, 2011; Błaszkiewicz i in., 2015; Słowiński i in., 2015). Zwarta szata roślinna (głównie lasy brzozowo-sosnowe) sprzyjała retencji wody i zmniejszeniu dopływu materiału mineralnego oraz rozwojowi rzek meandrujących (Hiller i in., 1991; Turkowska, 1997; Starkel, 2001). Średnia temperatura roczna wynosiła 3°C, stycznia –9°C i lipca 16°C (Liedtke, 1993). W środkowej części interfazy allerød pojawiła się większa ilość pyłku roślin zielnych, jak bylica, wskazując na ochłodzenie tzw. oscylacji gerzensee (fig. 49; Andresen i in., 2000; Litt i in., 2003), korelowanej z erupcją wulkanu Laacher See 12 880 lat kalibrowanych temu (Litt, Stebich, 1999). Średnia temperatura lata obniżyła się o 1–2°C, skutkując rozrzedzeniem szaty roślinnej (Lotter, 2000) i zwiększeniem opadów, co w efekcie spowodowało krótkotrwałe podniesienie poziomu wody w jeziorach. Tefra Lacher See jest poziomem przewodnim w wielu torfowiskach w NW Polsce i w NE Niemczech (Błaszkiewicz, 2007; Marks i in., 2023b).

Młodszy dryas (12 680–11 700 kal) zaznaczył się gwałtownym ochłodzeniem, połączonym z reorganizacją cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej na półkuli północnej (np. Birks, Ammann, 2000; Bakke i in., 2009; Renssen i in., 2015; Mangerud, 2021) i transgresją lądolodu w niecce południowego Bałtyku. Rzeki płynące ku północy (Odra, Wisła i Niemen) uległy zatamowaniu i powstało bałtyckie jezioro lodowe (Marks i in., 2023c). Średnia temperatura roczna spadła na początku młodszego dryasu do –3°C (Liedtke, 1993; Goslar i in., 1998; Kuc i in., 1998), a później do –6°C (Kasse, 1997). Nastąpiła częściowa agradacja wieloletniej zmarzliny, ożyły procesy peryglacjalne udokumentowane przez inwolucje, wypełnienia klinów mrozowych, pagórki mrozowe oraz osady soliflukcyjne i eoliczne (Błaszkiewicz, Gruszka, 2005; Latałowa, Borówka, 2006; Błaszkiewicz, 2011; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska, 2017; Dzieduszyńska, 2019; Błaszkiewicz, Danel, 2019). Wytapianie pogrzebanych brył lodu martwego, które przetrwały ocieplenie bølling-allerød, zostało spowolnione (Marks i in., 2023c). Młodszy dryas był początkowo chłodny i wilgotny (Brauer i in., 2008), z krótkim sezonem letnim i średnią temperaturą lata 14–16°C, natomiast zimy były długie i mroźne z temperaturą średnią –16°C (Liedtke, 1993; Müller i in., 2021). Druga część młodszego dryasu była bardziej sucha (Isarin i in., 1998; Bakke i in., 2009), z wyższą o 2–3°C średnią temperaturą lata (Müller i in., 2021). W młodszym dryasie zimy były mroźne, a temperatura lata zbliżona do holoceńskiej, a więc klimat był silnie kontynentalny (Engels i in., 2014; Kotrys i in., 2020; Müller i in., 2021; Płóciennik i in., 2022).

Ochłodzeniu towarzyszyła zwiększona soliflukcja, intensywny odpływ rzeczny i wysoki poziom wody w jeziorach (Billwitz i in., 1998). Dostawa materiału mineralnego do rzek spowodowała intensywny rozwój delt i zahamowanie erozji w odcinkach przełomowych (Błaszkiewicz i in., 2015). Koryta rzeczne były znacznie szersze niż obecnie, z poziomem wody wyższym o 1–2 m (Turkowska, 1997; Kaiser, Janke, 1998; Starkel, 2001; Helbig, de Klerk, 2002; Kaiser

<table>
<tr><td>Stratygrafia</td><td colspan="2">Niemcy</td><td>Wiek [kalibrowany]</td><td colspan="3">Polska</td></tr>
<tr><td>holocen</td><td colspan="2">holocen</td><td>11 700</td><td colspan="3">holocen</td></tr>
<tr><td rowspan="9">późny glacjał</td><td>młodszy dryas</td><td></td><td>12 680</td><td rowspan="9">późny glacjał</td><td colspan="2">młodszy dryas</td></tr>
<tr><td rowspan="3">allerød</td><td>allerød B</td><td>13 080</td><td rowspan="5">interstadiał bølling- allerød</td><td rowspan="3">allerød</td></tr>
<tr><td>oscylacja gerzensee LST – 12 880 ka</td><td>13 150</td></tr>
<tr><td>allerød A</td><td>13 350</td></tr>
<tr><td colspan="2">starszy dryas</td><td>13 540</td><td>starszy dryas</td></tr>
<tr><td colspan="2">bølling</td><td>13 670</td><td>bølling</td></tr>
<tr><td colspan="2">najstarszy dryas</td><td>13 800</td><td colspan="2" rowspan="2">najstarszy dryas</td></tr>
<tr><td colspan="2">meiendorf</td><td rowspan="2">od 14 450 do 14 900</td></tr>
<tr><td>pleniglacjał górny</td><td colspan="2">faza pomorska</td><td>pleniglacjał górny</td><td colspan="2">faza pomorska</td></tr>
</table>

FIG. 49. Klimatostratygrafia późnego glacjału w Polsce i Niemczech: LST – *Laacher See Tephra*; na podstawie Marksa (2023b), zmieniono

i in., 2012). Dominowała roślinność zielna (zespoły wiechlinowate-ciborowate-bylica) i krzewiasta (wierzba) tundry parkowej, a bardziej na wschód – stepo-tundry (np. Madeyska, 1998; Latałowa, 2004). Mniejsze opady i rzadka szata roślinna stymulowały agradację w dolinach rzecznych oraz powstanie eolicznych piasków pokrywowych i dużych wydm parabolicznych na równinach sandrowych, tarasach i w pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej (Andrzejewski, Weckwerth, 2010; Jankowski, 2012; Rychel i in., 2018; Kruczkowska i in., 2020), szczególnie w europejskim pasie piaszczystym (Zeeberg, 1998), uformowanych przez wiatry zachodnie i południowo-zachodnie (Schlaak, 1993; de Boer, 1995, 1998; Brauer i in., 2008). Intensywne procesy eoliczne zachodziły także w strefie południowego wybrzeża bałtyckiego jeziora lodowego (Borówka i in., 1986; Latałowa, Borówka, 2006).

Stratotypem regionalnym młodszego dryasu jest profil osadów jeziora Gościąż w Kotlinie Płockiej (Goslar i in., 1998; Litt i in., 2001). Dolną granicę młodszego dryasu datowano w tym stanowisku metodą dendrochronologii na 12 620+133/–231 kal BP, a górną na 11 470+126/–206 kal BP (Müller i in., 2021; Bonk i in., 2021; por. Marks i in., 2024).

Cyrkulacja atmosferyczna w czasie zlodowacenia wisły zależała od zmian zasięgu lądolodu skandynawskiego (por. Marks i in., 2019b). Miała ona wpływ na tempo sedymentacji lessu, powodując większą suchość i ochłodzenie w strefie peryglacjalnej pomiędzy obszarem zlodowaconym a północnym skrajem niższych pasm górskich w Europie (Lauer i in., 2014). Najpełniej wykształcone sekwencje lessowo-glebowe zlodowacenia wisły w Polsce zbadano w wielu stanowiskach (fig. 50); zawierają one rejestr zmian klimatu w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym (Jary, 2007).

W lessach pleniglacjału górnego występuje kilka cykli depozycyjnych podkreślonych przejściem lessu gruboziarnistego w bardziej drobnoziarnisty. Okresy surowego klimatu charakteryzowało szybkie tempo depozycji pyłu eolicznego grubofrakcyjnego, natomiast w okresach cieplejszych zachodziła niewielka depozycja pyłu drobnofrakcyjnego oraz inicjalna pedogeneza, która prowadziła do powstawania słabych horyzontów glejowych. W sekwencjach lessowych występują horyzonty struktur peryglacjalnych rejestrujące ekstremalne warunki klimatyczne i ich zmiany w okresach zimnych (fig. 51). Horyzonty struktur peryglacjalnych oraz gleby kopalne pełnią rolę lokalnych i regionalnych markerów stratygraficznych, ułatwiając korelację sekwencji lessowo-glebowych z zapisem w innych środowiskach oraz w rdzeniach głębokomorskich.

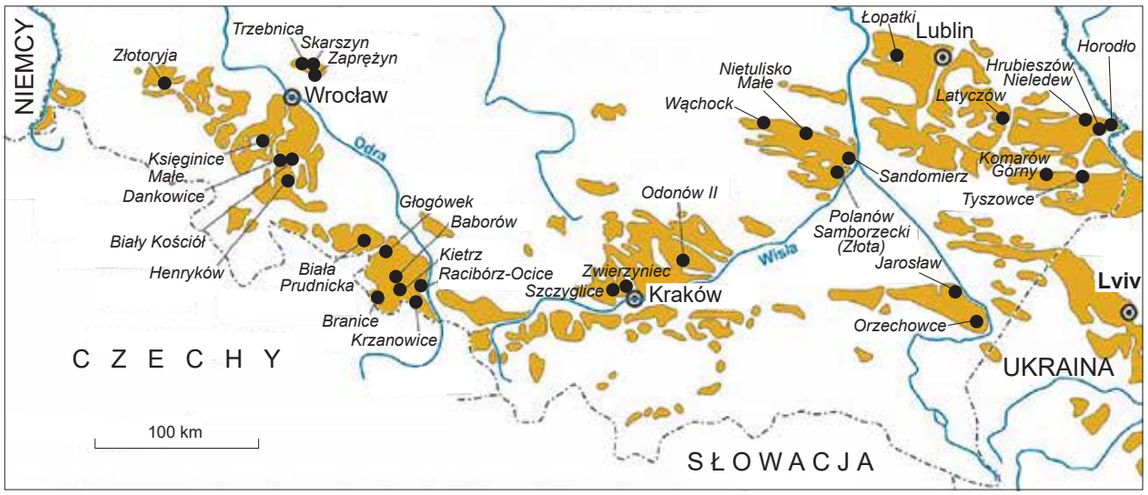


FIG. 50. Występowanie lessów i główne stanowiska w Polsce na podstawie Maruszczaka (1986); Jarego, Ciszka (2013), zmieniono

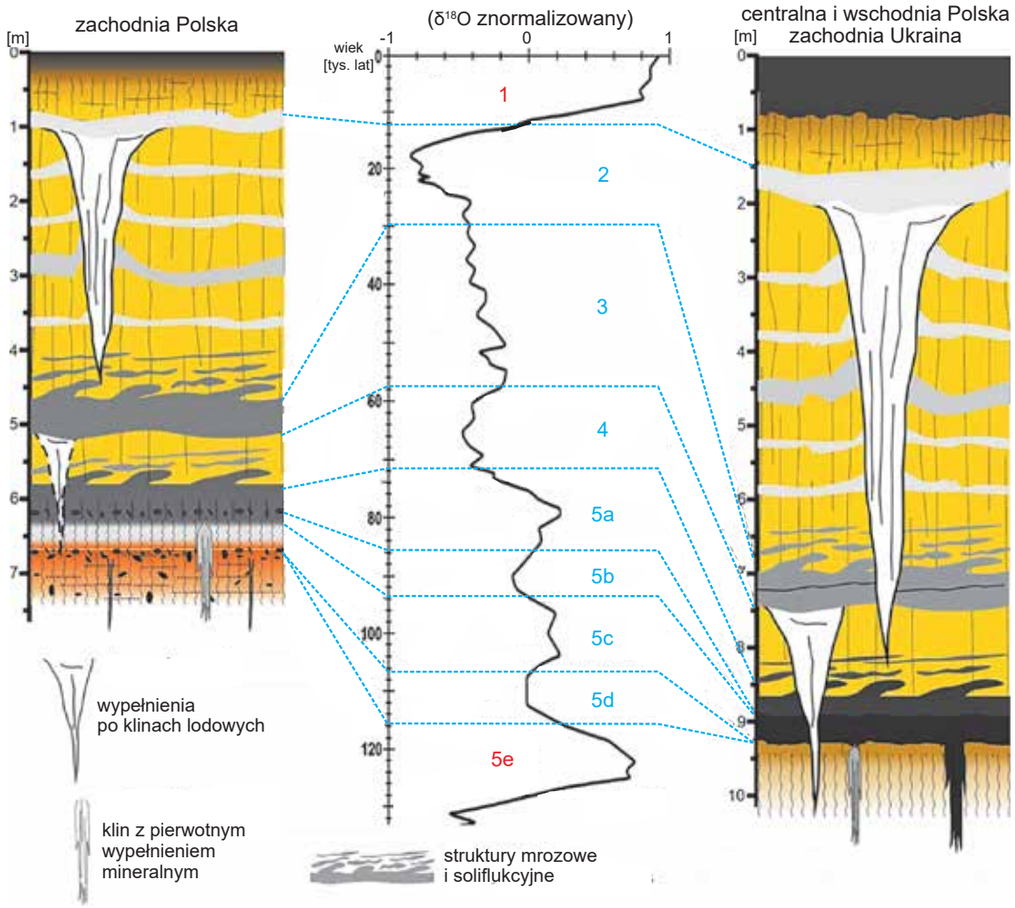


FIG. 51. Sekwencje lessowo-glebowe i poziomy struktur peryglacjalnych plejstocenu górnego południowej Polski: rejestr zmian klimatu w sekwencjach lessowo-glebowych południowej Polski na podstawie Jarego (2007); Jarego, Ciszka (2013), zmieniono: 1–5e – morskie stadia izotopowe (MIS)

3.3.4. Zlodowacenia górskie

Tatry są najbardziej północnym masywem górskim w Europie objętym zlodowaceniem górskim w plejstocenie, co umożliwia powiązanie rekonstrukcji paleoklimatycznych dla południowej i północnej Europy (Marks i in., 2016a). Na podstawie rzeźby i osadów lodowcowych oraz tarasów w dolinach rzek tatrzańskich przedstawiono zasięgi i wiek lodowców ostatniego zlodowacenia w polskiej części Tatr (Dzierżek i in., 1986, 1987; Lindner i in., 1993; Kłapyta, Zasadni, 2018). Wyróżniono 3 stadiały: suchej wody, bystrej i białki, rozdzielone pierwszym i drugim interstadiałem jaskini miętusiej (fig. 52). Lodowce stadiału białki miały największy zasięg w fazie hurkotnego i mniejsze w fazach łysej polany, włosienicy i doliny pięciu stawów polskich. Wyróżniono 10 faz recesyjnych lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach Wysokich, a położenie moren czołowych oraz datowanie OSL i ^{14}C umożliwiło korelację z jednostkami wyróżnianym w Alpach (fig. 52; Baumgart-Kotarba, Kotarba, 1993, 1997, 2001).

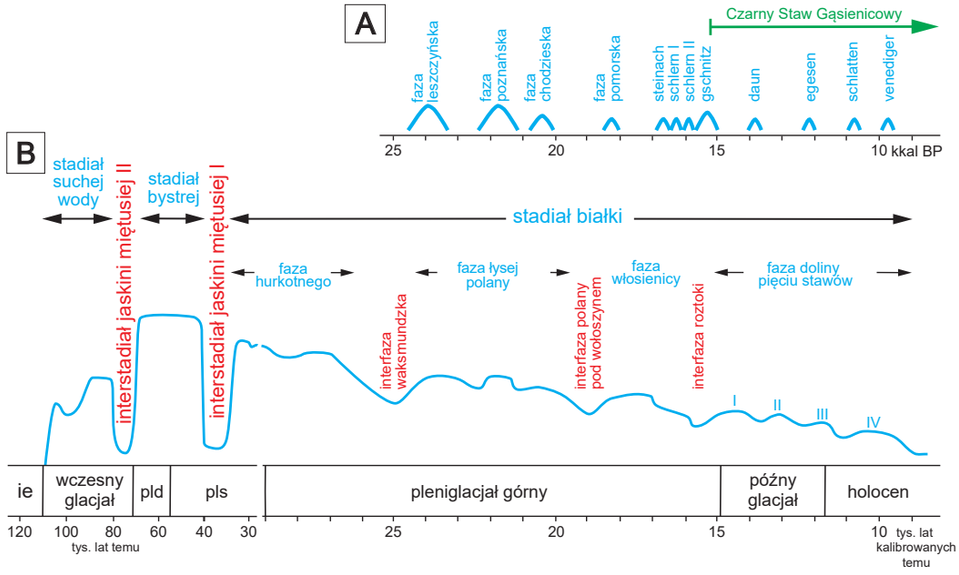


FIG. 52. Chronologia ostatniego zlodowacenia w polskich Tatrach Wysokich na podstawie **A** – Kłapyty, Zasadniego (2018) i **B** – Lindnera i in. (2003); początek akumulacji osadów w jeziorach tatrzańskich (zielony) na przykładzie Czarnego Stawu Gąsienicowego (Baumagart-Kotarba, Kotarba, 1993): ie – interglacjał eemski; pld – pleniglacjał dolny; pls – pleniglacjał środkowy

Datowanie głazów narzutowych i podcięć lodowcowych metodą izotopów kosmogenicznych doprecyzowało chronologię ostatniego zlodowacenia (m.in. Dzierżek i in., 1996, 1999; Dzierżek, 2009; Makos i in., 2013a, b, 2014, 2016, 2018). Wyróżniono fazy rozwoju i zaniku lodowców: 90–85, 43–32, 26–23, 22–20, 18–16 i 14–10 ka BP (Marks i in., 2016a). W wierceniu w górnej części Doliny Kościeliskiej, w pobliżu Hali Ornak, stwierdzono 3 pokłady gliny lodowcowej starszej części stadiału Białki, które uznano za reprezentujące fazy ornak I, II i III, rozdzielone przewarstwieniami rumoszu zwietrzelinowego interfaz doliny kościeliskiej 1 i 2 (Kenig, Lindner, 2001). Datowanie metodą izotopów kosmogenicznych ^{36}Cl i ^{10}Be wykazało, że lodowce ostatniego zlodowacenia miały zasięg maksymalny 26,5–22 tys. lat temu, czyli w czasie globalnego LGM (Clark i in., 2009), natomiast transgresja lodowców LGM II nastąpiła ~18 (Makos i in., 2014) lub 20,5 tys. lat temu (por. Marks i in., 2016a). Zimne epizody ~17 i ~13 tys. lat temu są wyrażone rozwojem moren czołowych i bocznych około 16,5, 15,5, 14 i 12,5 tys. lat temu (Makos i in., 2014, 2016), a okres ciepły 15,5–13 tys. lat temu (Makos i in., 2013b) jest udokumentowany w osadach jezior tatrzańskich (Krupiński, 1984).

W czasie ostatniego zlodowacenia lodowce tatrzańskie były lodowcami dolinnymi dendrytycznymi, miejscami przybierały charakter lodowców piedmontowych (Makos, Nitychoruk, 2011; Makos i in., 2013a, b, 2014; Zasadni, Kłapyta, 2014). Podczas recesji w późnym glacjale i holocenie stawały się lodowcami dolinnymi ograniczonymi do pojedynczych dolin, a potem lodowcami cyrkowymi (Makos i in., 2013a, b; Makos, 2015). Wyznaczenie położenia linii równowagi (ELA – *equilibrium line altitude*) w różnych fazach zlodowacenia oraz temperatury i opadów umożliwiło określenie geometrii lodowców (Makos, Nitychoruk, 2011; Makos i in., 2013a, b, 2014). Na lodowcach o ekspozycji północnej, ELA znajdowała się w czasie LGM na wysokości 1460 m n.p.m. i 150–200 m wyżej na lodowcach o ekspozycji południowej (Marks i in., 2016a). Lodowce były stabilne, kiedy średnia roczna temperatura była niższa o 10–12°C, a średnie opady roczne niższe o 40–60% niż obecnie (Makos i in., 2014). W czasie fazy 16,5 ka BP lodowce Tatr Wysokich były stabilne, jeśli przy ELA 1600–1700 m n.p.m. średnia roczna temperatura była niższa o 9–10°C, a średnie opady roczne wynosiły 30–50% współczesnych (Makos i in., 2013a). W Tatrach Zachodnich średnie opady roczne były prawdopodobnie większe o 10–30% i ELA znajdowała się 100 m niżej. W czasie ostatniej transgresji lodowców ~12,5 tys. lat temu średnia temperatura lata była niższa o 5°C, a opady mniejsze o 30% niż obecnie, przy ELA na wysokości 1900–1990 m n.p.m. (Makos i in., 2013b).

Datowanie głazów narzutowych izotopem ^{10}Be w Karkonoszach wykazało, że duże moreny czołowe wyznaczające najdalszy zasięg lodowców górskich powstały ~21 tys. lat temu, natomiast kolejne, młodsze i mniejsze moreny czołowe datowane na 18,1±0,6, 15,7±0,5, 13,5±0,5 i 12,9±0,7 tys. lat temu wyznaczają zasięgi lodowców z północną i wschodnią ekspozycją cyrków (Engel i in., 2014).

