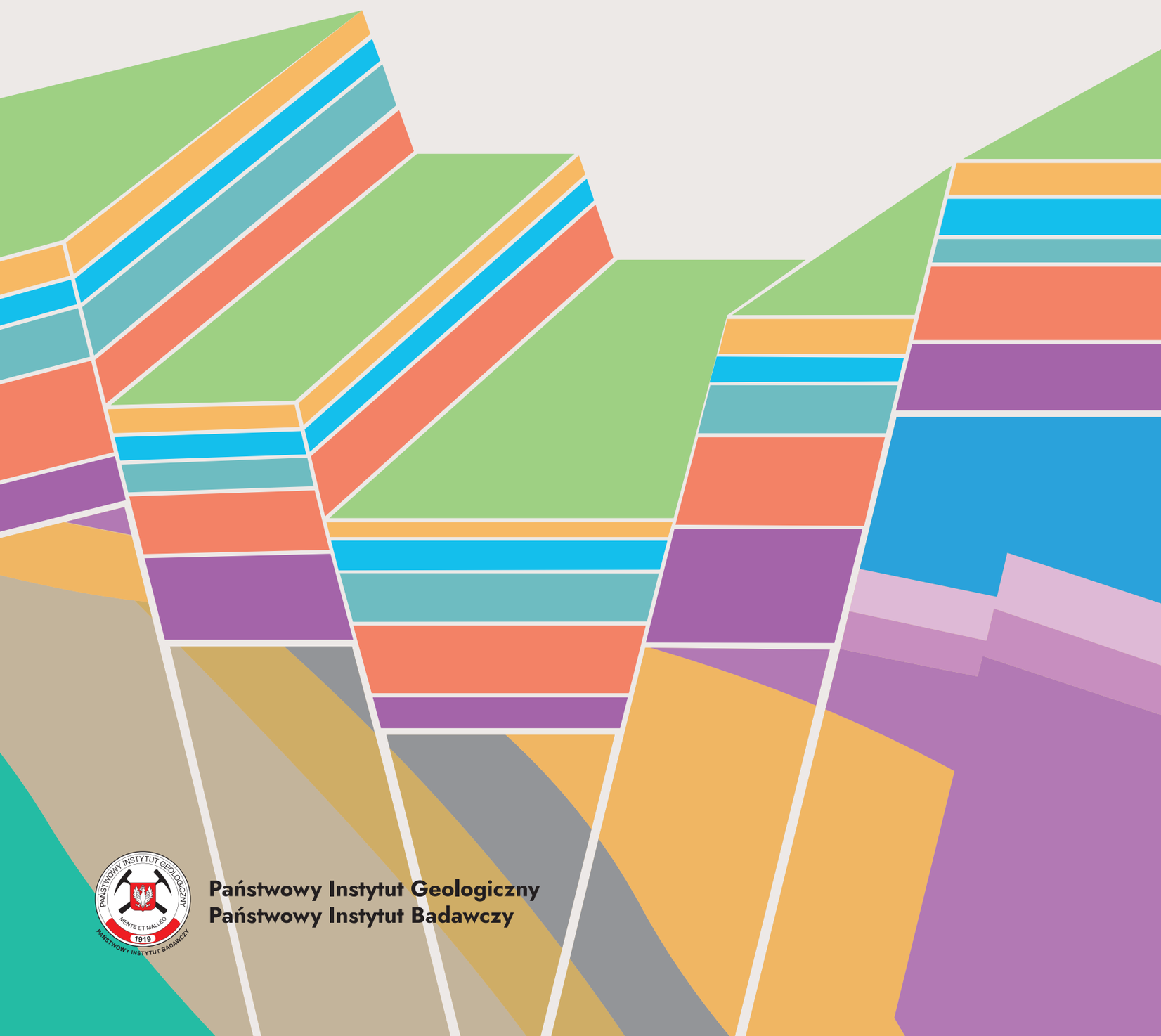
BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI

2

TEKTONIKA

Pod redakcją naukową
Pawła Aleksandrowskiego i Karola Zglinickiego



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI

TOM 2
TEKTONIKA

Pod redakcją naukową
Pawła Aleksandrowskiego i Karola Zglinickiego

Warszawa 2026

Zespół autorski: Paweł Aleksandrowski[1], Aneta Anczkiewicz[2], Janusz Badura[1], Jan Barmuta[2], Dariusz Botor[3], Teresa Brzezińska-Wójcik[4], Michał Bukała[2], Andreas Gärtner[5], Łukasz Gągała[2], Andrzej Głuszyński[1], Jacek Grabowski[1], Marek Jarosiński[1], Janusz Jureczka[1], Edyta Jurewicz[6], Paweł H. Karnkowski[6], Jonas Kley[7], Aleksander Kowalski[1], Michał Krobicki[3], Ewa Krzemińska[1], Piotr Krzywiec[2], Ulf Linnemann[5], Mirosław Ludwiniak[1], Stanisław Madej[8], Tomasz Malata[1], Alexander Malz[9], Leszek Marks[1], Stanisław Mazur[2], Rostislav Melichar[10], Włodzimierz Mizerski[1], Karsten Obst[11], Andrzej Piotrowski[1], Dušan Plašienka[12], Paweł Poprawa[3], Artur Sobczyk[8], Grzegorz Staryszak[13], Jacek Szczygieł[14], Maciej Tomaszczyk[13], Marek Widera[15], Wojciech Włodarski[15], Jerzy Żaba[14]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
[2] Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa.
[3] Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie.
[4] Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.
[5] Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Niemcy.
[6] Uniwersytet Warszawski.
[7] Georg-August-Universität Göttingen, Niemcy.
[8] Uniwersytet Wrocławski.
[9] Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle (Saale), Niemcy.
[10] Masarykova univerzita v Brně, Republika Czeska.
[11] Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, Niemcy.
[12] Univerzita Komenského v Bratislave, Słowacja.
[13] ORLEN S.A., Warszawa.
[14] Uniwersytet Śląski w Katowicach.
[15] Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Recenzenci: dr Anna Feldman-Olszewska, prof. dr hab. Jacek Grabowski, prof. dr hab. Marek Jarosiński, prof. dr hab. Paweł H. Karnkowski, prof. dr hab. Marek Lewandowski, prof. dr hab. Piotr Migoń, dr hab. Marta Oszczypko-Clowes, prof. UJ., dr hab. Jacek Szczepański, prof. UWr, prof. dr hab. Anna Świerczewska, prof. dr hab. Andrzej Wierzbowski, prof. dr hab. Anna Wysocka, prof. dr hab. Jerzy Żaba

Skład i łamanie: Dział Wydawnictw

Projekt typograficzny i projekt okładki: Monika Cyrklewicz

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

DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.978-83-68751-29-1

ISBN 978-83-68751-29-1

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

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Sfinansowano ze środków NARODOWEGO FUNDUSZU OCHRONY ŚRODOWISKA i GOSPODARKI WODNEJ

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

Sugerowany sposób cytowania:

Aleksandrowski P., Zglinicki K. (red.), 2026 – Budowa geologiczna Polski. T. 2. Tektonika. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Mazur S., 2026 – Strefa Teisseyre'a-Tornquista i głębokie podłoże Niżu Polskiego. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

SPIS TREŚCI

PRZEDMOWA 9

1. WSTĘP 11

2. POLSKA NA TLE BUDOWY I EWOLUCJI TEKTONICZNEJ EUROPY 13
Literatura 16

3. GŁÓWNE RYSY TEKTONIKI POLSKI 17
3.1. Dotychczasowe ujęcia 17
3.2. Główne elementy tektoniki Polski 18
3.3. Jakie koncepcje zostały zmodyfikowane? 22
3.4. O koncepcjach terranów w obrębie strefy TESZ 29
3.5. Podsumowanie 30
Literatura 30

4. PLATFORMA PREKAMBRYJSKA (WSCHODNIOEUROPEJSKA) 33
4.1. Podłoże krystaliczne platformy wschodnioeuropejskiej 33
4.1.1. Wprowadzenie 33
4.1.2. Starsze modele budowy podłoża polskiej części kratonu 34
4.1.3. Struktura podłoża krystalicznego kratonu w obrazie sejsmicznym 34
4.1.4. Podłoże krystaliczne obszaru Fennoskandii – układ domen, litologia, wiek protolitu i metamorfizm 38
4.1.4.1. Paleoproterozoiczna ewolucja tektoniczna i magmowa 38
4.1.4.2. Mezoproterozoiczna aktywność tektoniczna i magmowa 43
4.1.4.3. Deformacje nieciągłe w podłożu krystalicznym 46
4.1.5. Podłoże krystaliczne obszaru Sarmacji 46
4.1.6 Położenie szwu tektonicznego Fennoskandia–Sarmacja 48
Literatura 49
4.2. Strefa Teisseyre'a-Tornquista i głębokie podłoże Niżu Polskiego 53
4.2.1. Wprowadzenie 53
4.2.2. Obraz geofizyczny strefy Teisseyre'a-Tornquista 53
4.2.3. Modelowanie geofizyczne strefy granicznej kratonu i platformy paleozoicznej z użyciem danych grawimetrycznych, magnetycznych i sejsmicznych 54
4.2.4. Struktura wgłębna skorupy ziemskiej w strefie Teisseyre'a-Tornquista 54
4.2.5. Implikacje dla ewolucji tektonicznej 55
4.2.6. Budowa głębokiego podłoża Niżu Polskiego 59
Literatura 63
4.3. Przedpermska pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego 65
4.3.1. Wprowadzenie 65
4.3.2. Baseny osadowe w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego 67
4.3.3. Jednostki tektoniczne basenu bałtyckiego 71
4.3.4. Jednostki tektoniczne basenów lubelsko-podlaskiego i lubelsko-lwowskiego 75
4.3.5. Neoproterozoiczno-paleozoiczna ewolucja tektoniczna 83
4.3.5.1. Ryft środkowoneoproterozoiczny a rozpad superkontynentu Rodinia 83
4.3.5.2. Ryfty późnoediakarskie a rozpad superkontynentu Pannocji 84
4.3.5.3. Pasywny brzeg kontynentalny Baltiki (późny ediakar–późny ordowik) 89

4.3.5.4. Kaledońska kolizja i rozwój zapadlisk przedgórskich (późny ordowik–wczesny dewon) . . . 89
4.3.5.5. Baseny dewońsko-karbońskie . . . 93
Literatura . . . 96

WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 4.1. Głęboka struktura kratonu wschodnioeuropejskiego w południowo-wschodniej Polsce i na zachodzie Ukrainy: wielkoskalowe nasunięcia i efekty regionalnej ekstensji . . . 101

5. PLATFORMA PALEOZOICZNA . . . 107
5.1. Przedpermskie podłoże orogeniczne . . . 107
5.1.1. Blok górnośląski . . . 107
5.1.1.1. Pozycja tektoniczna . . . 107
5.1.1.2. Granice bloku górnośląskiego . . . 107
5.1.1.3. Prekambryjski fundament . . . 107
5.1.1.4. Terrany prekambryjskiego podłoża . . . 113
5.1.1.5. Paleozoiczna pokrywa platformowa bloku górnośląskiego . . . 114
5.1.1.6. Paleozoiczne jednostki tektoniczne bloku górnośląskiego . . . 117
5.1.1.7. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec . . . 121
5.1.1.8. Tektonika regionu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego . . . 124
Literatura . . . 131
5.1.2. Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe – centralny element masywu małopolskiego . . . 135
5.1.2.1. Góry Świętokrzyskie i ich stosunek do jednostek sąsiednich . . . 135
5.1.2.2. Masyw małopolski w strukturze przedpermskich basenów sedymentacyjnych Polski . . . 139
5.1.2.3. Strukturalne i sedymentacyjne ramy masywu małopolskiego w czasie rozwoju polskiego basenu permsko-mezozoicznego . . . 146
5.1.2.4. Masyw małopolski i Góry Świętokrzyskie w paleogenie i neogenie . . . 151
5.1.2.5. Główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich . . . 153
5.1.2.6. Wgłębna budowa Gór Świętokrzyskich i obszarów sąsiednich na głębokich przekrojach geologicznych . . . 158
Literatura . . . 161
5.1.3. Kaledonidy niemiecko-polskie . . . 169
5.1.3.1. Wprowadzenie . . . 169
5.1.3.2. Budowa geologiczna i ramy tektoniczne . . . 169
5.1.3.3. Struktura frontu deformacji kaledońskiej na Pomorzu . . . 172
5.1.3.4. Struktura szwu Thora we wschodnich Niemczech . . . 172
5.1.3.5. Przebieg szwu Thora pomiędzy wschodnimi Niemcami a Polską . . . 175
5.1.3.6. Implikacje regionalne . . . 176
5.1.3.7. Basen przedgórski kaledonidów . . . 178
5.1.3.8. Ewolucja orogenu kaledońskiego w Polsce i Europie Środkowej – podsumowanie . . . 180
Literatura . . . 181
5.1.4. Polski segment orogenu waryscyjskiego . . . 183
5.1.4.1. Waryscyjskie internidy w Sudetach i na ich północnym przedpolu . . . 183
Literatura . . . 206
5.1.4.2. Eksternidy: zewnętrzne waryscyjskie pasmo fałdowo-nasuwcze . . . 213
Literatura . . . 230
5.1.5. Podłoże platformowe wschodniej części Niemiec: od Pannocji do Pangei ze szczególnym uwzględnieniem sygnatur izotopowych . . . 233
5.1.5.1. Wprowadzenie w sytuację tektoniczną . . . 233
5.1.5.2. Izotopowy zapis poszczególnych płyt litosferycznych . . . 236
5.1.5.3. Kontynuacja głównych jednostek tektonicznych pomiędzy Polską a wschodnią częścią Niemiec . . . 237
Literatura . . . 243
5.1.6. Waryscyjskie internidy na terenie Czech i Moraw: zarys przedpermskiej geologii Masywu Czeskiego . . . 246
5.1.6.1. Problemy z definicją Masywu Czeskiego . . . 246
5.1.6.2. Główne etapy ewolucji tektonicznej . . . 246
5.1.6.3. Ogólny podział tektoniczny Masywu Czeskiego . . . 246
5.1.6.4. Terrany lugodanubskie . . . 247
5.1.6.5. Terran czeski (Bohemikum) . . . 247
5.1.6.6. Terran saksoturyński (Saksoturyngikum) . . . 250
5.1.6.7. Terran moldanubski (Moldanubikum) . . . 250
5.1.6.8. Terrany brunowistuliku . . . 252
5.1.6.9. Terran morawski (Morawikum) . . . 254

5.1.6.10. Jednostki utworzone w orogenezie waryscyjskiej . . . 254
Literatura . . . 257
5.2. Powaryscyjski basen polsko-niemiecki . . . 259
5.2.1. Basen polski . . . 259
Literatura . . . 271
5.2.2. Późnowaryscyjskie i powaryscyjskie baseny Sudetów . . . 275
5.2.2.1. Synklinorium północnosudeckie . . . 277
5.2.2.2. Synklinorium śródsudeckie . . . 288
5.2.2.3. Rów górnej Nysy Kłodzkiej . . . 297
5.2.2.4. Rowy tektoniczne bloku sowiogórskiego . . . 301
Literatura . . . 307
5.2.3. Budowa geologiczna i permo-mezozoiczna ewolucja wschodniej części basenu północnoniemieckiego . . . 310
5.2.3.1. Ewolucja basenu . . . 310
5.2.3.2. Struktury tektoniczne i ich korelacje ze strukturami w Polsce . . . 314
5.2.3.3. Mechanizmy kontrolujące ewolucję basenu . . . 318
Literatura . . . 319
5.2.4. Baseny późno- i powaryscyjskie Masywu Czeskiego . . . 320
Literatura . . . 322
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 5.1.1. Problem przebiegu zachodniej granicy Brunowistulii na bloku przedsudeckim . . . 323
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 5.1.4.2. Późnokarbońskie deformacje kompresyjne w rdzeniach wiertniczych z basenu lubelsko-lwowskiego . . . 326
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 5.2.1. Elementy tektoniki monokliny przedsudeckiej w rejonie kopalń rud miedzi i srebra między Lubinem a Głogowem . . . 328
6. MEZOZOICZNO-KENOZOICZNE PASMO OROGENICZNE KARPAT WRAZ Z ZAPADLISKIEM PRZEDGÓRSKIM . . . 333
6.1. Wprowadzenie . . . 333
6.2. Wewnętrzne i centralne Karpaty Zachodnie . . . 336
6.2.1. Wewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty wewnętrzne) . . . 336
6.2.2. Zewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty centralne) . . . 336
6.2.3. Tatry – polska część Karpat centralnych . . . 341
6.2.3.1. Wprowadzenie . . . 341
6.2.3.2. Trzon krystaliczny Tatr – petrografia, metamorfizm i geochronologia . . . 342
6.2.3.3. Zarys tektoniki trzonu krystalicznego Tatr . . . 346
6.2.3.4. Rozwój facjalny basenów Tatr . . . 347
6.2.3.5. Ewolucja poglądów na powstanie struktury orogenicznej Tatr . . . 350
6.2.3.6. Przebieg i uwarunkowania nasunięć płaszczowinowych w Tatrach . . . 351
6.3. Pieniński pas skałkowy . . . 354
6.3.1. Zarys tektoniki i paleogeografii pienińskiego pasa skałkowego . . . 354
6.3.2. Pieniński pas skałkowy w Polsce . . . 357
6.3.2.1. Ewolucja i rozwój facjalny basenów pienińskiego pasa skałkowego . . . 359
6.3.2.2. Poglądy na genezę i strukturę pienińskiego pasa skałkowego . . . 362
6.3.2.3. Problemy z odtworzeniem struktury pienińskiego pasa skałkowego . . . 364
6.3.2.4. Ewolucja pienińskiego pasa skałkowego w późnej kredzie, paleogenie i neogenie . . . 367
6.4. Postorogeniczny basen paleogeński Karpat centralnych . . . 369
6.4.1. Rozwój paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego . . . 370
6.4.2. Tektonika paleogenu centralnokarpackiego. Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie . . . 371
6.4.2.1. Równoleżnikowe strefy tektoniczne synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego . . . 372
6.4.2.2. Poprzeczne strefy uskokowe synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego . . . 373
6.5. Aktywność neotektoniczna w masywie Tatr, niecce podhalańskiej i pienińskim pasie skałkowym . . . 375
6.5.1. Kenozoiczne wypiętrzanie Tatr i jego wpływ na obszary przyległe . . . 375
6.5.2. Przełom Dunajca . . . 376
6.5.3. Geotermia podhalańska . . . 377
6.6. Eksternidy Karpat Zachodnich (Karpaty zewnętrzne) . . . 378
6.6.1. Zewnętrzne Karpaty Zachodnie . . . 378
6.6.2. Polska część Karpat zewnętrznych . . . 381
6.6.2.1. Zasięg i definicja . . . 381
6.6.2.2. Deformacje syndepozycyjne w basenach Karpat zewnętrznych . . . 382
6.6.2.3. Datowanie procesów orogenicznych . . . 382