3.4. HOLOCEN

Postępujące ocieplenie spowodowało pod koniec młodszego dryasu gwałtowną recesję czoła lądolodu, uwolnienie ogromnej ilości wód roztopowych (Cuzzone i in., 2016) i powstanie licznych gór lodowych w niecce Bałtyku (Strömberg, 1992; Björck, 1995). Na początku holocenu, pomiędzy 11 565 i 11 545 kal BP, bałtyckie jezioro lodowe (por. fig. 53) spłynęło w ciągu 1–2 lat przez przesmyk na północ od wzniesienia Billingen w środkowej Szwecji (Andrén i in., 2002; Jakobsson i in., 2007). Poziom wody gwałtownie obniżył się do ~25 m poniżej obecnego poziomu morza (Andrén i in., 2011), co ożywiło erozję denną w dolnych odcinkach rzek, spowodowało obniżenie zwierciadła wód gruntowych i poziomu wody jezior północnej Polski i doprowadziło do utworzenia wysokich tarasów jeziornych.

Holocen rozpoczyna się wyraźnym ociepleniem, któremu towarzyszy gruntowna przebudowa środowiska przyrodniczego wyrażona migracją flory i fauny. W ciągu kilkudziesięciu lat średnia temperatura lata wzrosła w centralnej Polsce od ~14,6°C do 18,3°C, natomiast średnia temperatura zimy była podobna jak w końcu młodszego dryasu (–19,1 do –12,8°C), a średnie opady roczne sięgały 400–500 mm (Müller i in., 2021; Płóciennik i in., 2022). Duża różnica temperatur sezonowych wskazuje na klimat bardziej kontynentalny niż obecnie, a analizy pyłkowa i ochotkowatych (np. Bińka i in., 1988; Noryśkiewicz, 1995; Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa, 1996, 2004a; Płóciennik i in., 2011) sugerują, że regionalnie temperatura mogła odbiegać od ogólnego trendu ocieplenia (Kaufman i in., 2020). W holocenie środkowym klimat był stabilny, najcieplejszy w okresie 7–5 tys. lat temu, ze średnią temperaturą lata do 4°C wyższą niż obecnie (Płóciennik i in., 2011; Renssen i in., 2012; Luoto i in., 2019; Kaufman i in., 2020; Kotrys i in., 2020). W holocenie późnym temperatura była niższa i klimat stawał się

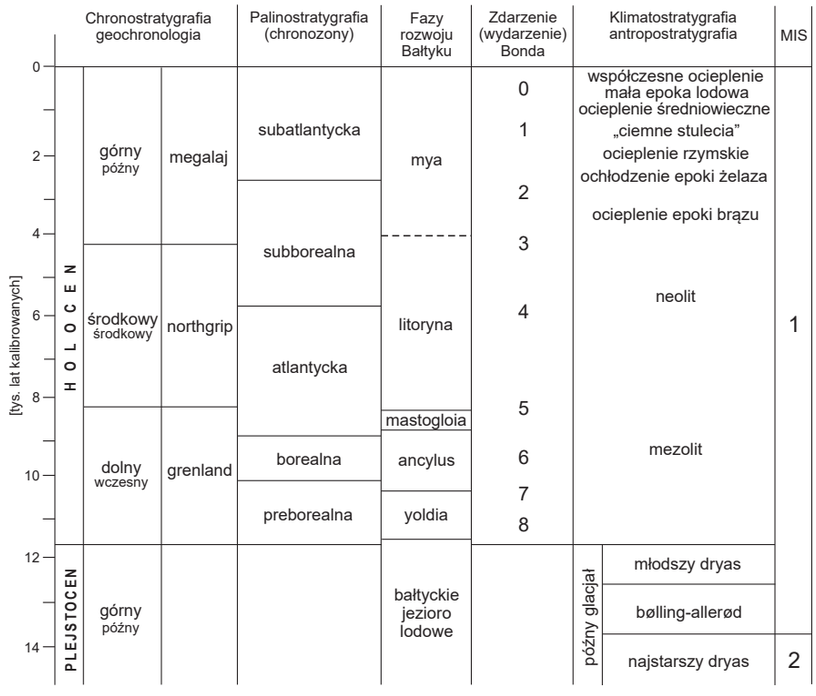


FIG. 53. Stratygrafia późnego glacjału i holocenu w Polsce; chronozony wg Walanusa, Nalepki (2005), fazy rozwoju Bałtyku wg Uścinowicza (2003)

bardziej niestabilny (m.in. Borzenkova i in., 2015; Veski i in., 2015). Ocieplenie średniowieczne i mała epoka lodowa są zarejestrowane zarówno w zapisie geologicznym, jak i w dokumentach historycznych.

Dolna granica holocenu została wyznaczona w stanowisku jezioro Gościąż w centralnej Polsce i datowana na ~11,5 tys. lat kalibrowanych temu (Goslar i in., 1998; por. Marks i in., 2023c). W wielu stanowiskach geologicznych w Polsce granica plejstocenu i holocenu jest dobrze odzwierciedlona w zapisie malakologicznym (Marks i in., 2016a). Ubogie zespoły mięczaków słodkowodnych, reprezentowane przez gatunki arktyczne i subarktyczne, pojawiły się już w inicjalnej fazie rozwoju jezior (fig. 13). Najważniejsze znaczenie stratygraficzne miały *Pisidium obtusale lapponicum* (przed 13,8 tys. lat temu) i *Gyraulus laevis* (13,8–10,5 tys. lat temu) (Alexandrowicz, 2009).

Stosowany w Polsce przez wiele lat podział stratygraficzny holocenu na 5 okresów (preborealny, borealny, atlantycki, suborealny i subatlantycki) bazował na kryteriach paleobotanicznych, głównie analizie pyłkowej i datowaniu metodą radiowęgla według chronologii skandynawskiej (Mangerud i in., 1974; Walanus, Nalepka, 2005; fig. 53). W strefie wybrzeża rolę uzupełniającą spełniała stratygrafia oparta na fazach rozwoju Morza Bałtyckiego (Uścinowicz, 2003). Stosowane w obu przypadkach jednostki stratygraficzne miały charakter regionalny i w ostatnich latach zastąpił je formalny podział chronostratygraficzny (fig. 53; Walker i in., 2009, 2018, 2019).

Ocieplenie na początku holocenu spowodowało przekształcenie zbiorowisk otwartych i lasów borealnych (głównie brzozowo-sosnowych, z domieszką klonu, jarzębiny i wierzby) w lasy mieszane i liściaste (fig. 54; Ralska-Jasiewiczowa, 2004a). W optimum klimatycznym holocenu charakter sedymentacji na tarasach rzecznych i w jeziorach wskazuje na zrównoważone warunki meteorologiczne, stabilizację gleb i zbiorowisk roślinnych (Tobolski, 2004). Pod koniec holocenu środkowego rozpoczęła się wycinka lasów w Polsce na potrzeby osadnictwa, upraw i pasterstwa (Kaczanowski, Kozłowski, 1998) i od tego czasu, naturalne zmiany klimatu i działalność człowieka wpływały na przekształcanie środowiska przyrodniczego (Ralska-Jasiewiczowa, 2004b; Marcisz i in., 2015; Lamentowicz i in., 2019).

Degradacja wieloletniej zmarzliny (por. Szewczyk, 2017) i ostateczne wytapianie pogrzebanych brył lodu martwego na początku holocenu przyczyniły się do powstania wielu jezior i rozwoju sieci rzecznej (Starkel, 2001; Błaszkiewicz, 2011; Kordowski, 2013; Błaszkiewicz i in., 2015; Słowiński i in., 2015; Dietze i in., 2016; Dobrowolski i in., 2019), powiązanej z fazami rozwoju Bałtyku (por. fig. 53). Na początku holocenu poziom morza wynosił ~50 m p.p.m. w czasie morza yoldia, nazwanego od małża *Yoldia arctica* (Gray) znanego ze środkowej Szwecji. Regionalne wypiętrzanie glacizostatyczne spowodowało odcięcie połączenia z Morzem Północnym ~10,3 kkal i przekształcenie morza w słodkowodne jezioro ancylusowe, nazwane od ślimaka *Ancylus fluviatilis* (Müller). Po krótkotrwałej (8,5–8,4 kkal) transgresji morza mastogloia (nazwa od okrzemek *Mastogloia*), kiedy poziom morza podniósł się o ~13 m (Uścinowicz, 2003), nastąpiła ~8,3 kkal transgresja morza litorynowego, nazwanego od ślimaka *Littorina littorea*. Od tego czasu Bałtyk stał się zbiornikiem brakicznym (Harff, Meyer, 2011; Lampe i in., 2011), z trwałym połączeniem z Morzem Północnym (Uścinowicz, 2003). Podnoszenie poziomu morza spowodowało znaczne zmiany w strefie wybrzeża, gdzie morze wnikało w ujścia rzek, a w dolinach od ~6 kkal rozpoczęła się akumulacja mad powodziowych (Lampe i in., 2011). W tym samym czasie na plaży i powstających mierzejach (Łabuz, 2015) zaczęły powstawać wydmy (np. Fedorowicz i in., 2012; Kalińska-Nartiša i in., 2016).

Analizy pyłkowa i wioślarek oraz rejestry izotopowe osadów w wielu stanowiskach wykazały (np. Starkel i in., 1998; Wacnik, 2009; Lauterbach i in., 2011; Fiłoc i in., 2016), że zdarzenia Bonda 11,3 i 8,2 kkal (fig. 53; Bond i in., 2001) są dobrze udokumentowane w Polsce (Pleskot i in., 2020; Mroczkowska i in., 2021). Rekonstrukcja zmian poziomu wód gruntowych w holocenie na podstawie analizy osadów jeziornych i bagiennych wskazuje na epizody wilgotne (9,5–8,5, 7,6–8,0, 6,4–6,2, 5,6–4,8 i 3,5–3,2 tys. lat temu)

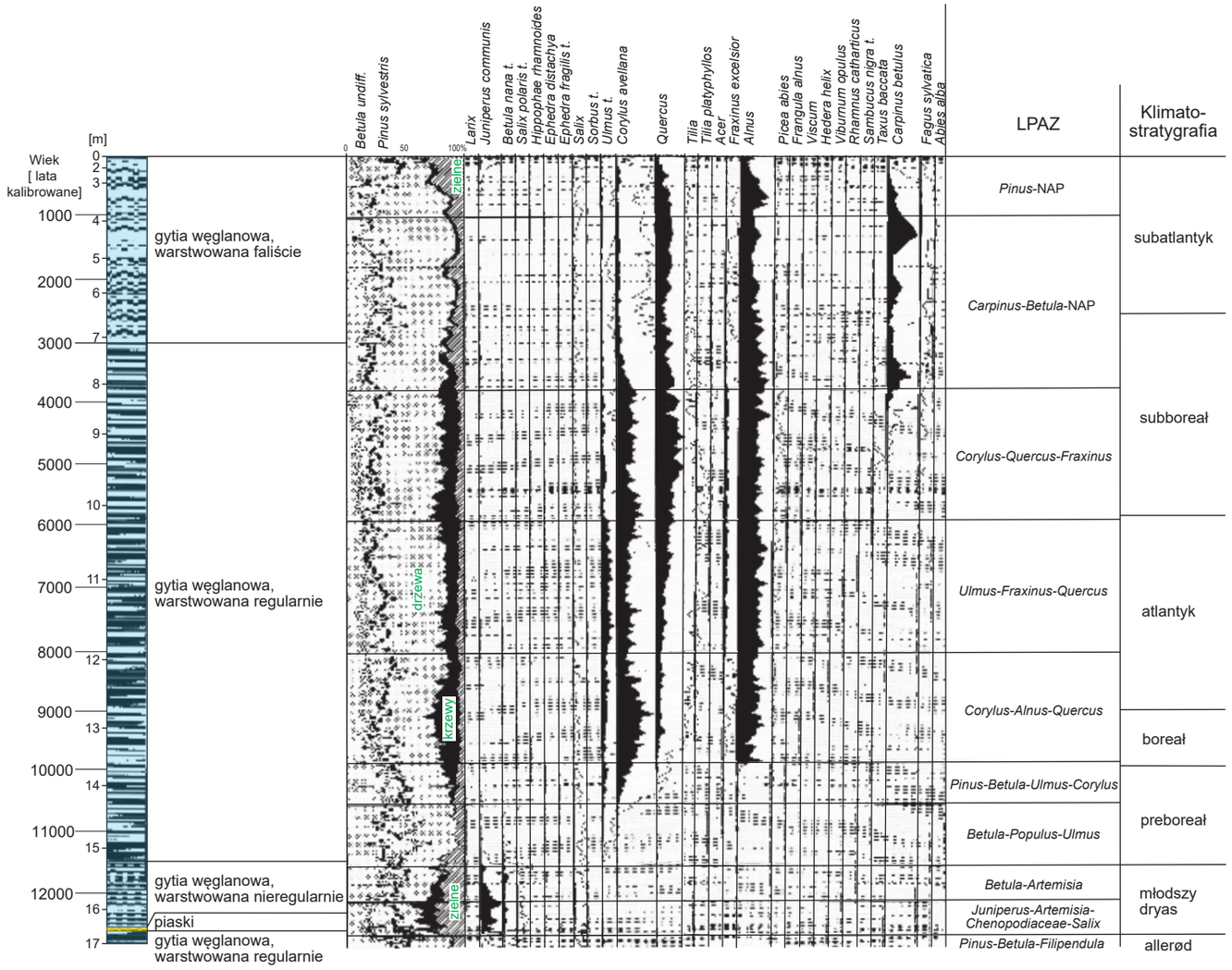


FIG. 54. Litologia i spektrum pyłkowe osadów późnego glacjału i holocenu w stanowisku jezioro Gościąż; na podstawie Ralskiej-Jasiewiczowej i in. (1998), uproszczono i zmieniono

i suche (4,2 i 2,8 tys. lat temu) (Michczyńska i in., 2013). Te ostatnie mogła spowodować zmieniająca się radiacja słoneczna, która wpływała na aktywność prądu strumieniowego w atmosferze (Bond, 1997; Słowiński i in., 2016; Czymzik i in., 2018; Pleskot i in., 2020).

W holocenie późnym zmiany klimatu i intensywniejsza działalność ludzka wpływały na przekształcanie środowiska, w tym zbiorowisk roślinnych (Makohonienko, 2004; Ralska-Jasiewiczowa, 2004b), co zaznaczało się w Polsce od neolitu (fig. 55), z rosnącą intensywnością w kolejnych fazach osadniczych (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Na siedliskach, powstałych w wyniku działalności człowieka, pojawiły się przystosowane rośliny synantropijne pochodzenia miejscowego (apofity). Postępujące ochłodzenie, zwilgotnienie klimatu i rozwój osadnictwa wpływały na szatę roślinną (Latałowa, 1982, 2003), powodując zmiany składu zbiorowisk leśnych oraz aktywizację osuwisk w krawędziach dolin rzecznych i na klifach wybrzeża morskiego. Osadnictwo zwiększyło się w okresie rzymskim, a wprowadzenie nowych technik i narzędzi w rolnictwie miało znaczące oddziaływanie środowiskowe. Późniejsze ochłodzenie i zmniejszenie osadnictwa w okresie wędrówki ludów (375–550 AD) doprowadziło do odtworzenia mieszanego lasu liściastego. Zwiększeniu zaludnienia w ociepleniu średniowiecznym towarzyszyło wylesianie i powiększenie areału pól uprawnych, łąk, pastwisk i osadnictwa, co skutkowało zmianami w szacie roślinnej (Latałowa i in., 2019) i intensywną erozją gleb (Dotterweich, 2008; Kaiser i in., 2020). W ciągu ostatnich 200 lat nastąpiło znaczne powiększenie obszaru upraw, rozwój przemysłu i urbanizacji, wpływając na coraz większą transformację krajobrazu i sieci hydrograficznej.

W ostatnich kilkunastu latach toczy się dyskusja dotycząca potrzeby ustanowienia nowej jednostki chronostratygraficznej, młodszej od holocenu lub w jego najmłodszej części, nazwanej antropocenem i obejmującej okres intensywnego wpływu człowieka na środowisko na Ziemi (m.in. Crutzen, Stoermer, 2000; Zalasiewicz i in., 2019; Gibbard i in., 2022; Zalasiewicz i in., 2024). Pojawiły się różne propozycje rangi takiej nowej jednostki (m.in. oddział, piętro, wydarzenie), a wśród kilku postulatów dotyczących jej dolnej granicy przeważa opcja usytuowania w połowie XX w., kiedy nastąpiło przyspieszenie wzrostu populacji ludzkiej i konsumpcji. Istotnym problemem w formalizacji takiej jednostki chronostratygraficznej jest wytypowanie stanowiska z sekwencją osadów, w której dolna granica antropocenu zaznaczałaby się wyraźnie i jednocześnie mogłaby być rozpoznawalna globalnie.

Antropocen nie został uznany za formalną jednostkę stratygraficzną, ponieważ wyróżniające go wskaźniki diagnostyczne zmieniały się regionalnie i asynchronicznie, na co wskazują rejestry geologiczne (Marks, 2025). Natomiast antropocen może być traktowany jako wydarzenie geologiczne, którego ustanowienie w geologicznej skali czasu nie podlega formalizacji.

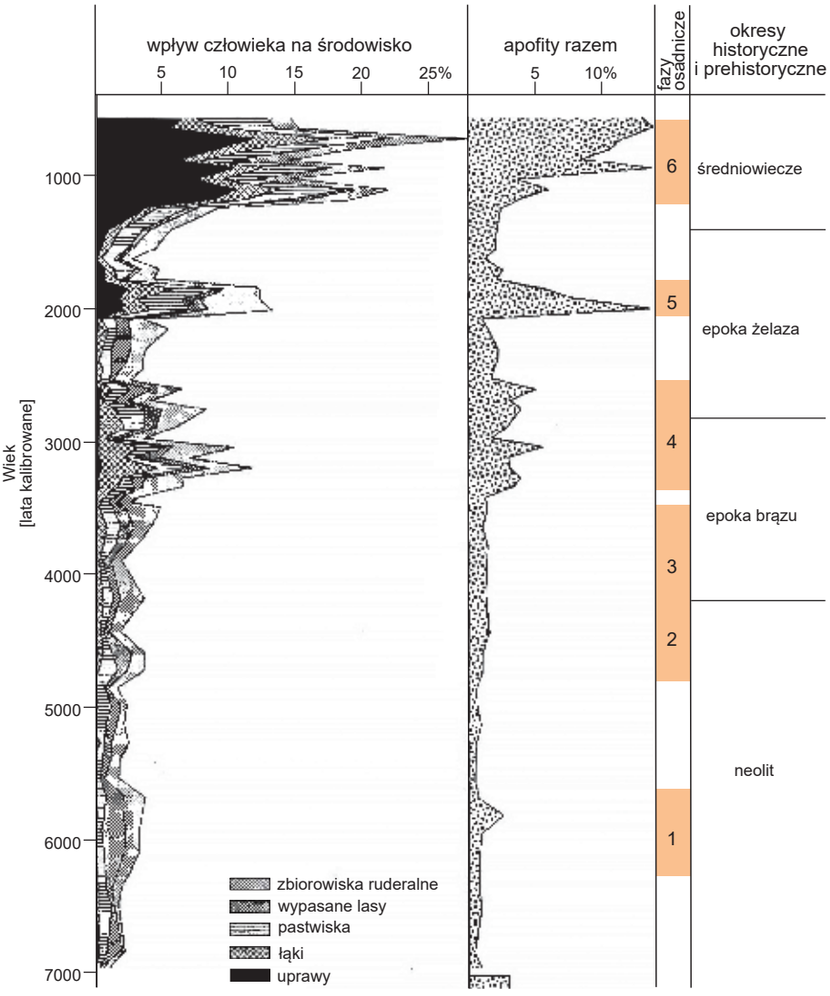


FIG. 55. Wpływ człowieka na przekształcanie środowiska w holocenie na podstawie spektrum pyłkowego osadów w stanowisku Woryty w NE Polsce; wg Berglunda, Ralskiej-Jasiewiczowej (1986), zmieniono

Podsumowanie

4

Przedstawiona stratygrafia czwartorzędu Polski nawiązuje do globalnego podziału chronostratygraficznego i jest zsynchronizowana z podziałem klimatostratygraficznym czwartorzędu Europy (fig. 15). Nie uwzględniono w niej jednostek stratygraficznych, które zostały wyznaczone na słabo ugruntowanych podstawach, nie były oparte o zasady klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu oraz nadużywały korelacji z jednostkami wyznaczonymi na podstawie stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich. Zasadniczym mankamentem podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski jest nadal brak stanowisk, które spełniałyby wymogi konieczne do ustanowienia stratotypów regionalnych (por. Marks i in., 2014a, Marks, 2023c).

Obecny stan rozpoznania czwartorzędu Polski pozwala na uznanie tylko części używanych jednostek stratygraficznych za wiarygodne. Należy do nich pierwsza transgresja lądolodu skandynawskiego (zlodowacenie nidy, MIS 22), udokumentowana w końcowej części plejstocenu dolnego oraz 4 młodsze zlodowacenia: sanu 1 (MIS 16), sanu 2 (MIS 12), odry (MIS 6) i wisły (MIS 5d-2), przy czym zasięgi lądolodów zlodowaceń sanu 2 i odry są mniejsze niż w ujęciu tradycyjnym. Wśród wyróżnionych 4 interglacjałów, pozycja stratygraficzna interglacjałów z jednym optimum klimatycznym, czyli eemskiego (MIS 5e) i mazowieckiego (MIS 11), nie budzi wątpliwości. Oba starsze interglacjały, ferdynandowski (MIS 13) i podlaski (MIS 21–17), zawierają 2–3 optima klimatyczne, ale pozycja stratygraficzna tego ostatniego jest mniej pewna. Stratygrafia zlodowacenia wisły jest dość spójna zarówno dla części zlodowaconej, jak i ekstraglacjalnej, a także dla zlodowaceń górskich w Tatrach i Karkonoszach.

Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd i jednostek plejstocenu dolnego w Polsce może podlegać istotnym zmianom, szczególnie po uzyskaniu wiarygodnego datowania. Osady rzeczne plejstocenu dolnego w Polsce zawierały początkowo głównie materiał gruboziarnisty bardzo odporny na wietrzenie fizyczne, co wskazuje na gwałtowne przepływy sezonowe lub epizodyczne w klimacie suchym i (lub) zimnym, kiedy szata roślinna na obszarze zlewni była uboga. Dopiero później, w okresach chłodniejszych, pojawiły się zbiorowiska roślinne typu tajgi i terenów otwartych, a w okresach ciepłych przeważały lasy mieszane i liściaste. Obszar Niżu Europejskiego był zdominowany przez doliny rzeczne, a rzeki płynęły ku NW do Morza Północnego i ku północy do rzeki bałtyckiej. Jedynie w zapadlisku przedgórskim odpływ rzeczny odbywał się na bezpośrednim przedpolu Karpat i doliną Dniestru do Morza Czarnego. Rozmieszczenie osadów rzecznych plejstocenu dolnego w Polsce wskazuje, że zasadnicze ramy dzisiejszej sieci rzecznej zaczęły kształtować się począwszy od neogenu, a wpływ zlodowaceń plejstoceńskich odgrywał rolę drugorzędną, wprowadzając odcinki równoleżnikowe (pradolinne) jako istotny element współczesnych dolin rzecznych. Na początku interglacjałów obszary objęte poprzedzającym zlodowaceniem były pojezierzami, a jeziora w miarę upływu czasu były wciągane w sieć rzeczną. Począwszy od interglacjału mazowieckiego bazą erozyjną większości rzek w Polsce było morze, które pojawiło się w niecce Bałtyku po przekształceniu doliny rzeki bałtyckiej przez lądolód zlodowacenia sanu 2.

Obniżanie poziomu oceanu światowego nawet o 130 m w czasie zlodowaceń skutkowało zmianą bazy erozyjnej i stymulowało erozję w dolinach rzecznych do momentu dotarcia lądolodu skandynaw-

4 Podsumowanie

skiego na obszar Polski. W czasie zlodowaceń, na Niżu powstawały pradoliny odprowadzające wody roztopowe z topniejącego lądolodu: w najstarszych zlodowaceniach była to pradolina podkarpacka prowadząca wody do doliny Dniestru i Morza Czarnego, a podczas zlodowacenia odry odpływ odbywał się pradoliną wrocławsko-bremeńską ku zachodowi i pradoliną prypecko-dnieprowską ku wschodowi. Z kolejnymi fazami zlodowacenia wisły powiązane były pradoliny barucko-głogowska, warszawsko-berlińska i toruńsko-eberswaldzka.

Obniżaniu średniej rocznej temperatury globalnej o 8–10°C w czasie zlodowaceń towarzyszył rozwój lądolodu skandynawskiego na Niżu oraz lodowców górskich w Karpatach i Sudetach, co wpływało na cyrkulację atmosferyczną. Ukształtowanie wyrazistego ośrodka wyżowego nad lądolodem, osłabienie cyrkulacji oceanicznej i występowanie rozległego zlodzenia oceanu sprzyjały rozprzestrzenianiu wieloletniej zmarzliny i poszerzaniu strefy polarnej ku południowi. Zmniejszanie opadów i uboga pokrywa roślinna ułatwiały rozwój procesów peryglacjalnych i eolicznych, w tym akumulację lessów. W interglacjałach i interstadiałach rozwijały się gleby, obecnie zachowane w stanie kopalnym. U schyłku zlodowacenia wisły, na tarasach nadzalewowych powstawały pola piasków przewianych i wydmy.

Literatura

Aalbersberg G., Litt Th., 1998. Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. Journal of Quaternary Science, 13: 367–390.

Aguirre E., Pasini G., 1985. The Pliocene-Pleistocene boundary. Episodes, 8: 116–120.

Albrycht A., Pidek I.A., Skompski S., 1995. Znaczenie fauny mięczaków ze stanowisk Ortel Królewski i Rossosz dla stratygrafii czwartorzędu na Podlasiu. Przegląd Geologiczny, 43: 321–330.

Albrycht A., Bińka K., Brzezina R., Dyjor K., Nitychoruk J., Pavlovskaya I., 1997. Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacjalnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia. Przegląd Geologiczny, 45: 629–633.

Alexandrowicz W.P., 2009. Malacostratigraphy of Vistulian and Holocene in Poland. Studia Quaternaria, 26: 55–63.

Alexandrowicz S.W, Alexandrowicz W.P., 2011. Analiza malakologiczna, metody badań i interpretacji. Polska Akademia Umiejętności, Kraków.

Alexandrowicz S., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 33.

Andersen S.T., 1961. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række, 75: 1–175.

Andersen S.T., 1965. Interglacialer og interstadialer i Danmarks Kvartær. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, 15: 486–506.

Andersen S.T., 1975. The Eemian freshwater deposit at Egernsund, South Jylland, and the Eemian landscape development in Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbog, 1974: 49–70.

Andersen B.G., Mangerud J., 1989. The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia. Quaternary International, 3–4: 21–29.

Andrén T., Lindeberg G., Andrén E., 2002. Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea. Boreas, 31: 226–238.

Andrén T., Björck S., Andrén E., Daniel C., Zillén L., Anjar J., 2011. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. *W:* The Baltic Sea Basin (red. J. Harff i in.): 75–97. Springer, Berlin.

Andresen C.S., Björck S., Bennike O., Heinemeier J., Kromer B., 2000. What do $\delta^{14}C$ changes across the Gerzensee oscillation/GI-1b event imply for deglacial oscillations? Journal of Quaternary Science, 15: 203–214.

Andrzejewski L., Weckwerth P., 2010. Dunes of the Toruń Basin against palaeogeographical conditions of the Late Glacial and Holocene. Ecological Questions, Special Issue, 12: 9–15.

Antczak-Górka B., 1994. Eologliptolity i struktury po klinach zmarzlinowych w strefie przedpola fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Wysoczyźnie Poznańskiej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, A 46: 7–17.

Baca M., Nadachowski A., Lipecki G., Mackiewicz P., Marciszak A., Popović D., Socha P., Stefaniak K., Wojtal P., 2017. Impact of climatic changes in the Late Pleistocene on migrations and extinctions of mammals in Europe: four case studies. Geological Quarterly, 61: 291–293.

Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2001. Stanowisko nr 7 – Tułowice Las, późnoplioceńskie osady rzeczne w Tułowicach na Równinie Niemodlińskiej. *W:* VIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski: 139–155.

Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013. Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: the lost Big River. Quaternary International, 296: 15–22.

Bakke J., Lie Ø., Heegaard E., Dokken T., Haug G.H., Birks H.H., Dulski P., Nilsen T., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience, 2: 202–205.

Bałuk A., 1987. Osady preglacjalne z Opaleńca koło Chorzeli (Równina Kurpiowska). *W:* Materiały Konferencji Naukowej Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 76–75.

Bałuk A., Dłużakowa Z., Skompski S., 1991. Osady interglacjału mazowieckiego w Zwierzyńcu na Kurpiach. Przegląd Geologiczny, 39: 271–280.

Banaszuk H., Banaszuk P., 2010. Zagadnienia morfogenezy Niziny Północnopodlaskiej. Rozprawy Naukowe (Politechnika Białostocka). Oficyna Wydawnicza Politechniki Białostockiej, Białystok.

Baraniecka M.D., 1975. Znaczenie profile z Ponurzycy dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. Kwartalnik Geologiczny, 19: 651–665.

Baraniecka M.D., 1991. Profil Różce na tle podstawowych profili osadów preglacjalnych południowego Mazowsza. Przegląd Geologiczny, 39: 254–257.

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979. Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach. Folia Geographica, Seria Geographica-Physica, 12: 49–66

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993. Późnoglacjalne i holoceńskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 4–5: 9–29.

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1997. Würm glaciation in the Biała Woda Valley, High Tatra Mountains. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31: 57–81.

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001. Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatra. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 35: 7–38.

Baumgart-Kotarba M., Bluszcz A., Kotarba A., 2001. Age of Würm glaciation in the High Tatra Mts in the light of ^{14}C, TL and OSL dating versus geomorphological data. *W:* 7th International Conference Methoods of Absolute Chronology: 55–56.

Bennike O., Hedenäs L., High K., Korshøj J.S., Lemdahl G., Penkman K., Preece R.C., Rosenlund K., Viehberg F.A., 2019. New interglacial deposits from Copenhagen, Denmark: marine Isotope Stage 7. Boreas, 48: 107–118.

Ber A., 1982. Marginal zones and deglaciation during the North-Polish Glaciation in the Suwałki-Augustów Lakeland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 343: 71–89.

Ber A., 1996. Sytuacja geologiczna jeziornych osadów piętra augustowskiego w Szczebrze koło Augustowa oraz osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego w Krzyżewie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 373: 35–48.

Ber A., 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 170.

Ber A., 2005. Polish Pleistocene stratigraphy – a review of interglacial stratotypes. Netherlands Journal of Geosciences, 84: 61–76.

Ber A., 2006. Pleistocene interglacials and glaciations of northeastern Poland compared to neighbouring areas. Quaternary International, 149: 12–23.

Ber A., 2009. Litologia i sytuacja geologiczna osadów interglacjału augustowskiego z profili Sucha Wieś (Pojezierze Ełckie) i Czarnucha (Równina Augustowska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 345: 3–22.

Ber A., Marks L., 2004. O potrzebie uporządkowania polskiej terminologii stratygraficznej dla czwartorzędu. *W:* XI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski: 17–18.

Ber A., Janczyk-Kopikowa Z., Krzyszkowski D., 1998. A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the oldest Pleistocene till. Quaternary Science Reviews, 17: 761–773.

Ber A., Lindner L., Marks L., 2007. Proposal of a stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland. Quaternary International, 167–168 (Suppl. I): 32.

Ber A., Lindner L., Marks L., 2007. Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. Przegląd Geologiczny, 55: 115–118.

Berendt G., 1865. Marine-Diluvialfauna in Westpreussen. Schriften der Königlichen Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 6: 203–209.

Berendt G., 1866. Marine Diluvialfauna im Westpreussen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 18: 174–176.

Berendt G., 1888. Die Beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmorane. Jahrbuch der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt, 9: 110–122.

Berendt G., Wahnschaffe F., 1887. Ergebnisse eines Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg–Strelitz. Jahrbuch der Königlichen Preusschen Geologischen Landesanstalt, 8: 363–371.

Berg G., 1915. Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 67: 63–82.

Berg G., 1927. Zur Morphologie des Riesengebirges. Zeitschrift für Geomorphologie, 2: 1–20.

Berglund B., Ralska-Jasiewiczowa M. (red.), 1986. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Wiley-Interscience, Chichester.

Literatura

Billwitz K., Helbig H., Kaiser K., Terberger, T., 1998. Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementary Issue, 112: 123–142.

Bińka K., 2010. Reinvestigation of the interglacial pollen flora at Zbójno, central Poland. Studia Quaternaria, 27: 35–41.

Bińka K., Marks L., 2018. Terrestrial versus marine archives: biostratigraphical correlation of the Middle Pleistocene lacustrine records from central Europe and their equivalents in the deep-sea cores from the Portuguese margin. Geological Quarterly, 62: 69–80.

Bińka K., Nitychoruk J., 1995. Mazovian (Holsteinian) lake sediments at Woskrzenice near Biała Podlaska. Geological Quarterly, 39: 109–120.

Bińka K., Nitychoruk J., 1996. Geological and palaeobotanical setting of interglacial sediments at Kaliłów site in southern Podlasie. Geological Quarterly, 40: 269–282.

Bińka K., Nitychoruk J., 2003. The late Saalian, Eemian and early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland. Geological Quarterly, 47: 155–168.

Bińka K., Nitychoruk J., 2011. Cyclicity in the Eemian climate? A case study of the Eemian site at Czaple, eastern Poland. Review of Palaeobotany and Palynology, 164: 39–44.

Bińka K., Marciniak B., Ziembińska-Tworzydło M., 1987. Analiza palinologiczna i diatomologiczna osadów interglacjału mazowieckiego w Adamówce (Kotlina Sandomierska). Kwartalnik Geologiczny, 31: 453–474.

Bińka K., Madeyska T., Marciniak B., Szeroczyńska K., 1988. Błędowo lake (central Poland): History of vegetation and lake development during the last 12 kyr. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36: 147–158.

Bińka K., Lindner L., Nitychoruk J., 1997. Geologic-floristic setting of the Mazovian Interglacial sites in Wilczyn and Lipnica in southern Podlasie (eastern Poland) and their palaeogeographic connections. Geological Quarterly, 41: 381–394.

Birks H.H., Ammann B., 2000. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000–9,000 calendar years BP) from Europe. Proceedings of the National Academy of Sciences, 97: 1390–1394.

Bitinas A., Damušytė A., Molodkov A., Grigienė A., Satkūnas J., Šeirienė V., Šlauteris A., 2022. Reconstruction of the Lithuanian maritime region geological history from MIS 6 to MIS 3. Quaternary International, 617: 4–20.

Björck S., 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. Quaternary International, 27: 19–40.

Błaszkiewicz M., 1988. Formy kemowe w rynnie Ruźca. Przegląd Geograficzny, 60: 127–141.

Błaszkiewicz M., 2005. Późnoglacjalna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). IGiPZ PAN, Warszawa.

Błaszkiewicz M., 2007. The use of volcanic ash in chronostratigraphy and the reconstruction of environmental changes in Central Europe over the last 15,000 years. Przegląd Geograficzny, 79: 615–625.

Błaszkiewicz M., 2011. Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. Geological Quarterly, 55: 361–374.

Błaszkiewicz M., Danel W., 2019. Formy pierścieniowe w rejonie Wejherowa jako prawdopodobne pozostałości po-pingo i ich znaczenie dla paleogeografii późnego glacjału w północnej Polsce. Przegląd Geograficzny, 91: 405–419.

Błaszkiewicz M., Gruszka B., 2005. Development and infill of Vistulian glacial Lake Gniew (N Poland): a sedimentological analysis. Geological Quaterly, 49: 449–462.

Błaszkiewicz M., Krzymińska J., 1992. Późnoglacjalna faza jeziorna w dolinie Wierzycy. Przegląd Geograficzny, 64: 369–380.

Błaszkiewicz M., Piotrowski J.A., Brauer A., Gierszewski P., Kordowski J., Kramkowski M., Lamparski P., Lorenz S., Noryśkiewicz A.M., Ott F., Słowiński M., 2015. Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. Quaternary Science Reviews, 109: 13–27.

Bond G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. Science, 278: 1257–1266.

Bond G.C., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W.J., Hoffmann S.S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294: 2130–2136.

Bonk A., Müller D., Ramisch A., Kramkowski M., Noryśkiewicz A., Sekudewicz I., Gąsiorowski M., Luberda-Durnaś K., Słowiński M., Szchwab M., Tjallingii R., Brauer A., Błaszkiewicz M., 2021. Varve microfacies and chronology from a new sediment record of Lake Gościąż (Poland). Quaternary Science Reviews, 251: 1–17.

Börner A., Błaszkiewicz M., 2016. Periglacial features and permafrost disappearance in the last glaciated area in N-Poland and NE-Germany. *W:* XI International Conference on Permafrost: 304.

Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Nowaczyk B., Zwoliński Z., 1986. Stratigraphy of eolian deposits in Wolin Island and the surrounding area, North–West Poland. Boreas, 15: 301–309.

Borówko-Dłużakowa Z., Halicki B., 1957. Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. Acta Geologica Polonica, 7: 361–397.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisielienė D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D., 2015. Climate Change During the Holocene (Past 12,000 Years). *W:* The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies: 25–49.

Böse M., Górska M., 1995. Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland. Eiszeitalter und Gegenwart, 45: 1–14.

Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2004. Evidence of European ice sheet fluctuation during the last glacial cycle. *W:* Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, 1: Europe (red. J. Ehlers, P.L. Gibbard): 441–460. Elsevier, Amsterdam.

Brauer A., Litt T., Negendank J., Zolitschka B., 2001. Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. Boreas, 30: 83–88.

Brauer A., Haug G.H., Dulski P., Sigman D.M., Negendank J.F.W., 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience, 1: 520–523.

Brewer S., Guiot J., Sánchez-Goñi M.F., Klotz S., 2008. The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data. Quaternary Science Reviews, 27: 2303–2315.

Brodniewicz I., 1960. Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. Acta Palaeontologica Polonica, 5: 235–282.

Brodniewicz I., 1965a. Fauna eemska z otworu Brachlewo. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 187: 127–129.

Brodniewicz I., 1965b. Recent and some Holocene Foraminifera of the Southern Baltic Sea. Acta Palaeontologica Polonica, 10: 131–248.

Brodniewicz I., 1969a. Die Eem-Foraminiferen der Cardiumbank bei Elblag (V.R. Polen). Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Geologie, Paläontologie, A14: 533–535.

Brodniewicz, I., 1969b. Mięczaki z interglacjalnych iłów elbląskich z Elbląga i Nadbrzeża. Acta Palaeontologica Polonica, 14: 253–290.

Brodniewicz I., 1972. Pleistocene foraminifers of the area of the lower Vistula River (northern Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 17: 421–525.

Brud S., Worobiec G. 2003. Wyniki badań makroszczątków roślin z serii witowskiej (południowa Polska). Przegląd Geologiczny, 51: 392–401.

Bruj M., Roman M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna lądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 425: 27–34.

Bujak Ł., Woronko B., Winter H., Marcinkowski B., Werner T., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., Woźniak P.P., Rosowiecka O., 2016. A new stratigraphic position of some Early Pleistocene deposits in central Poland. Geological Quarterly, 60: 238–251.

Buraczyński J. 1986. Zasięg lądolodu odry (Saalian) we wschodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 34: 684–689.

Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988. Chronologia terrmoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 191–205.

Butrym J., Lindner L., Okszos D., 1990. Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie). Przegląd Geologiczny, 38: 20–26.

Cita M.B., Gibbard P.L., Head M.J., Alloway B., Beu A.G., Coltorti M., Hall V.M., Liu J., Knudsen K.L., Kolfschoten Van T., Litt T., Marks L., McManus J., Piotrowski J.A., Pillans B., Räsänen M., Rasmussen S.O., Rousseau D.-D., Suc P., Tesakov A.S., Turner C., Walker J., Zalasiewicz J., Zazo C., 2012. Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). Episodes, 35: 388–397.

Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe M., 2009. The Last Glacial Maximum. Science, 325: 710–714.

Clark P.U., Mix A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 21: 1–7.

Cohen K.M., Gibbard P.L., 2019. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. Quaternary International, 500: 20–31.

Crutzen P.J., Stoermer E.F., 2000. The 'Anthropocene'. IGBP Global Change Newsletter, 41: 17–18.

Cuzzone J.K., Clark P.U., Carlson A.E., Ullman D.J., Rinterknecht V.R., Milne G.A., Lunkka J-P., Wohlfarth B., Marcott S.A., Caffee, M., 2016. Final deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and implications for the Holocene global sea-level budget. Earth and Planetary Science Letters, 448: 34–41.

Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1994. Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Lowland, western Poland. Folia Quaternaria, 65: 7–71.

Czubla P., 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. Acta Geographica Lodziensia, 80: 1–174.

Czubla P., 2015. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacjalnych Polski i ich znaczenie badawcze. Wydaw. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.

Czubla P., Gałązka D., Górska M., 2006. Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. Przegląd Geologiczny, 54: 352–362.

Czymzik M., Muscheler R., Adolphi F., Mekhaldi F., Dräger N., Ott F., Słowinski M., Błaszkiewicz M., Aldahan A., Possnert G., Brauer A., 2018. Synchronizing ^{10}Be in two varved lake sediment records to IntCal13 ^{14}C during three grand solar minima. Climate of the Past, 14: 687–696.

Dąbrowski M.J., 1967. Analiza pyłkowa interstadiału z Jasionki koło Rzeszowa. Acta Geologica Polonica, 17: 509–520.

De Boer W., 1995. Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. Berliner Geographische Arbeiten, 84: 215.

De Boer W.M., 1998. Aeolian landforms in the Baruth Ice-Marginal Valley and the dune profile in the Picher Berge near Schöbendorf (Brandenburg).