6.6.2.4. Podział tektoniczny Karpat zewnętrznych . . . 384
6.7. Basen orawsko-nowotarski . . . 388
6.8. Korelacje jednostek Karpat Zachodnich i Alp Wschodnich . . . 390
6.9. Korelacje jednostek geologicznych Karpat Zachodnich i Wschodnich . . . 393
6.10. Zapadlisko przedkarpackie . . . 397
6.10.1. Baseny przedgórskie i ich systemy osadowe – wprowadzenie . . . 397
6.10.2. Regionalna struktura i ewolucja zapadliska przedkarpackiego . . . 398
Literatura . . . 408
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 6.6.2A. Interferencyjny układ struktur fałdowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych . . . 429
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 6.6.2B. Regionalny układ sieci spękań ciosowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych . . . 433
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 6.10. Tektonika klinowa orogenicznego frontu Karpat i przyległej strefy zapadliska przedkarpackiego w rejonie Pilzna . . . 437
7. REKONSTRUKCJE HISTORII TEKTONOTERMALNEJ WYPIĘTRZONYCH OBSZARÓW POŁUDNIOWEJ POLSKI . . . 443
7.1. Wstęp . . . 443
7.2. Podstawy termochronologii niskotemperaturowej . . . 443
7.3. Historia tektonotermalna Polski . . . 444
7.3.1. Sudety i blok przedsudecki . . . 444
7.3.2. Karpaty zewnętrzne . . . 446
7.3.3. Karpaty centralne (Tatry, basen podhalański) . . . 447
7.3.4. Pieniński pas skałkowy . . . 448
7.3.5. Góry Świętokrzyskie . . . 449
7.3.6. Górnośląskie Zagłębie Węglowe . . . 450
7.4. Podsumowanie . . . 451
Literatura . . . 451
8. ROZWÓJ TEKTONICZNY POLSKI POZAKARPACKIEJ W KENOZOIKU . . . 455
8.1. Główne ramy tektoniczne warunkujące rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej . . . 455
8.2. Stan i perspektywy rozpoznania struktur kenozoicznych w świetle rozdzielczości przestrzennej danych topograficznych, geologicznych oraz geofizycznych . . . 458
8.3. Sudety i blok przedsudecki – późnokredowo-kenozoiczna aktywność tektoniczna . . . 460
8.3.1. Późna kreda–eocen: regionalna kompresja i ekshumacja tektoniczna . . . 460
8.3.2. Oligocen-wczesny miocen: stagnacja tektoniczna i erozyjno-denudacyjne zrównywanie rzeźby . . . 462
8.3.3. Środkowy miocen–plejstocen: zapis aktywności tektonicznej Sudetów w neogenie . . . 462
8.3.4. Kenozoiczne deformacje kruche i współczesna geodynamika bloku dolnośląskiego . . . 463
8.4. Monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska oraz zapadlisko kredy opolskiej . . . 464
8.4.1. Monoklina przedsudecka . . . 464
8.4.2. Zapadlisko kredy opolskiej . . . 465
8.5. Aktywność wybranych rowów tektonicznych w paleogenie i neogenie na Niżu Polskim w świetle interpretacji danych otworowych . . . 468
8.5.1. Rów Kleszczowa . . . 468
8.5.2. Rów Gostynia . . . 468
8.5.3. Rów Szamotuł . . . 468
8.5.4. Rów Lubstowa . . . 469
8.5.5. Rów Adamowa . . . 470
8.5.6. Podsumowanie . . . 471
8.6. Zapis kenozoicznej aktywności struktur tektonicznych na profilach sejsmiki refleksyjnej . . . 471
8.7. Tektoniczne uwarunkowania rozwoju pokrywy czwartorzędowej i rzeźby terenu . . . 475
8.7.1. Wielkopolska i Kujawy . . . 475
8.7.2. Niecka szczecińska i blok Gorzowa . . . 477
8.7.3. Przykłady z Warmii, Mazur i Suwalszczyzny . . . 479
8.7.4. Wyżyna Lubelska i Roztocze . . . 480
Literatura . . . 484
WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓŁOWE 8.3–8.4. Kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim . . . 491

9. WSPÓŁCZESNE NAPRĘŻENIA I ODKSZTAŁCENIA TEKTONICZNE W POLSCE 497
9.1. Metody i historia badań współczesnych naprężeń i odkształceń w Polsce 497
9.2. Geneza naprężeń i odkształceń skorupy ziemskiej 498
9.3. Wyniki pomiarów współczesnych naprężeń tektonicznych w Polsce 498
9.3.1. Karpaty centralne 498
9.3.2. Karpaty zewnętrzne 498
9.3.3. Zapadlisko przedkarpackie 499
9.3.4. Basen lubelski 499
9.3.5. Platforma wschodnioeuropejska 499
9.3.6. Strefa Teisseyre'a-Tornquista 501
9.3.7. Monoklina przedsudecka 501
9.3.8. Sudety i blok przedsudecki 501
9.4. Odkształcenia tektoniczne 501
9.5. Geneza współczesnych naprężeń tektonicznych w Polsce 502
9.5.1. Naciski na krawędzie kontynentu 502
9.5.2. Propagacja naprężeń na obszar Polski 504
Literatura 505

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 9–10. Warszawa, 2026

Przedmowa

Szanowni Czytelnicy,

Przekazujemy kolejną część drugiego wydania monograficznej serii wydawniczej „Budowa geologiczna Polski"– tom 2 „Tektonika". Niemal równocześnie opublikowany inauguracyjny tom 1 jest poświęcony stratygrafii. Publikacja niniejszego tomu ma charakter szczególny, gdyż od poprzedniego wydania syntezy tektonicznej naszego kraju, przygotowanej pod redakcją Władysława Pożaryskiego i stanowiącej wówczas tom 4 serii, upłynęło ponad pięćdziesiąt lat. Tamto opracowanie przez dekady pełniło rolę jednego z podstawowych punktów odniesienia w różnego typu badaniach nad geologią Polski, jednak pół wieku rozwoju nauk o Ziemi przyniosło na świecie wiele zasadniczych zmian w rozumieniu procesów kształtujących litosferę, a w Polsce – w stanie wiedzy o wgłębnej budowie kraju. Niniejsza monografia nie stanowi jedynie aktualizacji wcześniejszych ujęć regionalnych. Jest to dzieło wieloautorskie, w którym poszczególne zagadnienia są przedstawiane przez specjalistów z doświadczeniem w zakresie różnych metod badawczych i niekiedy różniących się między sobą w poglądach naukowych. Poglądy te jednak na swój sposób odzwierciedlają aktualny, choć personalnie nieco zróżnicowany, zakres i stan wiedzy dotyczący tektoniki oraz geologii regionalnej Polski. Te dwie połączone ze sobą dyscypliny ze swej natury opierają się na wykorzystaniu interpolacji i ekstrapolacji dostępnych danych – często ograniczonych pod względem ilościowym i jakościowym. Podczas wyciągania wniosków korzystają z hipotez roboczych, które geolodzy starają się zweryfikować na podstawie faktów dostępnych poprzez obserwacje terenowe i badania laboratoryjne, a ich wymowa i interpretacja nie zawsze są jednoznaczne.

Postęp w rozpoznaniu zasadniczych fundamentów budowy geologicznej Polski i w zrozumieniu jak te struktury rozwijały się w czasie – co jest zasadniczym tematem rozwijanym w tej książce – opiera się na analizie zastanych i ciągle napływających nowych danych i ich interpretacji w nawiązaniu do coraz lepiej znanych współczesnej nauce, lecz zróżnicowanych, modeli przebiegu procesów geologicznych. Nieuchronnie prowadzi to do formułowania odmiennych koncepcji i hipotez badawczych. Czytelnik niniejszego tomu zauważy zatem obecność różnych, niekiedy mniej lub bardziej rozbieżnych poglądów (mieszczących się jednak w obszarze dyskursu naukowego) dotyczących budowy i rozwoju strukturalnego poszczególnych omawianych jednostek geologicznych. Redaktorzy naukowi świadomie zrezygnowali z narzucania autorom jednolitej, kanonicznej interpretacji oraz sztywnego ujednolicania terminologii, uznając, że prezentacja różnorodnych, czasem konkurencyjnych modeli (jednak opartych na wynikach rzetelnych badań i wiedzy autorów), stanowi istotną wartość poznawczą w domenie nauk przyrodniczych, opierających się na obserwacjach i eksperymentach, do których zalicza się geologia. To, co miejscami może być postrzegane jako brak pełnej spójności, w istocie odzwierciedla realny stan dyskusji naukowej i stanowi fundament dalszego rozwoju wiedzy. Niniejszy tom można zatem traktować jako zaproszenie do merytorycznej debaty.

W odróżnieniu od pierwszego wydania „Tektoniki" w ramach „Budowy geologicznej Polski" z lat siedemdziesiątych XX wieku, koncentrującego się głównie na szczegółowym opisie struktur tektonicznych, obecne opracowanie kładzie nacisk na ujęcie genetyczno-syntetyczne. Autorzy podejmują próbę wyjaśnienia genezy oraz ewolucji budowy geologicznej obszaru Polski w świetle współczesnej wiedzy o procesach litosferycznych i z wykorzystaniem wyników uzyskanych nowoczesnymi metodami badawczymi oraz osadzając omawiane jednostki w szerszym kontekście europejskim i ponadregionalnym. Układ treści tomu prowadzi Czytelnika w porządku chronologiczno-regionalnym: od zagadnień związanych z fundamentem krystalicznym i kratonem wschodnioeuropejskim, przez orogeny kadomski, kaledoński i waryscyjski oraz platformę paleozoiczną, aż po struktury alpejskie Karpat oraz kenozoiczną ewolucję tektoniczną ich przedpola. Całość uzupełniają rozdziały poświęcone współczesnym badaniom geochronologicznym oraz analizie aktualnych pól naprężeń. Wyrażamy nadzieję, że tak skonstruowana monografia, mimo swojej wielogłosowości – a być może właśnie dzięki temu – stanie się dla polskiego środowiska geologicznego inspirującym źródłem wiedzy. Prezentowane w niej autorskie koncepcje budowy geologicznej Polski mogą stanowić punkt wyjścia do dalszych badań, weryfikacji hipotez oraz pogłębiania refleksji nad geologiczną przeszłością naszego kraju. W imieniu Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, a także wszystkich Autorów i Redaktorów, zapraszamy do lektury oraz merytorycznej dyskusji.

Karol Zglinicki

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 11–12. Warszawa, 2026

WSTĘP

1

Paweł Aleksandrowski

Pięćdziesiąt lat z górą minęło od wydania przez Instytut Geologiczny pod redakcją naukową Władysława Pożaryskiego trzech woluminów (Książkiewicz, 1972; Oberc, 1972; Pożaryski, 1974), stanowiących oddzielne części tomu IV – „Tektonika", wchodzącego w skład wielotomowej serii wydawniczej „Budowa geologiczna Polski". Kolejne tomy ukazywały się sukcesywnie w latach 1968–2004, tworząc „najobszerniejsze, bardzo szczegółowe i w wielu fragmentach do dziś niezastąpione źródło informacji o geologii kraju", które zajmuje „szczególne miejsce […] wśród nowszych syntez regionalnych", jak pisze Marek Narkiewicz (2020) w niedawno opublikowanej monografii „Geologiczna historia Polski".