Literatura

W: Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła, Guide-Book of Excursion Luckenwalde–Poznań–Bełchatów: 17–21.
De Klerk P., 2002. Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. Review of Palaeobotany and Palynology, 119: 275–309.
Derkacz M., Marcinkowski B., Żarski M., 2009. Osady lodowcowe na przedpolu Tatr w rejonie Toporowej Cyrhli i Niżniej Palenicy Pańszczykowej. Przegląd Geologiczny, 57: 80–84.
Desprat S., Sánchez-Goñi M.F., Naughton F., Turon J.L., Duprat J., Malaizé B., Cortijo E., Peypouquet J.P., 2007. Climate variability of the last five Isotopic interglacials: Direct land-sea-Ice correlation from the multiproxy analysis of north-western Iberian margin deep-sea cores. *W:* The climate of the past interglacials (red. F. Sirocko i in.): 375–386. Elsevier.
Dietze E., Słowiński M., Zawiska I., Veh G., Brauer A., 2016. Multiple drivers of Holocene lake level changes at a lowland lake in northeastern Germany. Boreas, 45: 828–845.
Dobrowolski R., Mazurek M., Osadowski Z., Alexandrowicz W.P., Pidek I.A., Pazdur A., Piotrowska N., Drzymulska, D., Urban D., 2019. Holocene environmental changes in northern Poland recorded in alkaline spring-fed deposits – A multi-proxy approach. Quaternary Science Reviews, 219: 236–262.
Dolecki L., 1995. Litologia i stratygrafia mezoplejstoceńskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 51.
Dolecki L., 2002. Podstawowe profile lessów neoplejstoceńskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. UMCS, Lublin.
Dolecki L., Łanczont M., Nowak J., 1996. Osady glacjalne mezoplejstoceńskie na pograniczu Polski i Ukrainy. *W:* Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 2 (red. A. Kostrzewski): 83–95. UAM, Poznań.
Dotterweich M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment: A review. Geomorphology, 101: 192–208.
Drozdowski E., 1979. Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. Prace Geograficzne, 132.
Drozdowski E., 1986. Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. Prace Geograficzne, 146.
Dudziak J., 1961. Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. Prace Geologiczne, 5.
Dyakowska J., 1952. Roślinność plejstoceńska w Nowinach Żukowskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 67: 115–181.
Dyjor S., 1966. Wiek białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. Przegląd Geologiczny, 14: 478–480.
Dyjor S., 1970. Seria poznańska w Polsce zachodniej. Kwartalnik Geologiczny, 14: 819–835.
Dyjor S., 1984. Rozwój sedymentacji i przebieg przeobrażeń osadów w basenie serii poznańskiej w Polsce. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1354, Prace Geograficzno-Mineralogiczne, 26: 3–19.
Dyjor S., 1987. Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *W:* Materiały Konferencji Naukowej Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 85–101.
Dzieduszyńska D.A., 2019. Timing of environmental changes of the Weichselian decline (18.0–11.5 ka cal BP) using frequency distribution of ^{14}C dates for the Łódź region, Central Poland. Quaternary International, 501: 135–146.
Dzierżek J., 2009. Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. Acta Geographica Lodziensia, 95: 1–112.
Dzierżek J., Stańczuk D., 2006. Record and paleogeographic implications of Pleistocene periglacial processes in the Drohiczyn Plateau, Podlasie Lowland. Geological Quarterly, 50: 219–228.
Dzierżek J., Szymanek M., 2013. Interplenivistulian (MIS 3) environmental changes recorded in sub-till lake deposits at Wildno, Dobrzyń Lakeland (Polish Lowland). Quaternary International, 294: 99–107.
Dzierżek J., Zreda M., 2007. Timing and style of deglaciation of northeastern Poland from cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial and glaciofluvial deposits. Geological Quarterly, 51: 203–216.
Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986. Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34: 395–407.
Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987. Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich. Przegląd Geologiczny, 35: 8–15.
Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M.G., Zreda-Gostyńska G., 1996. Cosmogenic isotope ^{36}Cl — a new perspective for Quaternary chronostratigraphy of Poland. Geological Quarterly, 40: 481–486.
Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M.G., 1999. Metoda datowania kosmogenicznego izotopem ^{36}Cl – nowe dane do chronologii glacjalnej Tatr Wysokich. Przegląd Geologiczny, 47: 987–992.
Dzierżek J., Janiszewski R., Kalińska E., Lindner L., Majecka A., Makos M., Marks L., Nitychoruk J., Szymanek M., 2015. Nizina Mazowiecka i obszary przyległe. 43 stanowiska geologiczne. Przewodnik po geomorfologii i geologii czwartorzędu. Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
Dżułyński S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L., 1968. O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 2: 63–74.
Ehlers J., 1994. Allgemeine und historische Quartärgeologie. Enke, Stuttgart.
Ehlers J., 1996. Quaternary and glacial geology. John Wiley & Sons, Chichester.
Ehlers J., Eissmann L., Lippstreu L., Stephan H.J., Wansa S., 2004. Pleistocene glaciations of north Germany. Developments in Quaternary Science, 2: 135–146.
Eiriksson J., Kristensen P.H., Lykke-Andersen H., Brooks K., Murray A., Knudsen K.L., Glaister C., 2006. A sedimentary record from a deep Quaternary valley in the southern Lillebælt, Denmark: Eemian and Early Weichselian lithology and chronology at Mommark. Boreas, 35: 320–331.
Emiliani C., 1955. Pleistocene temperatures. Journal of Geology, 63: 538–578.
Engel Z., Braucher R., Traczyk A., Laetitia L., AsterTeam, 2014. ^{10}Be exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. Geomorphology, 206: 107–121.
Engels S., Self A.E., Luoto T.P., Brooks S.J., Helmens K.F., 2014. A comparison of three Eurasian chironomid–climate calibration datasets on a W–E continentality gradient and the implications for quantitative temperature reconstructions. Journal of Paleolimnology, 51: 529–547.
Fedorowicz S., Grzybowski K., Marks L., 1993. Warta Glaciation in the Warsaw Region based on recent thermoluminescence datings. Geological Quarterly, 37: 67–79.
Fedorowicz S., Zieliński P., Wysiecka G., Hołub B., 2012. Phases of aeolian accumulation on the Vistula Spit (Southern Baltic Sea) in the light of TL dating and analysis of a digital elevation model. Geological Quarterly, 56: 345–352.
Field M.H., Huntley B., Müller H., 1994: Eemian climate fluctuations observed in a European pollen record. Nature, 371: 779–783.
Fiłoc M., Kupryjanowicz M., Rzodkiewicz M., Suchora M., 2016. Response of terrestrial and lake environments in NE Poland to Preboreal cold oscillations (PBO). Quaternary International, 475: 101–117.
Foltyn E., Foltyn E.M., Jochemczyk J., Nawrocki J., Nita M., Waga J.M., Wójcik A., 2010. The oldest human traces north of the Carpathians (Kończyce Wielkie 4, Poland). Journal of Archaeological Science, 37: 1886–1897.
Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., Kucharska M., 2022. Kwestia odpływu wód zastoiska warszawskiego podczas zlodowacenia wisły. *W:* XXVII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski: 86–87.
Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., 2024a. Pradolina warszawsko-berlińska w rejonie Łęczycy: budowa geologiczna, rzeźba terenu i ewolucja. Acta Geographica Lodziensia, 116: 139–151.
Forysiak J., Majecka A., Marks L., Bujak Ł., Twardy J., 2024b. The question of drainage of the Warsaw ice-dammed lake, central Poland. Geographia Polonica, 97: 261–270.
Funder S., Balic-Zunic T., 2006. Hypoxia in the Eemian: mollusc faunas and sediment mineralogy from Cyprina Clay in the southern Baltic region. Boreas, 35: 367–377.
Funder S., Demidov I., Yelovicheva Y., 2002. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea–North Sea seaway in the Eemian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 184: 275–304.
Gadomski A., 1926. Morfologia glacjalna północnych stoków wysokich Tatr. Księgarnia B. Kotuli, Cieszyn.
Galon R., 1952. Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych prac. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 21: 334–335.
Galon R., 1961. Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway. Prace Geograficzne, 29.
Galon R., Roszkówna L., 1961. Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of analysis of the marginal forms of inland ice. Przegląd Geograficzny, 33: 347–364.
Galon R., Roszkówna L., 1967. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *W:* Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylik): 18–38. PWN, Warszawa.
Gałązka D., 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
Gałązka D., Marks L., Zabielski R., 1999. Czy litostratygrafia glin lodowcowych może być przydatna dla stratygrafii czwartorzędu Polski? Przegląd Geologiczny, 47: 261–265.
Gamrat W.W., Błaszkiewicz M., Andrzejewski L., Krześlak I., 2017. Asynchronous development of two Late Glacial lake basins near the Drwęca ice-marginal valley (N Poland). Geological Quarterly, 61: 450–464.
Gębica P., Michczyńska D.J., Starkel L., 2015. Fluvial history of the Sub-Carpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60–8 cal ka BP). Quaternary International, 388: 119–141.
Gibbard P.L., Boreham S., Cohen K.M., Moscariello A., 2005. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Boreas, 34: wkładka.
Gibbard P.L., Head J.M., Walker J.C., Alloway B., Beu A.G., Coltorti M., Hall V.M., Liu J., Knudsen K.L., Kolfschoten van T., Litt T., Marks L., McManus J., Partridge T.C., Piotrowski J.A., Pillans B., Rousseau D.-D., Suc, P., Tesakov A.S., Turner C., Zazo C., 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science, 25: 96–102.
Gibbard P., Walker M., Bauer A., Edgeworth M., Edwards L., Ellis E., Finney S., Gill J.L., Maslin M., Merritts D., Ruddiman W., 2022. The Anthropocene as an Event, not an Epoch. Journal of Quaternary Science, 37: 395–399.
Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1976. Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 26: 376–393.
Głazek J., Kowalski K., Lindner L., Młynarski M., Stworzewicz E., Tuchołka P., Wysoczański-Minkowicz, T., 1977a. Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) with vertebrate and snail faunas of the Mindelian I/Mindelian II interglacial and their stratigraphic correlations. *W:* Proceedings 7th International Speleological Congress: 211–214.
Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1977b. Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstoceńskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich. Kras i Speleologia, 1 (X): 13–28.
Głębicki P., Marks L., 2009. Origin of the drumlins at Zbójno, central Poland. Geologija, 51: 133–140.

Literatura

Godlewska A., 2014. Dynamika lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. UMCS, Lublin.

Gogołek W., Mańkowska A., 1989. Vistulian of the Turek Upland in the light of new data. Kwartalnik Geologiczny, 33: 573–586.

Górska-Zabielska M., 2008. Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacjalnej i glacjofluwialnej lobu Odry. UAM, Poznań.

Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., Demske D., Kuc T., Łącka B., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998. Discussion of the Late-Glacial recorded in the Lake Gościąż sediments. *W:* Lake Gościąż, Central Poland – A monographic study, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 171–175. W. Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Sciences, Kraków.

Goździk J., 2001. Stratygrafia i palaeogeografia osadów czwartorzędowych z środkowozachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych. *W:* Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 81–93. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, UW, Warszawa.

Gozhik P., Lindner L., Marks L., 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. Quaternary International, 271: 31–37.

Gradziński R., Unrug R., 1959. Geneza i wiek serii witowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 29: 181–195.

Granoszewski W., 1999a. Analiza pyłkowa 31 prób ze stanowiska Bukowina-4, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Laszki (985). CAG, Warszawa [nr arch. 878162].

Granoszewski W., 1999b. Analiza pyłkowa osadów interglacjalnych z Bukowiny (arkusz Laszki). *W:* VI Konferencja 'Stratygrafia plejstocenu Polski: 19–20.

Granoszewski W., 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study. Acta Palaeobotanica, Suppl. 4: 3–95.

Granoszewski W., Winter H., 2016. Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych. Przegląd Geologiczny, 64: 43–48.

Granoszewski W., Demske D., Nita M., Heumann G., Andreev A.A., 2005. Vegetation and climate variability during the Last interglacial evidenced in the pollen record from Lake Baikal. Global and Planetary Change, 46: 187–198.

Grichuk V.P. 1969. An experiment in reconstructing some characteristics of climate in the Northern Hemisphere during the Atlantic Period of Holocene. *W:* Holocene (red. M.I. Neustadt): 41–57. Nauka, Moscow.

Halicki B., 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Sprawozdanie Polskiego Instytutu Geologicznego, 5: 375–534.

Halicki B., 1950. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. Acta Geologica Polonica, 1: 106–142.

Halicki B., 1951. Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 20: 313–318.

Hammen T. van der, Wijmstra T.A., Zagwijn W.H., 1971. The floral record of the Late Cenozoic of Europe. *W:* The Late Cenozoic Glacial Ages (red. K.K. Turekian): 391–424. Yale University Press, New Haven.

Harasimiuk M., Szwajgier W., Terpiłowski S., 2004. Wpływ lądolodu zlodowacenia warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. *W:* Zlodowacenie warty w Polsce (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 163–171. UMCS, Lublin.

Harff J., Meyer M., 2011. Coastlines of the Baltic Sea – zones of competition between geological processes and a changing climate: examples from the Southern Baltic. *W:* The Baltic Sea Basin (red. J. Harff i in.): 149–164. Springer, Berlin.

Head M.J., Pillans B., Zalasiewicz J.A., Alloway B., Beu A.G., Cohen K.M., Gibbard P.L., Knudsen K.L., Kolfschoten, T. van, Lirer F., Litt T., Liu J., Marks L., McManus J., Piotrowski J.A., Räsänen M., Rasmussen S.O., Saito Y., Tesakov A., Turner C., Walker M., Zazo-Cardeña C., 2021. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System. Episodes, 44: 241–247.

Head M.J., Seidenkrantz M.-J., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., Gibbard P.L., 2005. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. Quaternary International, 130: 3–30.

Heiri O., Brooks S.J., Renssen H., Bedford A., Hazekamp M., Ilyashuk B., Jeffers E.S., Lang B., Kirilova E., Kuiper S., Millet L., Samartin S., Toth M., Verbruggen F., Watson J.E., van Asch N., Lammertsma E., Amon L., Birks H.H., Mortensen M.F., Hoek W.Z, Magyari E., Sobrino C.M., Seppä H., Tinner W., Tonkov S., Veski S., Lotter A.F., 2014. Validation of climate model-inferred regional temperature change for late-glacial Europe. Nature Communications, 5: 1–7.

Helbig H., de Klerk P., 2002. Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 51–66.

Hermanowski P., 2015. Substratum morphology and significance during the Weichselian Odra ice lobe advance in northeast Germany and northwest Poland. Geologos, 21: 241–248.

Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2019. Groundwater flow under a paleo-ice stream of the Scandinavian ice sheet and Its Implications for the formation of Stargard drumlin field, NW Poland. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 124: 1720–1741.

Hilber V., 1882. Geologische Aufhnamen um Jarosław und Leżajsk in Galizien. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1882: 243–247.

Hiller A., Litt T., Eissmann L., 1991. Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ^{14}C-Daten. Eiszeitalter und Gegenwart, 41: 26–46.

Houmark-Nielsen M., 1994. Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 41: 181–202.

Houmark-Nielsen M., 2010. Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. Boreas, 39: 343–359.

Hrynowiecka A., Pidek I.A., 2017. Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). Geological Quarterly, 61: 723–737.

Hughes P.D., Gibbard P.L., Ehlers J., 2020. The "missing glaciations" of the Middle Pleistocene. Quaternary Research 96, 161–183.

Huijzer A.S., Isarin R.F.B., 1997. The reconstruction of past climates using multi-proxy evidence: an example of the Weichselian pleniglacial in northwest and central Europe. Quaternary Science Reviews, 16: 513–533.

Huijzer A.S., Vandenberghe J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. Journal of Quaternary Science, 13: 391–417.

Huissteden K. van, Vandenberghe J., Pollard D., 2003. Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results. Journal of Quaternary Science, 18: 453–464.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. *W:* Milankovitch and Climate (red. A. Berger i in.): 269–306. Reidel, Dordrecht.

Isarin R.F.B., Bohncke S.J.P., 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in northwestern and central Europe as inferred from climate indicator species. Quaternary Research, 51: 158–173.

Isarin R.F.B., Renssen H., Vandenberghe J., 1998. The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. Journal of Quaternary Science, 13: 447–453.

Iversen J., 1944. Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. GFF, 66: 463–483.

Iversen J., 1964. Plant indicators of climate, soil and other factors during the Quaternary. *W:* Report VIth INQUA Congress, 2: 421–428.

Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko osadów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologica Sudetica, 18 (2): 7–43.

Jakobsson M., Björck S., Alm G., Andrén T., Lindeberg G., Svensson N.O., 2007. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. Global and Planetary Change, 57: 355–370.

Janczyk-Kopikowa Z., 1975. Flora interglacjału mazowieckiego w Ferdynandowie. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 290, 5–94.

Janczyk-Kopikowa Z. 1987. Uwagi na temat palinostratygrafii czwartorzędu. Kwartalnik Geologiczny, 31: 155–62.

Janczyk-Kopikowa Z., 1996. Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 373: 49–66.

Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1981. Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the North European Plain. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 335: 65–79.

Jankowski M., 2012. Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. Quaternary International, 265: 116–125.

Jary Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstoceńskich sekwencjachm lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 1: 1–136.

Jary Z., 2009. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. Quaternary International, 198: 124–135.

Jary Z., Ciszek D., 2013. Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. Quaternary International, 296: 37–50.

Jary Z., Marks L., 2024. Quaternary history. *W:* World Geomorphological Landscapes, Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 19–31. Springer.

Jasiewicz J., 1999. Glacitektoniczna struktura dupleksu (gardnieńska morena czołowa, klif w Dębinie na zachód od Rowów). *W:* Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku (red. R.K. Borówka i in.): 87–94. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań-Szczecin.

Jastrzębska-Mamełka M., 1985. Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. Acta Geographica Lodziensia, 53: 1–75.

Jentzsch A., 1895. Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 16: 165–208.

Jersak J., 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Acta Geographica Lodziensia, 32: 1–139.

Jersak J., 1991. Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1107: 10–49.

Jurkiewiczowa I., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Radoszyce. Wydaw. Geol. Warszawa.

Jurkiewiczowa I., Mamakowa K. 1960. Interglacjał w Sewerynowie koło Przedborza. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 150: 71–103.

Kaczanowski P., Kozłowski J.K., 1998. Najdawniejsze dzieje ziem polskich. Fogra, Kraków.

Kaiser K., Janke W., 1998. Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, 45: 69–102.

Literatura

Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschus O., Küster M., Libra J., Bens O., Hüttl R.F., 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. Eiszeitalter und Gegenwart, 61: 103–132.

Kaiser K., Schneider T., Küster M., Dietze E., Fülling A., Heinrich S., Kappler C., Nelle O., Schult, M., Theuerkauf M., Vogel S., De Boer A., Börner A., Preusser F., Schwabe M., Ulrich J., Wirner M., Bens O., 2020. Palaeosols and their cover sediments of a glacial landscape in northern central Europe: spatial distribution, pedostratigraphy and evidence on landscape evolution. Catena, 193, 104647.

Kalińska-Nartiša E., Nartiš M., 2016. The fan-like forms in the southern margin of the Mazovian Lowland area (Central Poland): a new high-resolution textural-timing study. International Journal of Earth Sciences, 105: 885–903.

Kalińska-Nartiša E., Dzierżek J., Bińka K., Borkowski A., Rydelek P., Zawrzykraj P., 2016. Upper Pleistocene palaeoenvironmental changes at the Zwierzyniec site, central Poland. Geological Quarterly, 60: 610–623.

Karczewski A., 1987. Lithofacies variability of a drumlin in Pomerania, Poland. *W:* Drumlin Symposium (red. J.R.J. Menzies): 177–183. Balkema, Rotterdam.

Karczewski A., 1994. Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. Zeitschrift für Geomorphologie Suppl., 95: 35–48.

Karczewski A., 1995. The Stargard drumlin field. Quaternary Studies in Poland, 13: 27–30.

Kasprzak L., 1988. Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. Dokumentacja Geograficzna, 5–6.

Kasprzak L., 1997. Main lithofacial complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland). Quaternary Studies in Poland, 14: 17–40.

Kasprzak L., 2003. Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. UAM, Poznań.

Kasprzak L., Kozarski S., 1989. Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheets positions, west-central Poland. Quaestiones Geographicae Special Issue, 2: 69–81.

Kasse C., 1997. Cold-climate aeolian sandesheet formation in northwestern Europe (c. 14–12.4 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. Permafrost and Periglacial Processes, 8: 295–311.

Kaufman D., McKay N., Routson C., Erb M., Davis B., Heiri O., Jaccard S., Tierney J., Datwyler C., Axford Y., Brussel T., Cartapanis O., Chase B., Dawson A., de Vernal A., Engels S., Jonkers L., Marsicek J., Moffa-Sanchez P., Morrill C., Orsi A., Rehfeld K., Saunders K., Sommer P.S., Thomas E., Tonello M., Toth M., Vachula R., Andreev A., Bertrand S., Biskaborn B., Bringue M., Brooks S., Caniupan M., Chevalier M., Cwynar L., Emile-Geay J., Fegyveresi J., Feurdean A., Finsinger W., Fortin M.C., Foster L., Fox M., Gajewski K., Grosjean M., Hausmann S., Heinrichs M., Holmes N., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Juggins S., Khider D., Koinig K., Langdon P., Larocque-Tobler I., Li J., Lotter A., Luoto T., Mackay A., Magyari E., Malevich S., Mark B., Massaferro J., Montade V., Nazarova L., Novenko E., Paril P., Pearson E., Peros M., Pienitz R., Plociennik M., Porinchu D., Potito A., Rees A., Reinemann S., Roberts S., Rolland N., Salonen S., Self A., Seppa H., Shala S., St-Jacques J.M., Stenni B., Syrykh L., Tarrats P., Taylor K., van den Bos V., Velle G., Wahl E., Walker I., Wilmshurst J., Zhang E., Zhilich S., 2020. A global database of Holocene paleotemperature records. Scientific Data, 7, 115.

Keilhack K., 1899. Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. Jahrbuch der Königlich-Preussischen Geologischen Landesanstalt, 19 (1898): 90–152.

Keilhack K., 1911. Geologische Karten von Preussen 1:25 000. Erläuterungen zu Blatt Teltow.

Kenig K., Lindner L., 2001. Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaceniem w Tatrach Zachodnich. Przegląd Geologiczny, 49: 1180–1182.

Kenzler M., Rother H., Hüneke H., Frenzel P., Strahl J., Tsukamoto S., Li Y., Meng S., Gallas J., Frechen M., 2018. A multi-proxy palaeoenvironmental and geochronological reconstruction of the Saalian-Eemian-Weichselian succession at Klein Klütz Höved, NE Germany. Boreas, 47: 114–136.

Klatkowa H., 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność do analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 1: 19–35.

Klimaszewski M., 1936. Zasięg maksymalny zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. Wiadomości Geograficzne, 14: 22–28.

Klimaszewski M., 1960. On the influence of pre-glacial relief on the extention and development of glaciation and deglaciation of mountaioous regions. Przegląd Geograficzny, 32: 41–49.

Klimaszewski M., 1967. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. *W:* Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylik): 431–497. Państwowe Wydaw. Naukowe, Warszawa.

Klotz S., Müller U., Mosbrugger V., de Beaulieu J-L., Reille M., 1999. Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 211: 107–126.

Kłapyta P., Zasadni J., 2018. Research history on the Tatra Mountains glaciations. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 51/52: 43–85.

Kłysz P., 1990. Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. Geografia UAM, 47: 1–236.

Knudsen K.L., Jiang H., Kristensen P., Gibbard P.L., Haila H., 2011. Early Last Interglacial palaeoenvironments in the western Baltic: foraminiferal stable isotopes and diatom-based sea-surface salinity. Boreas, 40: 681–696.

Knudsen K.L., Jiang H., Gibbard P.L., Kristensen P., Seidenkrantz M.-S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., 2012. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea. Boreas, 41: 209–234.

Kolstrup E., 1979. Herbs as July temperature indicators for parts of the Pleniglacial and Late-glacial in the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 58: 377–380.

Kolstrup E., 1995. Palaeoenvironments in the north European lowlands between 50 and 10 ka BP. Acta Zoologica Cracoviensis, 38: 35–44.

Kondracki J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 65: 513–597.

Kondratiene O., Gudelis W., 1983. Pleistocene marine sediments in the Pribaltika area. Przegląd Geologiczny, 31: 497–502.

Konieczny S., 1961. Limit of the Baltic Glaciation between Gniezno and Konin. *W:* Guide Book of Excursion, VI-th Congress INQUA: 130–132.

Kordowski J., 2013. The role of blocks of dead ice in the deposition of late glacial sediments in a large valley: A case study from the Vistula river valley in the Grudziądz basin, north Poland. Geographia Polonica, 86: 341–361.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1966. Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. Prace Muzeum Ziemi, 9: 223–296.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1979. Zmienność litologiczna i pochodzenie okruchowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski. Prace Muzeum Ziemi, 30: 3–73.

Kosmowska-Ceranowicz B., 1987. Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjalnymi (plioceńskimi) Centralnej Polski. *W:* Materiały Konferencji Naukowej Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 247–253.

Kotański Z., 1956. Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 100.

Kotrys B., Płóciennik M., Sydor P., Brooks S.J., 2020. Expanding the Swiss-Norwegian chironomid training set with Polish data. Boreas, 49: 89–107.

Koutsodendris A., Pross J., Müller U.C., Brauer A., Fletcher W.J., Kühl N., Kirilova E., Verhagen F.T.M., Lücke A., Lotter A.F., 2012. A short-term climate oscillation during the Holsteinian interglacial (MIS 11c): An analogy to the 8.2 ka climatic event? Global and Planetary Change, 92–93: 224–235.

Koutsodendris A., Pross J., Zahn R., 2014. Exceptional Agulhas leakage prolonged interglacial warmth during MIS 11c in Europe. Paleoceanography, 29: 1062–1071.

Kowalski B.J., Jaśkowski B., 1998. Zasięg lądolodu zlodowacenia Warty na obszarze między Grójcem a Szydłowcem w świetle datowań termoluminescencyjnych gliny zwałowej. Przegląd Geologiczny, 46: 355–358.

Kozarski S., 1965. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN, 5.

Kozarski S., 1975. Oriented kettle holes in outwash plains. Questiones Geographicae, 2: 99–112.

Kozarski S., 1986. Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. Czasopismo Geograficzne, 57: 247–270.

Kozarski S., 1988. Origin of pradolinas: a discussion of mistaken ideas. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 24: 75–92.

Kozarski S., 1991. Paleogeografia Polski w vistulianie. *W:* Geografia Polski – Środowisko przyrodnicze (red. L. Starkel): 80–105. PWN, Warszawa.

Kozarski S., 1993. Late Plenivistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. Geologie en Mijnbouw, 72: 143–157.

Kozarski S., 1995. The periglacial impact of the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP. Biuletyn Peryglacjalny, 34: 73–102.

Kozarski S., Kasprzak L., 1987. Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. *W:* International Geomorphology 1986 Part II (red. V. Gardiner): 693–710. John Wiley and Sons Ltd, Chichester.

Kozarski S., Nowaczyk B., 1985. Stratygrafia osadów plejstoceńskich w profilu Ujście nad Notecią (wiadomość wstępna). Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk 101, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy; 49–51.

Kozarski S., Nowaczyk B., 1999. Paleogeografia Polski w vistulianie. *W:* Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze (red. L. Starkel): 79–103. PWN, Warszawa.

Kozydra Z., Skompski S., 1996. Osady międzymorenowe w okolicy Mikorzyna na Wysoczyźnie Konińskiej. Przegląd Geologiczny, 44: 945-949.

Kramarska R., 1998. Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. Geological Quarterly, 42: 277–288.

Kristensen P., Gibbard P., Knudsen K.L., Ehlers J., 2000. Last Interglacial stratigraphy at Ristinge Klingt, South Denmark. Boreas, 29: 103–116.

Kruczkowska B., Błaszkiewicz M., Jonczak J., Uzarowicz Ł., Moska P., Brauer A., Bonk A., Słowiński M., 2020. The Late Glacial pedogenesis interrupted by aeolian activity in Central Poland – records from the Lake Gościąż catchment. Catena, 185, 14.

Krüger, S., Damrath, M., 2020. In search of the Bølling-Oscillation: a new high resolution pollen record from the locus classicus Lake Bølling, Denmark. Vegetation History and Archaeobotany, 29: 189–211.

Krupiński K., 1984. Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 31: 37–48.

Krupiński K.M., 1984–1985. Wyniki wstępnych badań palinologicznych osadów interglacjalu mazowieckiego w Bialej Podlaskiej. Rocznik Międzyrzecki, 16–17: 144–171.

Literatura

Krupiński K.M., 1988a. Sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w Białej Podlaskiej. Przegląd Geologiczny, 36: 647–655.

Krupiński K.M., 1988b. O występowaniu flory interstadialnej ponad sukcesją interglacjalną w stanowisku Biała Podlaska. Przegląd Geologiczny, 36: 665–669.

Krupiński K.M., 1995a. Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia. Acta Geographica Lodziensia, 70: 1–201.

Krupiński K.M., 1995b. Taxus in plant communities of the Mazovian Interglacial age in Central Europe and its climatostratigraphical consequences. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 29–41.

Krupiński K.M., 1996. Osady interglacjału mazowieckiego w Pawłowie Nowym na Podlasiu. Przegląd Geologiczny, 44: 168–172.

Krupiński K.M., 1997. The succession of interglacial vegetation at Mokrany Nowe in Podlasie. Acta Palaeobotanica, 37: 81–93.

Krupiński K.M., 2000. Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 169.

Krupiński K., Marks L., 1985. Stanowisko interglacjalne w Losach koło Lubawy na Pojezierzu Mazurskim (komunikat wstępny). Kwartalnik Geologiczny, 29: 767–779.

Krupiński K.M., Marks L., 1986. Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34: 375–386.

Krupiński K.M, Morawski W., 1993. Geological position and pollen analysis of Eemian Interglacial sediments of Warsaw-Wawrzyszew. Acta Palaeobotanica, 33: 309-346.

Krupiński K.M., Marks L., Szynkiewicz A., 1987. Three new sites of the Middle Pleistocene fossil floras from the Bełchatów mine, central Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 359–377.

Krzymińska J., Paruch-Kulczycka J., Pikies R., 2007. Zespoły otwornic w morskich osadach plejstoceńskich Dolnego Powiśla. *W:* XX Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów PTG: 81–82.

Krzyszkowski D., 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. Boreas, 19: 333–350.

Krzyszkowski D., 1991a. Saalian sediments of the Bełchatów outcrop, central Poland. Boreas, 20: 29–46.

Krzyszkowski D., 1991b. The middle Pleistocene polyinterglacial Czyżów Formation in the Kleszczów Graben (Central Poland): stratigraphy and palaeogeography. Folia Quaternaria, 61–62: 5–58.

Krzyszkowski D., 1991c. Vistulian fluviatile sedimentation near Belchatow, central Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 311–329.

Krzyszkowski D., 1992. Czwartorzęd rowu Kleszczowa. Litostratygrafia i tektonika. Studia Geograficzne, 54.

Krzyszkowski D., 1995. An outline of the Pleistocene stratigraphy of the Kleszczów graben, Central Poland. Quaternary Science Reviews, 14: 61–83.

Krzyszkowski D., Kuszell T., 2007. Middle and upper Weichselian pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 17–38.

Krzyszkowski D., Choma-Moryl K., Kuszell T., Malkiewicz M., Pazdur A., 1995. Wistuliańskie osady jeziorne w Jaroszowie, Przedgórze Sudeckie: wstępne wyniki i perspektywy dalszych badan. Przegląd Geologiczny, 43: 141–146.

Krzyszkowski,D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Czeczuga B., Hercman H., Jędrysek M., Kuszell T., Nawrocki J., Pazdur A., 1999a. Chronologia zmian warunków sedymentacji późnovistuliańskich osadów jeziornych w Jaroszowie. *W:* Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowań radiowęglowych i luminescencyjnych (red. A. Pazdur i in.): 113–132. WIND J. Wojewoda, Wrocław.

Krzyszkowski D., Dobracka E., Dobracki R., Czerwonka J.A., Kuszell T., 1999b. Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze, Baltic coast, northwestern Poland. Quaternary Studies in Poland, 16: 27–45.

Krzyszkowski D., Alexandrowicz W.P., Bluszcz A., Choma-Moryl K., Goslar T., Hercman H., Jędrysek M., Nawrocki J., Pazdur M., 2001. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments at Jaroszów, southwestern Poland. *W:* Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland (red. D. Krzyszkowski): 49–72. WIND J. Wojewoda, Wrocław.

Krzywicki T., 2002. The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas. Geological Quarterly, 46: 165–188.

Kuc T., Różański K., Duliński M., 1998. Isotopic indicators of the Late-Glacial/Holocene transition recorded in the sediments of Lake Gościąż. *W:* Lake Gościąż, Central Poland – A monographic study, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 158–162. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Kucia-Lubelska M., 1966. Wiek serii witowskiej w świetle badań minerałów ciężkich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36: 303–313.

Kühl N., Litt T., Schölzel C., Hense A., 2007. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. Quaternary Science Reviews, 26: 3311–3317.

Kupryjanowicz M., 2008. Vegetation and climate of the Eemian and early Vistulian Lakeland in northern Podlasie. Acta Palaeobotanica, 48: 3–130.

Kupryjanowicz M., Granoszewski W., Nalepka D., Pidek I.A., Walanus A., Balwierz Z., Fiłoc M., Kołaczek P., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz M., Winter H., 2016. Instability of the environment at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by isopollen maps of Poland. Geological Quarterly, 60: 225–237.

Laj C., Channel J.E.T., 2007. Geomagnetic excursions. Treatise on Geophysics, 5: 373–416.

Lamentowicz M., Kołaczek P., Mauquoy D., Kittel P., Łokas E., Słowiński M., Jassey V.E.J., Niedziółka K., Kajukało-Drygalska K., Marcisz K., 2019. Always on the tipping point – A search for signals of past societies and related peatland ecosystem critical transitions during the last 6500 years in N Poland. Quaternary Science Reviews, 225, 105954.

Lamparski Z., 1971. Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskliego. Biuletyn Geologiczny, 13.

Lamparski Z., 1972. Geneza form drumlinowych okolic Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie). Acta Geologica Polonica, 22: 139–158.

Lampe R., Endtmann E., Janke W., Meyer H., 2011. Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. Eiszeitalter und Gegenwart, 59: 3–20.

Lamsters K., Kalińska-Nartiša E., Zelčs V., Alexanderson H., 2017. New luminescence ages reveal early to Middle Weichselian deposits in central Latvia. Geological Quarterly, 61: 480–490.

Lankauf K.R., Pasierbski M., 1994. Osobliwości budowy wewnętrznej kemu w Czemlewie. Acta Universitatis Nikolai Copernici, Geografia XXVI, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 91: 3–26.

Laskowska-Wysoczańska W., 1967. Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. Acta Geologica Polonica, 17: 495–507.

Laskowska-Wysoczańska W., 1971. Stratygrafia i paleogeomorfologia czwartorzędu Niziny Sandomierskiej i przedgórza Karpat rejonu rzeszowskiego. Studia Geologica Polonica, 34: 1–109.

Latałowa M., 1982. Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. Acta Palaeobotanica, 22: 179–249.

Latałowa M., 2003. Holocen. *W:* Palinologia (red. S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska): 273–307. Instytut Botaniki PAN, Kraków.

Latałowa M., 2004. Late Glacial. *W:* Isopollen history of trees and shrubs, Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps (red. M.L. Ralska-Jasiewiczowa): 385–392. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Latałowa M., Borówka K., 2006. The Allerød/Younger Dryas transition in Wolin Island, northwest Poland, as reflected by pollen, macrofossils and chemical content of an organic layer separating two aeolian series. Vegetation History and Archaeobotany, 15: 321–331.

Latałowa M., Święta-Musznicka J., Słowiński M., Pędziszewska A., Noryśkiewicz A.M., Zimny M., Obremska M., Ott F., Stivrins N., Pasanen L., Ilvonen L., Holmström L., Seppä H., 2019. Abrupt *Alnus* population decline at the end of the first millennium CE in Europe – The event ecology, possible causes and implications. Holocene, 29: 1335–1349.

Lauer T., von Suchodoletz H., Vollmann H., Meszner S., Frechen M., Tinapp C., Goldmann L., Müller S., Zielhofer C., 2014. Landscape aridification in Central Germany during the late Weichselian Pleniglacial – results from the Zauschwitz loess site in western Saxony. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues, 58: 27–50.

Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielopol D.L., Dulski P., Hüls M., Milecka K., Namiotko T., Plessen B., von Grafenstein U., DecLakes participants, 2011. Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland. Boreas, 40: 57–72.

Lehmkuhl L., Zens J., Krauß L., Schulte P., Kels H., 2016. Loess-paleosol sequences at the northern European loess belt in Germany: distribution, geomorphology and stratigraphy. Quaternary Science Reviews, 153: 11–30.

Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter S., Schulte P.,Sprafke T., Jary Z., Antoine P., Wacha L., Wolf D., Zerboni A., Hošek J., Marković S.B., Obreht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V., Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. Earth-Science Reviews, 215, 103496.

Lencewicz S., 1936. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich. Przegląd Geograficzny, 16: 155–160.

Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010. “Glacial curvilineations”: new glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. Geomorphology, 120: 153–161.

Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014. Genesis of the ‘glacial curvilineation’ landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland. Sedimentary Geology, 312: 1–18.

Lewandowski J., 1988. Plejstocen środkowy w strefie doliny górnej Odry: Brama Morawska – Kotlina Raciborska (próba syntezy). Przegląd Geologiczny, 36: 465–474.

Lewiński J., 1928. Utwory preglacjalne i glacjalne Piotrkowa i okolic. Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 21: 49–66.

Liedtke H., 1956/57. Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Toruń-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematische-naturkundliche wissenschaftlichen Reihe, 6: 3–49.

Liedtke H., 1981. Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur deutschen Landeskunde, 204: 1–307.

Liedtke H., 1993. Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland. Zeitschrift für Geomorphologie Suppl, 93: 69–94.

Lindner L., 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 35.

Literatura

Lindner L., 1978. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 68: 479–508.

Lindner L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. Kwartalnik Geologiczny, 24: 689–710.

Lindner L., 1984. An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. Acta Geologica Polonica, 34: 27–49.

Lindner L., 1987a. Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 343–358.

Lindner L., 1987b. Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 31: 163–174.

Lindner L., 1988a. Jednostki glacjalne i interglacjalne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 36: 31–39.

Lindner L., 1988b. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. Acta Geologica Polonica, 38: 63–83.

Lindner L., 1988c. The Pleistocene glaciations and interglacials in Poland. Quaternary Studies in Poland, 8: 37–47.

Lindner L., 1991a. Główne jednostki podziału plejstocenu Polski. Geografia, 50: 519–530.

Lindner L., 1991b. Problems of the age and extent of the Scandinavian glaciations at the margin of the Polish Carpathians, southern Poland. Przeglad Geologiczny, 49: 819–821.

Lindner L., 1991c. Stratigraphy of main Pleistocene loess horizons and paleosols in mid-eastern Europe. Acta Geologica Polonica, 41: 85–100.

Lindner L., 1992. Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. *W:* Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia (red. L. Lindner): 441–633. PAE, Warszawa.

Lindner L., 1994. Stadials and interglacials of the last glaciation (Würm, Vistulian) in the Polish Tatra Mts. and Podhale. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 27: 59–73.

Lindner L., 1995. Till sequences and local moraines in the Holy Cross Mountains area in Central Poland. *W:* Glacial deposits in North-East Europe (red. J. Ehlers i in.): 329–337. A.A. Balkema, Rotterdam.

Lindner L., 1996. Pomazowieckie osady lodowcowe i wodnolodowcowe w rejonie Białej Podlaskiej i ich wiek w świetle dyskusji nad problemem zlodowacenia warty w Polsce. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 373: 87–96.

Lindner L., 1998. Nowe spojrzenie na plejstoceńskie osady i procesy rzeźbotwórcze w strefie Garbu Gielniowskiego (NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *W:* Materiały III Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych": 68–69.

Lindner L., 2001. Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. Przegląd Geologiczny, 49: 819–821.

Lindner L., 2005. A new look at the number, age and extent of the Middle Polish Glaciations in the southern part of central-eastern Poland. Przegląd Geologiczny, 53: 145–150.

Lindner L., Brykczyńska E., 1980. Organogenic deposits at Zbójno by Przedbórz, western slopes of the Holy Cross Mts, and their veering on stratigraphy of Poland. Acta Geologica Polonica, 30: 153–163.

Lindner L., Fedorowicz S., 1996. Wiek TL osadów plejstoceńskichw Janowie nad Radomką i problem zasięgu lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 44: 935–937.

Lindner L., Grzybowski K., 1982. Middle-Polish Glaciation (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. Acta Geologica Polonica, 32: 191–206.

Lindner L., Marciniak B., 1998. The occurrence of four interglacials younger than the Sanian 2 (Elsterian 2) Glaciation in the Pleistocene of Europe. Acta Geologica Polonica, 48: 247–263.

Lindner L., Marks L., 1995. Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. Przegląd Geologiczny, 43: 591–594.

Lindner L., Marks L., 1999. New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. Geological Quarterly: 43: 1–7.

Lindner L., Marks L., 2008. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). Geochronometria, 31: 31–37.

Lindner L., Marks L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. Przegląd Geologiczny, 60: 36–45.

Lindner L., Marks L., 2013. Origin and age of Pleistocene 'mixed gravels' in the northern foreland of the Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 83: 29–36.

Lindner L., Marks L., 2015. Early and Middle Pleistocene fluvial series in northern foreland of the Carpathians (Poland and Ukraine) and their relation to Dnistr River terraces. Quaternary International, 357: 22–32.

Lindner L., Semil J., 2007. Plejstocen w dolinie Supraśli między Fastami i Wasilkowem na północ od Białegostoku. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, 16: 43–58.

Lindner L., Siennicka-Chmielewska A., 1998. The Witów Series and the problem of the Tertiary/Quaternary boundary in South-Eastern Poland. Mededelingen Nederlands Institut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60: 287–292.

Lindner L., Dzierżek J., Nitychoruk J., 1990. Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. Kwartalnik Geologiczny, 34: 339–354.

Lindner L., Krupiński K.M., Marciniak B., Nitychoruk J., Skompski S., 1991. Plejstoceńskie osady jeziorne w stanowisku Hrud I k. Białej Podlaskiej. Kwartalnik Geologiczny, 35: 337–362.

Lindner L., Nitychoruk J., Butrym J., 1993. Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. Przegląd Geologiczny, 41: 10–21.

Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2002. Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-palaeosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine. Acta Geologica Polonica, 52: 459–469.

Lindner L., Dzierżek J., Marciniak B., Nitychoruk J., 2003. Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age and limits. Geological Quarterly, 47: 269–280.

Lindner L., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Yelovicheva Y., 2004a. Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. Geological Quarterly, 48: 97–114.

Lindner L., Boguckij A., Chlebowski R., Gożik P., 2004b. Nowe spojrzenie na zasięgi lądolodów skandynawskich w czasie zlodowaceń środkowopolskich (dnieprowskich) na obszarze Polski i Ukrainy. *W:* Badania geograficzne w poznawaniu środowiska (red. Z. Michalczyk): 97–99. UMCS, Lublin.