Obecnie, w postaci niniejszej monografii, oddajemy w ręce czytelnika swego rodzaju wznowienie dzieła – jednak w zupełnie nowym kształcie i w skromniejszym rozmiarze – które, zgodnie z wyżej przytoczoną opinią (dotyczącą, skądinąd, całej ówczesnej serii wydawniczej), w środowisku polskich geologów długo pełniło rolę fachowego przewodnika po budowie geologicznej Polski, uwzględniającego zwłaszcza jej strukturalne i tektoniczne aspekty. Ta dawna „Tektonika" była w znacznym stopniu skoncentrowana na detalicznym opisie budowy poszczególnych obszarów kraju. Takie ujęcie miało – i dalej ma – duże zalety, ale też niekiedy utrudniało czytelnikowi ogarnięcie nagromadzonych szczegółów. Jednocześnie w wielu miejscach „Tektonika" wykazywała niedostatki w zakresie wyjaśniania genezy i ewolucji tektonicznej opisywanych obiektów. Jak powszechnie wiadomo, od tego czasu nauki geologiczne poczyniły znaczne postępy, zasadniczo udoskonalając metody badań oraz radykalnie zmieniając podstawowe modele budowy i funkcjonowania litosfery oraz płaszcza Ziemi. Tym samym przedstawione w pierwszym wydaniu „Tektoniki" (1972–1974) koncepcje, które w większości nie wykraczają swą metryką poza rok 1965, są dzisiaj w dużej mierze nieaktualne, gdyż często opierają się na niestosowanych już założeniach i modelach ewolucji litosfery. Dlatego wydaje się naturalne, że większość autorów obecnego, nowego wydania „Tektoniki" uznała za właściwe, by zastosować ogólnie odmienny, niż w pierwszym wydaniu, sposób przedstawienia omawianych zagadnień. W ujęciach zaprezentowanych przez poszczególnych autorów niniejszej monografii komponent, który można określić jako genetyczno-syntetyczny, zazwyczaj przeważa nad systematycznym opisem regionalnym. Autorzy nie unikają przy tym dodatkowych informacji dotyczących stratygrafii, litologii, czy też budowy i ewolucji basenów sedymentacyjnych, jak również innych aspektów geologii opisywanych regionów, które są istotne dla zrozumienia poruszanych problemów tektonicznych. Takie, zmierzające ku holistycznemu, podejście ma stanowić kontynuację dobrych praktyk, które można zauważyć np. w już wspomnianej monografii Narkiewicza (2020), mimo że nieukierunkowanej tektonicznie, a także, oczywiście, w szeregu polskich publikacji tektonicznych poświęconych zagadnieniom mniej lub bardziej szczegółowym, które stanowią cenny materiał źródłowy do tworzenia syntez regionalnych.

Niniejszy tom z założenia zawiera omówienie zagadnień tektoniczno-strukturalnych poszczególnych dużych jednostek składających się na budowę geologiczną naszego kraju, a także przyległych obszarów pozostających poza jego granicami. Budowa geologiczna nie kończy się przecież na granicach politycznych i powinna być rozpatrywana w swoim naturalnym otoczeniu. W książce niejednokrotnie prezentowane są zróżnicowane poglądy na budowę geologiczną Polski i jej poszczególnych regionów. Autorzy mieli przy tym dużą autonomię co do zakresu treści swoich rozdziałów i przedstawianych poglądów, a zatem przed czytelnikiem staje – typowe skądinąd przy percepcji literatury naukowej – zadanie oceny dokonanych przez nich wyborów i użytych argumentów. Jak wspomniano w „Przedmowie", redakcja naukowa nie narzucała też autorom obowiązku stosowania jednolitego, obowiązującego nazewnictwa ani ścisłych kryteriów wydzielania opisywanych przez nich jednostek strukturalnych. Niemniej jako optymalne zalecano stosowanie nazewnictwa proponowanego w „Regionalizacji tektonicznej Polski" Żelaźniewicza i współautorów (2011) bądź też w „Atlasie geologicznym Polski" pod redakcją Nawrockiego i Becker (2017). Zdarzają się też w tej monografii przypadki tzw. powtórzeń, kiedy to omówienie geologii tych samych jednostek czy obszarów pojawia się, niezależnie od siebie, w rozdziałach napisanych przez różnych autorów. Ciekawe jest wtedy porównanie stanowisk i konkluzji tych autorów, zwłaszcza w kontekście obowiązującej w naukach eksperymentalnych i przyrodniczych zasady, że wyniki badań, żeby zostać szerzej zaakceptowane, powinny być powtarzalne.

Tektonika Polski oraz jej bliskiego sąsiedztwa została przedstawiona w ujęciu chronologiczno-regionalnym, poczynając od zjawisk i procesów najstarszych – prekambryjskich, po młodsze, aż do kenozoicznych. Pojęcie „tektoniki" jest przy tym rozumiane zasadniczo jako ekwiwalent dość kolokwialnie i często w ogólnym sensie używanego terminu „budowa geologiczna", jednak bez zaniedbywania – o ile to możliwe w poszczególnych przypadkach – tak istotnych aspektów jak zagadnienia genezy, ewolucji oraz rozmaite uwarunkowania tej budowy. Najwyraźniej z tych to powodów, czytając poszczególne fragmenty tej monografii, można się przekonać, jak rozmaicie poszczególni autorzy rozumieją w praktyce zakres pojęcia „tektonika" i jak szeroko potrafią niejednokrotnie zakreślać jego granice.

Monografia składa się z dziewięciu rozdziałów, które omawiają kluczowe aspekty tektoniki Polski oraz, w razie potrzeby, metody badawcze stosowane przy analizie zjawisk i procesów tektonicznych. W początkowych rozdziałach przedstawiono w zarysie ogólną budowę geologiczną Polski i jej kontekst regionalny oraz zasygnalizowano znaczne zmiany, jakim z czasem podlegały mające ją wyjaśnić koncepcje tektoniczne. Następnie zaprezentowano indywidualne charakterystyki głównych jednostek strukturalnych kraju. Ostatnie rozdziały koncentrują się na wynikach badań dotyczących zjawisk i procesów tektonicznych niedawnych i współczesnych, które często wprost (lub pośrednio) odzwierciedlają się w dzisiejszej rzeźbie terenu oraz w dynamice dotykających ją zmian.