Lindner L., Boguckij A., Chlebowski R., Gożik P., 2004c. Znaczenie występowania glin lodowcowych w reperowych profilach lessowych Polski i Ukrainy. Przegląd Geologiczny, 52: 331–335.

Lindner L., Bogutsky A., Gozhik P., Marks L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2006. Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black sea, central Europe. Geological Quarterly, 50: 195–210.

Lindner L., Marks L., Nita, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. Quaternary International, 292: 113–123.

Lisicki S., 1997. Pleistocene of Mrągowo Lakeland. Geological Quarterly, 41: 327–346.

Lisicki S., 1998. Paleogeograficzny aspekt litostratygrafii glin zwałowych na przykładzie południowo-zachodnich Mazur. Przegląd Geologiczny, 46: 599–602.

Lisicki S., 2003. Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 177.

Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. Paleoceanography, 20, PA1003.

Lisicki S., Winter H., 2004. Rewizja pozycji stratygraficznej osadów dolnego i środkowego plejstocenu północno-wschodniej Polski. Geografia UAM, 68: 259–283.

Litt T. (red.), 2007. Stratigraphie von Deutschland – Quartär. E & G Quaternary Science Journal, 56: 1–138.

Litt T., Stebich M., 1999. Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. Quaternary International, 61: 5–16.

Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W., 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. Quaternary Science Reviews, 20: 1233–1249.

Litt T., Schmincke H.-U., Kromer B., 2003. Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. Quaternary Science Reviews, 22: 7–32.

Litt T., Behre K-E., Meyer K-D., Stephan H-J., Wansa S., 2007. Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. E & G Quaternary Science Journal, 56: 7–65.

Livingstone S.J., Piotrowski J.A., Bateman M.D., Ely J.C., Clark C.D., 2015. Discriminating between subglacial and proglacial lake sediments: an example from the Dänischer Wohld Peninsula, northern Germany. Quaternary Science Reviews, 112: 86–108.

Lotter A.F., Birks H.J.B., Eicher U., Hofmann W., Schwander J., Wick L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 159: 349–361.

Ludwikowska-Kędzia M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach. Instytut Geografii, Kielce.

Luoto T.P., Kotrys B., Płóciennik M., 2019. East European chironomid-based calibration model for past summer temperature reconstructions. Climate Research, 77: 63–76.

Lüthgens C., Böse M., 2012. From morphostratigraphy to geochronology – on the dating of ice marginal positions, Quaternary Science Reviews, 44: 26–36.

Lüttig G., 1958. Eiszeit – Stadium – Phase – Staffel, eine nomenklatorische Betrachtung. Geologisches Jahrbuch, 76: 235–260.

Łabuz, T.A., 2015. Environmental Impacts – Coastal Erosion and Coastline Changes. *W:* The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies, 381–396.

Łanczont M., 1997a. Problem of the so-called mixed gravels in the marginal zone of the Przemyśl Carpathians and in adjacent areas. Rocznik Przemyski, 33, Nauki Przyrodnicze, 4: 41–56.

Łanczont M., 1997b. Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (foreland of the Przemyśl Carpathians, south-eastern Poland) and its paleogeographic aspect. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31: 5–29.

Łanczont M., Butrym J., Pękala K., 1988. Stratigraphic and palaeogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl, East Carpathians. Quaternary Studies in Poland, 8: 79–84.

Łanczont M., Pidek I.A., Bogucki A., Wieliczkiewicz F., Wojtanowicz J., 2003. Kluczowy profil interglacjału mazowieckiego w Krukienicach na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Ukraina). Przegląd Geologiczny, 51: 597–608.

Literatura

Łanczont M., Bogucki A., Hołub B., Jacyszyn A., Kusiak J., 2011. Żwiry mieszane na przedgórzu Karpat Przemyskich i Dobromilskich – rozmieszczenie, zestawienie poglądów o ich pochodzeniu. *W:* Zbirnyk naukovykh prats do XVII ukrainsko-polskogo seminaru: 139–153.

Łanczont M., Bogucki A., Yatsyshyn A., Terpiłowski S., Mroczek P. Orłowska A., Hołub B., Zieliński P., Komar M., Woronko B., Kulesza P., Dmytruk R., Tomeniuk O., 2019. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 530: 59–77.

Łyczewska J., 1948. Sprawozdanie z badań geologicznych w północno-zachodniej części arkusza Brzesko Nowe (1:100 000). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 42: 46–75.

Łoziński W., 1907. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 52: 375–398.

Łoziński W., 1909. Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU, 43: 3–54.

Madeyska T., 1995. Roślinność Polski u schyłku części ostatniego zlodowacenia. Przegląd Geologiczny, 43: 595–599.

Madeyska T., 1998. Zróżnicowanie roślinności Polski u schyłku ostatniego zlodowacenia. Studia Geologica Polonica, 113: 137–180.

Majdanowski S., 1947. Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim. Przegląd Geograficzny, 21: 37–69.

Majecka A., Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Malkiewicz M., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Rzodkiewicz M., Myśkow E., Tomaszewska K., Wieczorek D., Raczyk J., 2022. Environmental changes during the MIS 6a–MIS 5e transition: the Parchliny 2016 profile, central Poland. Geological Quarterly, 66, 31.

Makohonienko M., 2004. Palinologiczne podstawy rekonstrukcji środowiska przyrodniczego a zagadnienia nomadyzmu i pastoralizmu w strefie euro-azjatyckiej. *W:* Nomadyzm a pastoralizm w międzyrzeczu Wisły i Dniepru (neolit, eneolit, epoka brązu) (= Archaeologia Bimaris 3) (red. A. Kośko, M. Szmyt): 235–249. Wydaw. Poznańskie, Poznań.

Makos M., 2015. Deglaciation of the High Tatra Mountains. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41: 317–336.

Makos M., Nitychoruk J,. 2011. Last Glacial Maximum climatic conditions in the Polish part of the High Tatra Mountains (Western Carpathians) Geological Quarterly, 55: 253–268.

Makos M., Nowacki Ł., 2009. Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku). Przegląd Geologiczny, 57: 72–79.

Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013a. Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains,Western Carpathians since the Last Glacial Maximum, inferred from ^{36}Cl exposure dating and glacier-climate modeling. Quaternary International, 293: 63–78.

Makos M., Nitychoruk J., Zreda M., 2013b. The Younger Dryas climatic conditions in the Za Mnichem Valley (Polish High Tatra Mountains) based on exposure-age dating and glacier-climate modeling. Boreas, 42: 745–761.

Makos M., Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M., 2014. Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. Quaternary Research, 82: 1–13.

Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Żarnowski M., Aster Team, 2016. Glacial chronology and palaeoclimate in the Bystra catchment, Western Tatra Mountains (Poland) during the Late Pleistocene. Quaternary Science Reviews, 134: 74–91.

Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Tołoczko-Pasek A., Aster Team, 2018. Last Glacial Maximum and Lateglacial in the Polish High Tatra Mountains – revised deglaciation chronology based on the ^{10}Be exposure age dating. Quaternary Science Reviews, 187: 130–156.

Makowska A., 1969. Molluscs from the Pleistocene deposits of Podgłębokie in the Lublin region. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 220: 73–79.

Makowska, A., 1976a. Staroplejstoceńskie osady organiczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjalną południowego Mazowsza. Kwartalnik Geologiczny, 20: 597–622.

Makowska A., 1976b. Stratigraphy of tills exposed along the valley of the Lower Vistula area. Geografia UAM, 12: 239–242.

Makowska A., 1977. Poziom interglacjalny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. Kwartalnik Geologiczny, 21: 769–787.

Makowska A., 1979a. Interglacjał eemski w Dolinie Dolnej Wisły. Studia Geologica Polonica, 63: 1–90.

Makowska A., 1979b. Stratigraphy of Vistula Glaciation deposits in the Lower Vistula valley of the background of marine and continental key series of Eemian Interglacial (Starogród, Grudziądz, Gniew). *W:* Symposium on Vistulian Stratigraphy. Guide-Book of Excursion: 1–22.

Makowska A., 1980. Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region. Quaternary Studies in Poland, 2: 37–55.

Makowska A., 1986a. Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. Prace Instytutu Geologicznego, 120.

Makowska A., 1986b. Nowy plejstoceński poziom morski oraz ślady morza holsztyńskiego na dolnym Powiślu. Kwartalnik Geologiczny, 30: 609–628.

Makowska A., 2001. Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 398: 25–67.

Makowska A., 2004a. Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstoceński (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. Przegląd Geologiczny, 52: 887–894.

Makowska A., 2004b. Nowe badania vistuliańskiej części profilu osadów młodoplejstoceńskich na dolnym Powiślu i wynikające z nich wnioski dyskusyjne. Przegląd Geologiczny, 52: 953–962.

Makowska A., 2009. Międzymorenowa formacja dolnopowiślańska na tle budowy osadów plejstoceńskich Pomorza nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 437: 59–124.

Makowska A., 2015. Budowa geologiczna i stratygrafia formacji preglacjalnej południowego Mazowsza nad dolną Pilicą. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202: 7–52.

Mamakowa K., 1989. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. Acta Palaeobotanica, 29: 11–176.

Mamakowa K.,1998. Wyniki badań paleobotanicznych z profilu z Przasnysza. *W:* Materiały V Konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski: 71–73.

Mangerud J., 2021. The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. Boreas, 50: 1–5.

Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, 3: 109–126.

Manikowska B., 1982. Gleby kopalne w wydmach Polski Środkowej, Roczniki Gleboznawcze, 33: 809–823.

Marciniak B., 1982. Late Glacial and Holocene new diatoms from glacial lake Przedni Staw in the Pięć Stawów Polskich Valley, Polish Tatra Mts. Acta Geologica, Academiae Scientiarum Hungariacae, 25: 161–171.

Marciniak B., Cieśla A., 1983. Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacjalnych i holoceńskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). Kwartalnik Geologiczny, 27: 123–150.

Marcisz K., Tinner W., Colombaroli D., Kolaczek P., Słowiński M., Fiaikiewicz-Koziel B., Lokas E., Lamentowicz M., 2015. Long-term hydrological dynamics and fire history over the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive. Quaternary Science Reviews, 112: 138–152.

Marković S.B., Stevens T., Kukla G.J., Hambach U., Fitzsimmons K.E., Gibbard P., Buggle B., Zech M., Guo Z., Hao Q., Wu H., O'Hara-Dhand K., Smalley I.J., Ujvari G., Sumegi P., Timar-Gabor A., Veres D., Sirocko F., Vasiljević D.A., Jary Z., Svensson A., Jović V., Lehmkuhl F., Kovacs J., Svircev Z., 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model. Earth-Science Reviews, 148: 228–258.

Marks L., 1984. Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). Biuletyn Geologiczny, 28: 133–176.

Marks L., 1988. Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). Kwartalnik AGH, Geologia, 14: 1–76.

Marks L., 1990. Zarys budowy geologicznej i ewolucji północno-zachodniej części sandru kurpiowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 34: 489–502.

Marks L., 1994a. Dead-ice features of the maximum extent of the last glaciation in northeastern Poland. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement, 95, 77–83.

Marks L., 1994b: Pozycja stratygraficzna środkowoplejstoceńskich osadów zastoiskowych w rejonie doliny dolnej Wisły. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 92: 225–232.

Marks L., 1995a. Correlation of the Middle Pleistocene ice-dam lacustrine sediments in the Lower Vistula and the Lower Elbe regions. Acta Geologica Polonica 45: 143–152.

Marks L., 1995b. Poziom przewodni środkowoplejstoceńskich osadów zastoiskowych w rejonach dolin dolnej Wisły i dolnej Łaby. *W:* Geologia i geomorfologia południowego Bałtyku, 2: 127–138.

Marks L., 2001. Typologia osadów czwartorzędowych. Geografia UAM, 64: 261–267.

Marks L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews, 21: 103–110.

Marks L., 2004a. Middle and Late Pleistocene fluvial systems in central Poland. Proceedings of the Geologists' Association, 115: 1–8.

Marks L., 2004b. Pleistocene glacial limits in Poland. Developments in Quaternary Science, 2: 295–300.

Marks L. 2004c. Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. *W:* Zlodowacenie warty w Polsce: 27–35.

Marks L., 2005a. Pleistocene river systems in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. Quaternary International, 130: 43–48.

Marks L., 2005b. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. Przegląd Geologiczny, 53: 988–993.

Marks L., 2010. Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 438: 93–98.

Marks L., 2011. Quaternary Glaciations in Poland. Developments in Quaternary Science, 15: 299–303.

Marks L., 2012. Timing of the late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. Quaternary Science Reviews, 44: 81–88.

Marks L., 2015. Last deglaciation of northern continental Europe. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41: 279–293.

Marks L., 2017. Geological record of the late Middle Pleistocene climate change in Poland. Bayreuther Forum Ökologie, 120: 56–58.

Marks L., 2023a. Pleistocene glaciations in southern Poland – a revision. Geological Quarterly, 67, 25.

Literatura

Marks L., 2023b. Quaternary stratigraphy of Poland – current status. Acta Geologica Polonica, 73: 307–340.

Marks L., 2023c. Zasady klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski i jej główne kategorie. Przegląd Geologiczny, 71: 485–502.

Marks L., 2025. Małą czy wielką literą, czyli jak zapisywać nazwy jednostek stratygraficznych czwartorzędu. Przegląd Geologiczny, 73: 674–679.

Marks L., Jary J., 2024. The Quaternary of Poland and its stratigraphic classification. Geographia Polonica, 97: 217–229.

Marks L., Karabanov A.K. (red.), 2017. Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000 z tekstem objaśniającym. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Marks L., Pavlovskaya I.E., 2003. The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. Boreas, 32: 337–346.

Marks L., Pavlovskaya I.E., 2006. Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. Quaternary International, 149: 87–93.

Marks L., Pochocka K., 1999. River valleys of the Eemian Interglacial in central Poland. Geological Quarterly, 43: 163–168.

Marks L., Lindner L., Nitychoruk J., 1995a. New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. Acta Geographica Lodziensia, 68: 135–147.

Marks L., Piotrowski J.A., Stephan H.-J., Fedorowicz S., Butrym J., 1995b. Thermoluminescence indications of the Middle Weichselian (Vistulian) Glaciation in northwest Germany. Meyniana, 47: 69–82.

Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Marks L., Ber A., Lindner L. (red.), 2014a. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu, Warszawa.

Marks L., Gałązka D., Krzymińska J., Nita M., Stachowicz-Rybka R., Witkowski A., Woronko B., Dobosz S., 2014b. Sea transgressions during Eemian in northern Poland; a high resolution proxy record from the type section at Cierpięta. Quaternary International, 328/329: 45–59.

Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016a. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. Acta Geologica Polonica, 66: 403–427.

Marks L., Gałązka D., Woronko B., 2016b. Climate, environment and stratigraphy of the Pleistocene last glacial stage in Poland. Quaternary International, 420: 259–271.

Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Hradunova A., Hrachanik M., Krzywicki T., Majecka A., Mamchyk S., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2016c. Zasięg lądolodu przedostatniego zlodowacenia skandynawskiego w strefie pogranicza polsko-białoruskiego. *W:* XXIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski Plejstocen południowej części pogranicza polsko-białoruskiego: 16–18.

Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrychanik M., Mamchyk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2018. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. Quaternary International, 478: 59–74.

Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A., 2019a. Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. Quaternary International, 534: 5–17.

Marks L., Makos M., Szymanek M., Woronko B., Dzierżek J., Majecka A., 2019b. Late Pleistocene climate of Poland in the mid-European context. Quaternary International, 504: 24–39.

Marks L., Woronko B., Majecka A., Rylova T., Orłowska A., Hrachanik M., Rychel R., Zbucki Ł., Bahdasarau M., Hradunova A., Nitychoruk L., Nowacki Ł., Pochocka-Szwarc K., 2020. Middle Pleistocene deposits at Rechitsa, western Belarus, and their input to MIS 12–6 stratigraphy in central Europe. Quaternary International, 553: 34–52.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022a. Glacial landscapes of Northern Central Europe. *W:* European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations (red. D. Palacios i in.): 45–51. Elsevier.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022b. Northern Central Europe: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. *W:* European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations (red. D. Palacios i in.): 223–228. Elsevier, Amsterdam.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2022c. Northern Central Europe: glacial landforms from the Last Glacial Maximum.*W:* European Glacial Landscapes: Maximum Extent of Glaciations (red. D. Palacios i in.): 381–388. Elsevier.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022d. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. A – Mapa powierzchni terenu. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023a. Northern Central Europe: glacial landforms during deglaciation (18.9–14.9 ka). *W:* European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation (red. D. Palacios i in.). Elsevier.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023b. Northern Central Europe: glacial landforms from the Bølling-Allerød Interstadial. *W:* European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation (red. D. Palacios i in.). Elsevier.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2023c. Northern Central Europe: glacial landforms from the Younger Dryas. *W:* European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation (red. D. Palacios i in.). Elsevier.

Marks L., Bitinas A., Błaszkiewicz M., Börner A., Guobyte R., Rinterknecht V., Tylmann K., 2024. Glacial landscape evolution during the Holocene in northern Central Europe. *W:* European Glacial Landscapes III: The Holocene (red. D. Palacios i in.). Elsevier.

Marks L., Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Hrynowiecka A., Orłowska A., 2024. Późnoplejstoceńskie osady niwalne w zachodniej części Polesia (pogranicze polsko-białorusko-ukraińskie). Przegląd Geologiczny, 72: 490–500.

Martrat B., Grimalt J.O., Shackleton N.J., de Abreu L., Hutterli M.A., Stocker T.F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. Science, 317: 502–507.

Maruszczak H., 1985. Problems of stratigraphy loesses in Poland. *W:* Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loesses, Guidebook of the International Symposium: 63–80.

Maruszczak H., 1986. Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, B 41 (2): 15–54.

Maruszczak H., 1991. Stratigraphic differentiation of Polish loesses. *W:* Podstawowe profile lessów w Polsce (red. H. Maruszczak): 13–35. UMCS, Lublin.

Maruszczak H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. *W:* Podstawowe profile lessów w Polsce, II (red. H. Maruszczak): 17–20. UMCS, Lublin.

Maruszczak H., Goździk J., 2001. Znaczenie palaeogeograficzne osadów fluwioperyglacjalnych poprzedzających nasunięcie lądolodu odrzańskiego w dolinie Wisły środkowej. *W:* Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu: 65–81.

Maslin M.A., Ridgwell A.J., 2005. Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. Geological Society Special Publications, 247: 19–34.

Matoshko, A.V., Gozhik, P.F., Danukalova, G., 2004. Key Late Cenozoic fluvial archives of eastern Europe: the Dniester, Dnieper, Don and Volga. Proceedings of the Geologists' Association, 115: 141–173.

Menke B., 1968. Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 73–84.

Michczyńska D., Starkel L., Nalepka D., Pazdur A., 2013. Hydrological changes after the last ice retreat in northern Poland using radiocarbon dating. Radiocarbon, 55: 1712–1723.

Młynarski M., 1977. New notes on the amphibian and reptilian fauna of the Polish Pliocene and Pleistocene. Acta Zoologica Cracoviensia, 22: 13–36.

Mojski J.E., (red.), 1984. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b, kenozoik, czwartorzęd. Wydaw. Geol., Warszawa.

Mojski J.E., 1985a. Geology of Poland I, Stratigraphy 3b, Cainozoic, Quaternary. Wydaw. Geol., Warszawa.

Mojski J.E., 1985b. Z aktualnych zagadnień geologii czwartorzędu Związku Radzieckiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 353: 99–126.

Mojski J.E., 1995. Pleistocene glacial events in Poland. *W:* Glacial deposits in North-East Europe (red. J. Ehlers i in.): 287–292. Balkema, Rotterdam.

Mojski J., 1999. Drobne jednostki stratygraficzne piętra Wisły w obszarze perybałtyckim. Przegląd Geologiczny, 47: 47–254.

Mojski J.E., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Mojski J.E., Rühle E. (red.), 1965. Atlas geologiczny Polski, zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 12, Czwartorzęd. Wydaw. Geol., Warszawa.

Molodkov A., Bolikhovskaya N., 2010. Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses. Estonian Journal of Earth Sciences, 59: 49–62.

Morawski W., 1999. Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland. Geological Quarterly, 43: 61–68.

Moskvitin A.I., 1959. Sovremennye predstavlenia o stratigraficheskom delenii i dlitelnosti pleistotsena. Byulletin Komissii po izucheniyu chertvertichnogo perioda, 23: 3–16.

Mroczkowska A., Kittel P., Marcisz K., Dolbunova E., Gauthier E., Lamentowicz M., Mazurkevich A., Obremska M., Płóciennik M., Kramkowski M., Łuców D., Kublitskiy Y., Słowiński M., 2021. Small peatland with a big story: 600-year paleoecological and historical data from a kettle-hole peatland in Western Russia. The Holocene, 31: 1761–1776.

Muchowski J., 1992. Obecność osadów zlodowacenia odry w południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Studia Geologica Polonica, 99: 105–119.

Müller D., Tjallingii R., Płóciennik M., Luoto T.P., Kotrys B., Plessen B., Ramisch A., Schwab M.J., Błaszkiewicz M., Słowiński M., Brauer A., 2021. New insights into lake responses to rapid climate change: the Younger Dryas in Lake Gościąż, central Poland. Boreas, 50: 535–555.

Müller H., 1974. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. Geologisches Jahrbuch, A 21: 149–169.

Murawski T., 1961. Esker and kames near Wielowiczek (E of Więcbork). *W:* Guide-book of Excursion from the Baltic to the Tatras, I, North Poland, VIth INQUA Congress: 98–99.

Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), 1995. Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników. Wydział Geologii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 2004. The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. Sedimentary Geology, 168: 149–163.

Nadachowski A., 1985. Biharian voles (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) from Kozi Grzbiet (Central Poland). Acta Zoologica Cracoviensia, 29 (2): 13–28.

Literatura

Nadachowski A., 1989. Origin and history of the present rodent fauna of Poland based on fossil evidence. Acta Theriologica, 34: 37–53.

Nadachowski A., 1990. Review of fossil Rodentia from Poland (Mammalia). Senckenbergiana Biologica, 70: 229–250.

Nadachowski A., 1998. Faunal succession of small mammal assemblages at the Pliocene-Pleistocene boundary in Poland. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60: 281–286.

Nadachowski A., 2016. Fauna and humans in the changing climate and environment of the Pleistocene and Early Holocene. *W:* The Past Societies. Polish lands from the first evidence of human presence to the Early Middle Ages 1: 500,000–5,500 BC (red. P. Urbańczyk): 31–43. Institute of Archaeology and Ethnology, Polish Academy of Sciences, Warszawa.

Nadachowski A., Krajcarz M., Krajcarz M.T., Madeyska T., Ridush B., Valde-Nowak P., Wojtal P., Zarzecka-Szubińska K., 2015. Fauna kręgowców z wybranych stanowisk strefy pery- i metakarpackiej w młodszym plejstocenie. *W:* Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej (red. M. Łanczont, T. Madeyska): 597–642. UMCS, Lublin.

Nalepka D., 2005. Late Glacial and Holocene palaeoecological conditions and changes of vegetation cover under early farming activity in the south Kujawy region (Central Poland). Acta Palaeobotanica, Supplement 6: 1–93.

Nawrocki J., 1994. Wyniki badań paleomagnetycznych utworów plejstocenu(?) z otworu Sacin (arkusz Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000). CAG, Warszawa [nr inw. 3036/2012].

Nawrocki J., 2009. Wyniki badań paleomagnetycznych osadów jeziornych z profilu Czarnucha (Równina Augustowska, Północno-wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 345: 69–74.

Nawrocki J., Siennicka-Chmielewska A.E., 1996. Loess magnetism in the Odonów section (S Poland). Geological Quarterly, 40: 231–244.

Nawrocki J., Wójcik A., 1990. On age of the "Witów series" in the light of palaeomagnetic studies. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 24: 3–9.

Nawrocki J., Wójcik A., 1995. Lithology and stratigraphy of Pleistocene loess-like deposits in the Załubińcze section (Nowy Sącz Basin, Outer Carpathians). Geological Quarterly, 39: 121–144.

Niewiarowski W., 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Societatis Scientiarum Torunensis IV, 1: 1–180.

Niewiarowski W., 1968. Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. Studia Societatis Scientarium Torunensis, C 6.

Niewiarowski W., 2003. Pleni- and late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of northern Poland. Prace Geograficzne, 189: 61–85.

Niewiarowski W., Olszewska., Wysota W., 1995. The role of subglacial features in glacial morphogenesis of the Kujawy-Dobrzyń subphase area in the southern and eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. Quaternary Studies in Poland, 13: 65–76.

Nita M., 1999. Mazovian Interglacial at Konieczki near Kłobuck (Silesian-Cracovian Upland). Acta Palaeobotanica, 39: 89–135.

Nitychoruk J., 1994. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. Rocznik Międzyrzecki, 26: 23–107.

Nitychoruk J., Ber A., Hoefs J., Krzywicki T., Schneider J., Winter H., 2000. Klimaveränderungen im Augustovian-Interglazial in Bezug auf die Bestimmungen der stabilen O- und C-Isotopen. Eiszeitalter und Gegenwart, 50: 86–94.

Nitychoruk J., Bińka K., Hoefs J., Ruppert H., Schneider J., 2005. Climate reconstruction for the Holsteinian Interglacial in eastern Poland and its comparison with isotopic data from Marine Isotope Stage 11. Quaternary Science Reviews, 24: 631–644.

Nitychoruk J., Bińka K., Ruppert H., Schneider J., 2006. Holsteinian Interglacial = Marine Isotope Stage 11? Quaternary Science Reviews, 25: 2678–2681.

Nitychoruk J., Bińka K., Sienkiewicz E., Szymanek M., Chodyka M., Makos M., Ruppert H., Tudryn A., 2018. A multiproxy record of the Younger Holsteinian Oscillation (YHO) in the Ossówka profile, eastern Poland. Boreas, 47: 855–868.

Noryśkiewicz B., 1995. Zmiany szaty roślinnej okolic Jeziora Biskupińskiego w późnym glacjale i holocenie pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych. *W:* Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacjale i holocenie (red. W. Niewiarowski): 147–179. O.W. Turpress, Toruń.

Nowaczyk B., 1986. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. Geografia UAM, 28: 1–245.

Nowaczyk B., 1994. The age of lakes and the decay of dead ice blocks on the example of the Brda outwash plain in the Charzykowy Region. Acta Universitatis Nicolae Copernici Geografia, 27: 97–110.

Nowak B.J., Rabek, W., 1987. Sytuacja morfologiczna i wyniki badań laboratoryjnych profili wierceń zawierających plejstoceńskie osady morskie w Krastudach i Bukowie. Kwartalnik Geologiczny, 31: 739–754.

Nowak J., 1965. Pozycja stratygraficzna osadów eemskich w Brachlewie koło Malborka. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 187: 119–123.

Nývlt D., 1998. Kontinentální zalednění severních Čech. Sbornik České Geografické Společnosti, 103: 445–457.

Nývlt D., Engel Z., Tyráček J., 2011. Pleistocene glaciations of Czechia. Developments in Quaternary Science, 15: 37–46.

Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 236: 41–112.

Obidowicz A., 1996. A Late Glacial-Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. Acta Palaeobotanica, 36: 159–206.

Orombelli G., Maggi V., Delmonte B., 2010. Quaternary stratigraphy and ice cores. Quaternary International, 219: 55–65.

Palombo M.R., 2014. Deconstructing mammal dispersals and faunal dynamics in SW Europe during the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 96: 50–71.

Partsch J., 1923. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. F. Enke, Leipzig.

Penck A., Brückner E., 1909–1911. Die Alpen im Eiszeitalter. Taunitz, Leipzig.

Petelski K., 1977. Zaburzenia glacidynamiczne w spągu środkowego poziomu glin zwałowych w odsłonięciach klifu w pobliżu wsi Dębina na pobrzeżu zachodniopomorskim. Zeszyty Naukowe Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia, 6: 87–99.

Petera J., 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. Acta Geographica Lodziensia, 83: 8–164.

Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D., 2017. Palaeoenvironmental Proxies for Permafrost Presence During the Younger Dryas, Central Poland. Permafrost and Periglacial Processes, 28: 726–740.

Petersen K.S., Kronborg C., 1991. Late Pleistocene history of the inland glaciation in Denmark. Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre, Paläoklimaforschung. 1. Fisher, Stuttgart: 331–342.

Pettersson G., 2002. Weichselian Glaciations in the Middle Noteć River Region, Northwest Poland. LUNDQUA Thesis, 47.

Pidek I.A., 2000. Interpretacja palinostratygraficzna zimnej jednostki pomiędzy dwiema ciepłymi w ferdynandowskiej sukcesji ze Zdan (Polska E). Przegląd Geologiczny, 48: 1035–1038.

Pidek I.A., 2003. Mesopleistocene vegetation history in the Northern Foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. UMCS, Lublin.

Pidek I.A., 2015. Palynostratigraphy and vegetation changes during the early Middle Pleistocene, based on new studies of deposits from Ferdynandów (central eastern Poland). Acta Palaeobotanica, 55: 53–66.

Pidek I.A., Małek M., 2010. A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. Geological Quarterly, 54: 69–85.

Pidek I.A., Poska A., 2013. Pollen-based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences at Łuków and Zdany (E Poland): species and modern pollen analogues based approach. Review of Palaeobotany and Palynology, 192: 65–78.

Pidek I.A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015a. Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym. Annales Universitatis Mariae-Curie-Skłodowska, B 70: 9–26.

Pidek I.A., Stachowicz-Rybka R., Żarski M., 2015b. Nowe spojrzenie paleobotaniczne na stary profil w Ferdynandowie. *W:* VII Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu: 58–61.

Piotrowska K., Michalik M., Rączkowski W., Iwanow A., Wójcik A., Derkacz M., Wasiluk R., 2015. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Tatry Wysokie (1061). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Piotrowski J.A., Hermanowski P., Piechota A.M., 2009. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. Earth Surface Processes and Landforms, 34: 481–492.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. Przegląd Geologiczny, 43: 916–927.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. Geological Quarterly, 41: 21–40.

Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3a. Kenozoik, paleogen i neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pleskot K., Apolinarska K., Kołaczek P., Suchora M., Fojutowski M., Joniak T., Kotrys B., Kramkowski M., Słowiński M., Woźniak M., Lamentowicz M., 2020. Searching for the 4.2 ka climate event at Lake Spore, Poland. Catena, 191, 104565.

Płóciennik M., Self A., Birks H.J.B., Brooks S.J., 2011. Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (central Poland) through the late Weichselian and Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 307: 150–167.

Płóciennik M., Zawiska I., Rzodkiewicz M., Noryśkiewicz A.M., Słowiński M., Müller D., Brauer A., Antczak-Orlewska O., Kramkowski M., Peyron O., Nevalainen L., Luoto T.P., Kotrys B., Seppä H., Bidaurreta J.C., Rudna M., Mielczarek M., Zawisza E., Janowska E., Błaszkiewicz M., 2022. Climatic and hydrological variability as a driver of the Lake Gościąż biota during the Younger Dryas. Catena, 212, 106049.

Pochocka-Szwarc K., Żarski M., Pidek I.A., Hrynowiecka A., Szymanek M., 2021. Nowe stanowiska osadów interglacjału mazowieckiego na Zaklęsłości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) i ich znaczenie paleogeograficzne. *W:* Glacjał i peryglacjał Europy Środkowej (red. R. Dobrowolski i in.): 257–263. UMCS, Lublin.

Popescu S-M., Biltekin D., Winter H., Suc J-P., Melinte-Dobrinescu M.C., Klotz S., Rabineau M., Combourieu-Nebout N., Clauzon G., Deaconu F., 2010. Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy. Quaternary International, 219: 152–167.

Pożaryski W., 1951. Otwornice eemskie z nad Dolnej Wisły. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 20: 309–312.

Pożaryski W., 1953. Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Prace Instytutu Geologicznego, 9.

Pross J., Klotz S., 2002. Palaeotemperature calculations from the Praetiglian/Tiglian (Plio-Pleistocene) pollen record of Lieth, northern Germany:

Literatura

implications for the climatic evolution of NW Europe. Global and Planetary Change, 34: 253–267.
Prószyńska-Bordas H., Stańska-Prószńńska W., Prószyński M., 1988. TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. Quaternary Science Reviews, 7: 265–271.
Przybylski B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. Boreas, 37: 286–296.
Przybylski B., Krzyszkowski D., Badura J., Urbański K., 2013. Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych. *W:* XX Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych: 9–15.
Punkari M., 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. Quaternary Science Reviews, 16: 741–753.
Pusch G.G., 1836. Geognostische Beschreibung von Polen. Tübingen.
Rabek W., 1990. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum. Wydaw. Geol., Warszawa.
Rączkowski W., 2015. Zasięg starszych zlodowaceń. *W:* Atlas of the Tatra Mountains, Abiotic Nature. Sheet 4. Glaciation of the Tatra Mountains (red. K. Dąbrowska, M. Guzik). Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. Quaternary Science Reviews, 111: 94–106.
Ralska-Jasiewiczowa M., 1966. Osady denne jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych. Acta Palaeobotanica, 7: 3–118.
Ralska-Jasiewiczowa M., 2006. Some comments on the palynostratigraphy of the Holocene in Poland, based on isopollen maps. Studia Quaternatia, 23: 29–35.
Ralska-Jasiewiczowa M., 2004a. Early Holocene. *W:* Isopollen History of Trees and Shrubs, Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 393–397. W. Szafer Institue of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
Ralska-Jasiewiczowa M., 2004b. Late Holocene. *W:* Isopollen history of trees and shrubs, Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 405–409. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., 1996. Poland. *W:* Palaeoecological events during the last 15000 years. Regional synthesis of palaeoecological sites of lakes and mires in Europe (red. B.E. Berglund i in.): 403–472. John Wiley & Sons, Chichester.
Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Demske D., 1998. Holocene regional vegetation history recorded in the Lake Gościąż sediments. *W:* Lake Gościąż, Central Poland – A monographic study, 1 (red. M.G. Ralska-Jasiewiczowa): 202–219. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews, 106: 14–28.
Reille M., de Beaulieu J.-L., 1995. Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, South-Central France. Quaternary Research, 44: 205–215.
Renssen H., Seppä H., Crosta X., Goosse H., Roche D.M., 2012. Global characterization of the Holocene thermal maximum. Quaternary Science Reviews, 48: 7–19.
Renssen H., Mairesse A., Goosse H., Mathiot P., Heirix O., Roche D.M., Nisancioglu K.H., Valdes P.J., 2015. Multiple causes of the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience, 8: 946–949.
Rinterknecht V.R., Marks L., Piotrowski J.A., Raisbeck G.M., Yiou F., Brook E.J., Clark P.U., 2005. Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian moraine, Poland. Boreas, 34: 186–191.
Rinterknecht V., Braucher R., Böse M., Bourlés D., Mercier J.-L., 2010. Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface. Quaternary Science Reviews, 44: 89–95.
Rodrigues T., Voelker A.H.L., Grimalt J.O., Abrantes F., Naughton F., 2011. Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): glacial suborbital variability versus interglacial stability. Palaeoceanography, 26, PA1204.
Roman M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. Acta Geographica Lodziensia, 96: 1–171.
Roman M., 2017. Ice-flow directions of the last Scandinavian ice sheet in central Poland. Quaternary International, 501 (A): 4–20.
Roman M., Balwierz Z., 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. Geological Quarterly, 54: 55–68.
Roman R., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. Quaestiones Geographicae, 33: 155–163.
Romer E., 1907. Kilka spostrzeżeń wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. Kosmos, 32: 423–440.
Romer E., 1929. Tatrzańska epoka lodowa. Prace Geograficzne, 11.
Roszko L., 1968. Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. Prace Geograficzne, 74: 65–100.
Rotnicki K., 1963. Zagadnienia zasięgów stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 11: 133–183.
Rotnicki K., 1987. Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Prosna valley in the last Glacial-Interglacial cycle. Geographia Polonica, 53: 53–65.
Rotnicki K., 1995. An outline of geomorphology and main problems of the Upper Quaternary of the Gardno-Łeba coastal plain. Journal of Coastal Research, 22: 213–220.
Rotnicki K., Borówka R.K., 1995. The last cold period in the Gardno-Łeba coastal plain. Journal of Coastal Research, 22: 225–229.
Różycki S.Z., 1961. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, 2: Middle Poland. PWN, Warszawa.
Różycki S.Z., 1964a. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. Acta Geologica Polonica, 14: 321–339.
Różycki S.Z., 1964b. Les oscillations climatiques pendent le „Grand Interglaciaire". *W:* 6th INQUA Congress Report 2: 211–225.
Różycki S.Z., 1965. Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen. Eiszeitalter und Gegenwart, 16: 189–201.
Różycki S.Z., 1967. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
Różycki S.Z., 1969. Climatostratigraphy and its application with Pleistocene of Middle Poland as example. Geographia Polonica, 17: 7–39.
Różycki S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
Różycki S.Z., 1978. Od "Mocht" do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 445–478.
Różycki S.Z., 1980. Principles of stratigraphic subdivision of Quaternary of Poland. Quaternary Studies in Poland, 1: 99–106.
Różycki S.Z., Lamparski Z., 1967. Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. Acta Geologica Polonica, 17: 369–392.
Rühle E., 1955. Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945–1953. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 70: 13–53.
Rühle E., 1965a. Czwartorzęd Polski. *W:* Zarys geologii Polski (red. M. Książkiewicz i in.): 299–350. Wydaw. Geol., Warszawa.
Rühle E., 1965b. Tablica stratygraficzna czwartorzędu w Polsce. *W:* Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 12 – Czwartorzęd (red. J.E. Mojski, E. Rühle). Inst. Geol., Warszawa.
Rühle E., 1970. Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między środkową Wisłą a dolnym Bugiem. Acta Geographica Lodziensia, 24: 389–412.
Rühle E., 1973. Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wydaw. Geol., Warszawa.
Ružička M., 2004. The Pleistocene glaciation of Czechia. Developments in Quaternary Science, 2: 27–34.
Rychel J., Woronko B., Błaszkiewicz M., Karasiewicz T., 2018. Aeolian processes records within last glacial limit areas based on the Płock Basin case (Central Poland). Bulletin of the Geological Society of Finland, 90: 55–69.
Rylova T., Savchenko I., 2005. Reconstruction of palaeotemperatures of Pleistocene interglacial intervals of Belarus from palynological evidences. Polish Geological Institute Special Papers, 16: 83–93.
Rzechowski J., 1987. Osady plio-plejstoceńskie we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (dorzecze Bugu). *W:* Materiały Konferencji Naukowej Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 179–193.
Rzechowski J., 1996a. The Ferdynandovian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. *W:* The Middle Pleistocene in Europe (red. C. Turner): 279–294. Balkema, Rotterdam.
Rzechowski J., 1996b. Interglacjał ferdynandowski w profilu stratotypowym w Ferdynandowie, południowo-wschodnie Mazowsze. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 373: 161–171.
Sadowska A., 1987. Plioceńskie flory południowo-zachodniej Polski. *W:* Materiały Konferencji Naukowej Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce: 43–52.
Sadowska A., 1995. Palinostratygrafia i palinologia neogenu Przedgórza Sudetów. *W:* Materiały Sesji 66 Zjazdu PTG: 37–47.
Saks T., Kalvans A., Zelčs V., 2012. OSL dating of Middle Weichselian age shallow basin sediments in Western Latvia, Eastern Baltic. Quaternary Science Reviews, 44: 60–68.
Sarnacka Z., 1978. Plejstocen rejonu doliny Wisły między Magnuszewem i Górą Kalwarią. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 300: 5–96.
Sarnacka Z., 1982. Stratygrafia i charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych rejonu dolnej Wisły na południe od Warszawy. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 337: 143–192.
Sarnacka Z., Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974. Osady eoplejstoceńskie okolic Magnuszewa na południowym Mazowszu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 286: 165–188.
Satkūnas J., Grigienė A., 2012. Eemian-Weichselian palaeoenvironmental record from the Mickūnai glacial depression (Eastern Lithuania). Geologija, 54 (2): 35–51.
Satkūnas J., Grigienė A., Jusienė A., Damušytė A., Mažeika J., 2009. Middle Weichselian palaeolacustrine basin in the Venta river valley and vicinity (northwest Lithuania), exemplifed by the Purviai outcrop. Quaternary International, 207: 14–25.
Sawicki L., 1922. Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego, III (21A): 26–35.
Schlaak N., 1993. Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. Berliner Geographische Arbeiten, 76.
Seidenkrantz M.S., Knudsen K.L., 1994. Marine high resolution records of the Last Interglacial in Northwest Europe: a review. Géographie physique et Quaternaire, 48: 157–168.

Literatura

Seidenkrantz M., Knudsen K.L., Kristensen P., 2000. Marine late Saalian to Eemian environments and climatic variability in the Danish shelf area. Geologie en Mijnbouw, 79: 335–343.

Siemiradzki J., 1890. O morenach czołowych bałtyckiego lodowca dyluwialnego. Kosmos, 15: 506–508.

Skompski S., 1963. Ozy Kotliny Płockiej. Przegląd Geograficzny, 35: 363–386.

Skompski S., 1969. Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 322: 175–258.

Skompski S., 1989. Molluscs and ostracod fauna of selected sites of the Mazovian Interglacial in Poland. Geological Quarterly, 33: 495–524.

Skompski S., 1996. Wzorcowe zespoły malakofauny w różnych ogniwach stratygraficznych czwartorzędu. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 151.

Słodkowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 251–294.

Słowiński M., Błaszkiewicz M., Brauer A., Noryśkiewicz B., Ott F., Tyszkowski S., 2015. The role of melting dead ice on landscape transformation in the early Holocene in Tuchola Pinewoods, North Poland. Quaternary International, 388: 64–75.

Słowiński M., Marcisz K., Płóciennik M., Obremska M., Pawłowski D., Okupny D., Słowińska S., Borówka R.K., Kittel P., Forysiak J., Michczyńska D.J., Lamentowicz M., 2016. Drought as a stress driver of ecological changes in peatland – a palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 461: 272–291.

Sobolewska M., 1952. Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 66: 245–284.

Socha P., Nalepka D., Nadachowski A., 2016. Changes in the natural environment in Polish territory in the Pleistocene and Early Holocene. *W:* The Past Societies. Polish lands from the first evidence of human presence to the Early Middle Ages, 1: 500,000–5,500 BC (red. P. Urbańczyk): 16–29. Institute of Archaeology and Ethnology, Polish Academy of Sciences, Warszawa.

Sokołowski R.J., 2002. Główne jednostki litostratygraficzne późnego plejstocenu w kopalni Wapienno na Kujawach. *W:* IX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski" Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty: 52–53.

Sokołowski R.J., Bluszcz A., 2004a. Litho- and chronostratigraphy of Late Quaternary deposits in Wapienno quarry, NW Poland. *W:* 8th International Conference "Methods of Absolute Chronology": 135–137.

Sokołowski R.J., Bluszcz A., 2004b. Stratygrafia osadów zlodowacenia wisły w Wapiennie k. Inowrocławia w świetle datowań OSL. *W:* Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski, problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej: 104–105.

Sokołowski R., Woronko B., 2007. Osady fluwioperyglacjalnej formacji z Wapienna i ich znaczenie interpretacyjne. Przegląd Geologiczny, 55: 199–200.

Sokołowski R.J., Jankowski Ł., Hrynowiecka A., Molodkov A., 2017. Evolution of fluvial system during the Pleistocene warm stage (Marine Isotope Stage 7) – a case study from the Błądzikowo Formation, N Poland. Quaternary International, 501: 109–119.

Stachowicz-Rybka R., 2011. Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. Acta Palaeobotanica, 51: 39–103.

Stachurska A., Dyjor S., Sadowska A., 1967. Plioceński profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. Kwartalnik Geologiczny, 11: 353–371.

Stachurska A., Dyjor S., Kordysz M., Sadowska A., 1973. Charakterystyka paleobotaniczna młodotrzeciorzędowych osadów z Gozdnicy na Dolnym Śląsku. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 359–384.

Stankowska A., Stankowski W., 1988. Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. Geographia Polonica, 55: 141–150.

Stankowski W., Bluszcz A., Nita M., 1999. Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i termoluminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. *W:* Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego (red. A. Pazdur i in.): 87–111. WIND J. Wojewoda, Wrocław.

Starkel L., 1971. Phases of erosion and accumulation in the Quaternary evolution of valleys of the Polish Flysch Carpathians and their foreland. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 5: 183–189.

Starkel L., 1984a. Eoplejstocen – Karpaty i kotliny podkarpackie. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b. Kenozoik, czwartorzęd (red. S. Sokołowski): 73–81. Wydaw. Geol., Warszawa.

Starkel L., 1984b. Ogólna charakterystyka geologiczna i podstawy stratygrafii – Karpaty i Kotliny Podkarpackie. *W:* Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 3b. Kenozoik, czwartorzęd (red. S. Sokołowski): 40–49. Wydaw. Geol., Warszawa.

Starkel L., 1988. Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet. Geographia Polonica, 55: 151–163.

Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Monografie, 2.

Starkel L., Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., Demske D., Różański K., Łącka B., Pelisiak A., Szeroczyńska K., Wicik B., Więckowski K., 1998. Discussion of the Holocene events recorded in the Lake Gościąż sediments. *W:* Lake Gościąż, Central Poland – A monographic study, 1 (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 239–251. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Starkel L., Gębica P., Superson J., 2007. Last Glacial – Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. Quaternary Science Reviews, 26: 2924–2936.

Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., 2017. Reflection of climatic changes during interpleniglacial in the geoecosystems of south-eastern Poland. Geochronometria, 44: 202–215.

Staszic S., 1815. O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Drukarnia Rządowa, Warszawa.

Stephan H.-J., 2014. Climato-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas – status and problems. E&G Quaternary Science Journal, 63: 3–18.

Strahl J., 2005. Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge, 12: 87–112.

Strömberg B., 1992. The final stage of the Baltic Ice Lake. Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C, 81: 347-354.

Stuchlik L., 1975. Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzycy (rejon Otwocka). Kwartalnik Geologiczny, 19: 667–678.

Stuchlik L., 1994. Some late Pliocene and early Pleistocene pollen profiles from Poland. NATO-ASI Series I, 27: 371–382.

Stuchlik L., Wójcik A., 2001. Pollen analysis of Malopolanian Interglacial deposits at Łowisko (Kolbuszowa Upland, southern Poland). Acta Palaeobotanica, 41: 15–26.

Stupnicka E., 1962. Age and origin of mixed gravels in the Cieszyn Upland (SW Poland). Acta Geologica Polonica, 12: 263–294.

Stworzewicz E., 1981. Early Pleistocene land snails from Kielniki and Kozi Grzbiet (Poland). Folia Quaternaria, 54: 43–77.

Suganuma Y., Okada M., Head M.J., Kameo K., Haneda Y., Hayashi H., Irizuki T., Itaki T., Izumi K., Kubota Y., Nakazato H., Nishida N., Okuda M., Satoguchi Y., Simon Q., Takeshita Y., 2021. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan. Episodes, 44: 317–347.

Szafer W., 1928. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 5: 21–33.

Szafer W., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 22: 1–99.

Szafer W., 1954. Plioceńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Prace Instytutu Geologicznego, 11.

Szczepankiewicz S., 1969. Sediments and forms of the far extents of Scandinavian glaciations in SW Poland. Geographia Polonica, 17: 149–159.

Szewczyk J., 2017. The deep-seated lowland relict permafrost from the Suwałki region (NE Poland) – analysis of conditions of its development and preservation. Geological Quarterly, 61: 845–858.

Szeroczyńska K., 1984. Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. Prace i Studia Geograficzne, 5: 93–102.

Szymanek M., 2012. Malacofauna of the Holsteinian lake deposits at Hrud II (eastern Poland) and its ecological significance. Geological Quarterly, 56: 117–126.

Szymanek M., 2013. Palaeoecology of the Holsteinian lake in vicinity of Wilczyn (Eastern Poland) based on molluscan studies. Geological Quarterly, 57: 637–648.

Szymanek M., 2014. Environmental changes of the Mazovian (Holsteinian/~MIS 11) palaeolake near Szymanowo (Eastern Poland) in the light of malacological analysis. Acta Geologica Polonica, 64: 249–260.

Szyndlar Z., 1981. Early Pleistocene reptile fauna from Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 31: 81–101.

Środoń A., 1960. Tabela stratygraficzna plejstoceńskich flor Polski. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 29: 299–316.

Środoń A., 1969. Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjału mazowieckiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 220: 5–12.

Świdziński H., 1935. Przyczynki do poznania zasięgu dyluwium północnego w Karpatach środkowych. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 41: 12–15.

Tarasov P., Granoszewski W., Bezrukova E., Brewer S., Nita M., Abzaeva A., Oberhänsli H., 2005. Quantitative reconstruction of the last interglacial vegetation and climate based on the pollen record from Lake Baikal, Russia. Climate Dynamics, 25: 625–637.

Terpiłowski S., Zieliński T., Mroczek P., Zieliński P., Czubla P., Fedorowicz S., 2021. New evidence for the rank of the Wartanian cold period (the Pleistocene, MIS 6): a case study from E Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 327–345.

Thierens M., Pirlet H., Colin C., Latruwe K., Vanhaecke F., Lee J.R., Stuut J.-B., Titschack J., Huvenne V.A.I., Dorschel B., Wheeler A.J., Henriet J.-P., 2012. Icerafting from the British–Irish ice sheet since the earliest Pleistocene (2.6 million years ago): implications for longterm mid-latitudinal ice-sheet growth in the North Atlantic region. Quaternary Science Reviews, 44: 229–240.

Tietze E., 1883. Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 33: 279–309.

Tobolski K., 1998. Późnoglacjalna historia zbiornika w Imiołkach. Biblioteka Studiów Lednickich, 4: 69–76.

Tobolski K., 2004. Middle Holocene. *W:* Isopollen history of trees and shrubs. Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps (red. M. Ralska-Jasiewiczowa i in.): 399–403. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.

Turkowska K., 1997. Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacjalnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen-holocen. Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 1: 67–87.

Literatura

Turner F., Tolksdorf J.F., Viehberg F., Schwalb A., Kaiser K., Bittmann,F., von Bramann U., Pott R., Staesche U., Breest K., Veil S., 2013. Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeetzel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes. Eiszeitalter und Gegenwart, 60: 91–109.

Tylmann K., Rinterknecht V.R., Woźniak P.P., Bourlès D., Schimmelpfennig I., Guillou V., Team ASTER, 2019. The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland. Quaternary Science Reviews, 219: 36–46.

Tzedakis P.C., Roucoux K.H., de Abreu L., Shackleton N.J., 2004. The duration of forest stages in Southern Europe and interglacial climate variability. Science, 306: 2231–2235.

Uhlig V., 1884. Über ein Vorkommen von Silurblöcken im nordischen Diluvium Westgaliziens. Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt, 335–336.

Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979. Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Nakło. Wydaw. Geol., Warszawa.

Uścinowicz S., 1996. Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 373: 179–193.

Uścinowicz S., 1999. Southern Baltic area during the last deglaciation. Geological Quarterly, 43: 137–148.

Uścinowicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. Polish Geological Institute Special Papers, 10.

Uścinowicz S., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Jurys L., Miotk-Szpiganowicz G., Moska P., Pączek U., Piotrowska P., Poręba G., Przezdziecki P., Uścinowicz G., 2019. Chronology of the last ice sheet decay on the southern Baltic area based on dating of glaciofluvial and ice-dammed lake deposits. Geological Quarterly, 63: 192–207.

Van Loon A., Błaszkiewicz M., Degórski M., 2012. The role of permafrost in shaping the Late Glacial relief of northern Poland. Geologie en Mijnbouw, 91: 223–231.

Velichkevich F.J., Rylova T.B., Sanko A.F., Fedenia V.M., 1993. Berezovskiy stratorayon pleistotsena Belarusi. Nauka i tekhnika, Minsk.(po rosyjsku)

Veski S., Seppä H., Stančikaitė M., Zernitskaya V., Reitalu T., Gryguc G., Heinsalu A., Stivrins N., Amon L., Vassiljev J., Heiri O., 2015. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15–8 ka BP in the Baltic-Belarus area. Quaternary International, 388: 4–11.

Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Klaczak K., Król E., 2014. Middle Weichselian pleniglacial sedimentation in the Krasówka river palaeovalley, Central Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 323–340.

Wachecka-Kotkowska L., Krzyszkowski D., Malkiewicz M., Mirosław-Grabowska J., Niska M., Krzymińska J., Myśkow E., Raczyk J., Wieczorek D., Stoiński A., Rzodkiewicz M., 2018. An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the “Parchliny 2014” section, central Poland. Quaternary International, 467: 5–25.

Wacnik A., 2009. Vegetation development in the Lake Miłkowskie area, north-eastern Poland, from the Plenivistulian to the late Holocene. Acta Palaeobotanica, 49: 287–335.

Walanus A., Nalepka D., 2005. Wiek rzeczywisty granic chronozon wyznaczonych w latach radiowęglowych. Botanical Guidebooks, 28: 313–321.

Walczak W., 1972. Sudety i Przedgórze Sudeckie. *W:* Geomorfologia Polski, 1 (red. M. Klimaszewski): 167–231. PWN, Warszawa.

Waker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S., Weiss H., 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. Episodes, 41, 213–223.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S., Weiss, H., 2019, Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. Journal of Quaternary Science, 34: 173–186.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science, 24: 3–17.

Waller R.I., Murton J.B., Kristensen L., 2012. Glacier-permafrost interactions: processes, products and glaciological implications. Sedimentary Geology, 255–256: 1–28.

Weckwerth P., Przegiętka K., Chruścińska A., Woronko B., Oczkowski H.L., 2011. Age and sedimentological features of fluvial series in the Toruń basin and the Drwęca valley (Poland). Geochronometria, 38: 397–412.

Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019. Late Weichselian glacier outburst floods in NE Poland: landform evidences and palaeohydraulic significance. Earth-Science Reviews, 194: 216–233.

White T.S., Bridgland D.R., Westaway R., Straw A., 2017. Evidence for late middle Pleistocene glaciation of the British margin of the southern North Sea. Journal of Quaternary Science, 32: 261–275.

Wicik B., 1979. Postglacjalna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich. Przegląd Geologiczny, 27: 403–404.

Wicik B., 1984. Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. Prace i Studia Geograficzne, 5: 55–69.

Więckowski K., 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego. Prace Geograficzne, 57.

Wieczorek D., 1999. Sytuacja geologiczna osadów organicznych w profilu Bukowina (otw. Bukowina 4) na arkuszu Laszki (985) SMGP 1:50 000 (wschodnia część Kotliny Sandomierskiej). *W:* VI Konferencja ‘Stratygrafia plejstocenu Polski: 70–77.

Winn K., Glos R., Averdieck F.R., Erlenkeuser H., 2000. On the age of the marine Eem in northwestern Germany. Geologos, 5: 41–56.

Winter H., 1991. Results of pollen analysis of the Poznań 1 profile. Kwartalnik Geologiczny, 35: 133–140.

Winter H., 1992. Ferdynandowska sukcesja pyłkowa z profilu Popioły – Kotlina Toruńska. Kwartalnik Geologiczny, 36: 387–392.

Winter H., 2001. Nowe stanowisko interglacjału augustowskiego w północno-wschodniej Polsce. Geografia UAM, 64: 439–450.

Winter H., 2006. Uwagi o plejstoceńskich glacjałach i interglacjałach. Przegląd Geologiczny, 54: 142–144.

Winter H., 2008. Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjału augustowskiego w profilu Żarnowo (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). Przegląd Geologiczny, 56: 1011–1118.

Winter H., 2009. Sukcesja pyłkowa z profilu Czarnucha (Równina Augustowska) i jej znaczenie dla stratygrafii dolnego plejstocenu północno-wschodniej Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 435: 109–119.

Winter H., 2011. Wyniki badań paleobotanicznych profilu Domuraty. *W:* Mapa geologiczna północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi 1:250 000, tekst objaśniający (red. L. Marks, A. Karabanov): 44–54. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Winter H., 2015. Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 202: 53–106.

Winter H., 2017. Palinokompleks południowopolski jako długotrwały zapis różnoskalowych zmian klimatycznych we wczesno-środkowoplejstoceńskim przejściu (MIS 22–13). Acta Geographica Lodziensia, 106: 139–154.

Winter H., Lisicki S., 2005. Sukcesja pyłkowa z Domurat (Wzgórza Sokólskie) i jej znaczenie dla plejstocenu Polski północno-wschodniej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 416: 115–131.

Winter H., Urbański K., 2007. Nowe stanowisko interglacjału mazowieckiego w Gajcu – Pojezierze Łagowskie (zachodnia Polska). Przegląd Geologiczny, 55: 330–335.

Winter H., Khursevich G., Fedenya S., 2008. Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. Geological Quarterly, 52: 269–280.

Wiśniewski A., Badura J., Salamon T., Lewandowski J., 2014. The alleged Early Palaeolithic artefacts are in reality geofacts: a revision of the site of Kończyce Wielkie 4 in the Moravian Gate, South Poland. Journal of Archaeological Science, 52: 189–203.

Wiśniewski E., 1971. Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. Prace Geograficzne, 83.

Wojtanowicz J., 2004. Zlodowacenie warty w Polsce: pozycja i podział stratygraficzny. *W:* Zlodowacenie warty w Polsce (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 13–25. UMCS, Lublin.

Woldstedt P., 1927. Die Gliederung des Jüngeren Diluvium in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 79: 51–52.

Woldstedt P., 1928. Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. Jahresberichte der niedersächsischengeologischen Vereisung, 21:10–17.

Woldstedt P., 1929. Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Enke, Stuttgart.

Wolff E.W., 2007. When is the „present”? Quaternary Science Reviews, 26: 3023–3024.

Woronko B., 2012. Zapis procesów eolicznych w piaszczystych osadach plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.

Woronko B., Bujak Ł., 2010. Mikrorzeźba powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej osadów preglacjalnych serii kozienickiej jako wskaźnik warunków transportu i depozycji w południowej części Niziny Mazowieckiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 438: 137–154.

Woronko B., Bujak Ł., 2018. Quaternary aeolian activity of Eastern Europe (a Poland case study). Quaternary International, 478: 75–96.

Woźniak P.P., Sokołowski R.J., Czubla P., Fedorowicz S., 2018. Stratigraphic position of tills in the Orłowo Cliff section (northern Poland): a new approach. Studia Quaternaria, 35, 25–40.

Wójcik A., Rączkowski W., 2015. Zlodowacenie Tatr Polskich w świetle Szczegółowej mapy geologicznej Tatr w skali 1:10 000. *W:* Nauka Tatrom, 1: 185–190.

Wójcik A., Nawrocki J., Nita M., 2004. Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska) – analiza genezy i wieku na tle schematów podziału stratygraficznego czwartorzędu. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 409: 5–50.

Wysoczański-Minkowicz T., 1969. An attempt at relative age determination of fossil bones by fluorine-chlorine-apatite method. Studia Geologica Polonica, 28: 1–76.

Wysota W., 1994. Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, North Poland. Sedimentary Geology, 91: 345–364.

Wysota W., 1999. Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern Chełmno–Dobrzyń Lakeland, northern Poland. Geological Quarterly, 43: 189–202.

Literatura

Wysota W., 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wydaw. UMK, Toruń.

Wysota W., Molewski P., Sokołowski R.J., 2009. Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. Quaternary International, 207: 26–41.

Zabielski R., 1996. Application of a petrographic method to identification of the till floes. Geological Quarterly, 40: 283–298.

Zabielski R., 2000. Charakterystyka petrograficzna glin lodowcowych rejonu Konina w świetle analizy statystycznej. Przegląd Geologiczny, 48: 345–350.

Zabielski R., 2004. Jakie cechy składu petrograficznego żwirów glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii? Przegląd Geologiczny, 52: 340–346.

Zagwijn W.H., 1960. Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Mededelingen van de Geologische Stichting, C-III-1 (5), 78 s.

Zagwijn W.H., 1971. Vegetational history of the coastal dunes in the western Netherlands. Acta Botanica Neerlandica, 20: 174–182.

Zagwijn W.H., 1974. The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. Boreas, 3: 75–97.

Zagwijn W.H., 1975. Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the Lower Pleistocene of Europe. *W:* Ice Ages: ancient and modern (red. F. Moseley): 137–152. Seel House Press, Liverpool.

Zagwijn W.H., 1979. Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin. Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis, 2: 31–42.

Zagwijn W.H., 1985. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 64: 17–24.

Zagwijn W.H., 1989. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. Geologie en Mijnbouw, 68: 107–120.

Zagwijn W.H., 1992. The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. Quaternary Science Reviews, 11: 583–591.

Zagwijn W.H., 1996. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. *W:* Proceedings of the SEQS Cromer Symposium (red. C. Turner): 145–172. Balkema, Rotterdam.

Zagwijn W.H., 1998. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands). Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60: 19–31.

Zagwijn W.H., 2004. The Neogene-Quaternary boundary in the Netherlands. *W:* The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary (red. A.J. van Couvering): 185–190. World and Regional Geology 9. Cambridge University Press, Cambridge.

Zalasiewicz J., Waters C.N., Williams M., Summerhayes C.P. (red.), 2019. The Anthropocene as a Geological Time Unit: A Guide to the Scientific Evidence and Current Debate. Cambridge University Press, Cambridge.

Zalasiewicz J., Head M.J., Waters C.N., Turner S.D., Haff P.K., Summerhayes C., Williams M., Cearreta A., Wagreich M., Fairchild I.I., Rose N.I., Saito Y., Leinfelder R., Fiałkiewicz-Kozieł B., An Z., Syvitski J., Gałuszka A., Mccarthy F.M.G., Ivar Do Sul J., Barnosky A., Cundy A.B., Mcneill J.R., Zinke J., 2024. The Anthropocene within the Geological Time Scale: a response to fundamental questions. Episodes, 47: 65–83.

Zasadni J., Kłapyta P., 2014. The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. Journal of Maps, 10: 440–456.

Zasadni J., Kłapyta P., Kałuża P., Makos M., 2022. The Tatra Mountains: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. *W:* European Glacial Landscapes (red. D. Palacios i in.): 271–275. Elsevier.

Zastawniak E. (red.), 1992. The younger Tertiary deposits in the Gozdnica Region (SW Poland) in the light of recent palaeobotanical research. Polish Botanical Studies, 3.

Zastawniak-Birkenmajer E., Birkenmajer K., 2012. Problem granicy pliocen/plejstocen w słodkowodnych osadach Mizernej na Podhalu. Przegląd Geologiczny, 60: 276–283.

Zeeberg J., 1998. The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. Boreas, 27: 127–139.

Zeuner F., 1928. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Borna, Leipzig.

Zieliński T., 2007. The Pleistocene climate-controlled fluvial sedimentary record in the Bełchatów mine (central Poland). Sedimentary Geology, 193: 203–209.

Żarski M., 1994. Zasięg zlodowacenia liwca (wieprza) w świetle wyników badań wieku bezwzględnego metod TL w dolinie środkowej Wisły. Przegląd Geologiczny, 42: 285–286.

Żarski M., 2002. Pleistocene river valleys and ice sheet limits in the Southern Mazovian Lowland, central Poland. Geological Quarterly, 46: 147–163.

Żarski M., Nita M., Winter H., 2005. Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). Przegląd Geologiczny, 53: 137–144.

Żarski M., Małek M, Albrycht A., 2009. Plejstocen południowego Podlasia. *W:* XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski: 20–36.

Żarski M., Kucharska M., Winter H., 2015. Pojezierze eemskie na Równinie Radomskiej. *W:* VII Konferencja paleobotaniki czwartorzędu: 69–71.



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba
geologiczna

ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa

pgi.gov.pl

ISBN 978-83-68623-86-4