Po krótkim wprowadzeniu (rozdział 1) przedstawiono sytuację tektoniczną obszaru Polski na tle budowy i ewolucji geologicznej Europy (rozdział 2), a następnie omówiono i przedyskutowano główne elementy budowy geologicznej kraju, w nawiązaniu do historii dotychczas proponowanych koncepcji i podziałów tektonicznych jego terytorium (rozdział 3). W kolejnym rozdziale (4) skoncentrowano się na najstarszym dużym elemencie składowym skalnego podłoża Polski w postaci paleoproterozoicznego krystalicznego fundamen-

tu kratonu wschodnioeuropejskiego (podrozdział 4.1) i zagadnieniu jego dalekiej wgłębnej kontynuacji ku południowemu zachodowi (podrozdział 4.2), po czym omówiono ediakarsko-paleozoiczną pokrywę platformową kratonu (podrozdział 4.3). Budowę platformy paleozoicznej (rozdział 5), kontaktującej z kratonem od południowego zachodu, z podziałem na orogeniczne podłoże (podrozdział 5.1) i pokrywę platformową (podrozdział 5.2), szczegółowo omówiono w wielu podrozdziałach niższej rangi. Dotyczą one najpierw poszczególnych jednostek podłoża „młodej" platformy, tj. kolejno: bloku górnośląskiego (5.1.1), pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich i jego przedłużenia ku południowemu wschodowi (5.1.2), kaledonidów niemiecko-polskich (5.1.3), fałdowego pasma waryscydów (5.1.4) – w jego części wewnętrznej (5.1.4.1) i zewnętrznej (5.1.4.2 i 3) oraz kontynuacji podłoża platformy paleozoicznej z Polski na obszary Niemiec (5.1.5), a także Moraw i Czech (5.1.6). Dalsza część monografii (podrozdział 5.2) jest poświęcona pokrywie osadowej platformy paleozoicznej, tworzącej basen polski i jego przedłużenie ku zachodowi – basen niemiecki oraz ich lokalne ekwiwalenty w Sudetach i na Masywie Czeskim.

Budowa mezozoiczno-kenozoicznego pasma fałdowo-nasuwczego polskich Karpat została przedstawiona w dosyć szerokim kontekście regionalnym, głównie dotyczącym obszaru Słowacji, a w mniejszym stopniu Ukrainy i Austrii (rozdział 6). Jej charakterystyka jest omówiona, poczynając od jednostek leżących najdalej na południu i zaliczanych do Karpat wewnętrznych (w ścisłym sensie), następnie Karpat centralnych z Tatrami (podrozdział 6.2). Dalej jest scharakteryzowana strefa graniczna Karpat centralnych i zewnętrznych, reprezentowana przez pieniński pas skałkowy i paleogeńskie baseny śródgórskie (podrozdziały 6.3–6.5), oraz budowa Karpat zewnętrznych (fliszowych; podrozdziały 6.6–6.9) i ich zapadliska przedgórskiego (podrozdział 6.10).

Kolejny rozdział (7) zawiera omówienie nowoczesnych metod geochronologii niskotemperaturowej i wyników badań prowadzonych tymi metodami w południowych regionach Polski, gdzie ich zastosowanie jest szczególnie uzasadnione. Przedyskutowane są też tektoniczne implikacje tych badań, głównie w kontekście powaryscyjskich procesów pogrzebania i ekshumacji skalnego podłoża. Ostatnie rozdziały monografii (8 i 9) są poświęcone kenozoicznym etapom rozwoju tektonicznego poszczególnych regionów Polski (z wyłączeniem orogenu karpackiego, omówionego już w tym kontekście w rozdziale 6) oraz współczesnym regionalnym naprężeniom tektonicznym, których doświadcza aktualnie nasz kraj, a także odkształceniom przez nie generowanym.

Zgeneralizowany, ogólny charakter wiedzy przekazywanej w poszczególnych rozdziałach i podrozdziałach monografii jest miejscami przełamywany rozdziałami specjalnego rodzaju. Są one oznaczone samoobjaśniającym się hasłem „Wybrane zagadnienia szczegółowe" (w skrócie „WZS") i noszą numery poprzedzających je rozdziałów lub podrozdziałów, których treść uzupełniają. Mają one za zadanie zainteresować czytelnika zagadnieniami lub obiektami wybranymi przez autorów ze względu na ich ciekawy lub kontrowersyjny charakter albo też wyjątkowo dobry stan rozpoznania.

W imieniu Państwowego Instytut Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego oraz zespołu autorsko-redakcyjnego wyrażam nadzieję, że monografia ta, mimo swych nieuniknionych luk i niedoskonałości (chociaż staraliśmy się w miarę możliwości je zminimalizować), stanie się dla szerokiego grona polskich geologów istotnym źródłem informacji o aktualnym stanie rozpoznania budowy geologicznej Polski, w jej tektonicznych i strukturalnych aspektach oraz uwarunkowaniach. Publikacja ta powinna być również przydatna dla przedstawicieli innych zawodów i dyscyplin naukowych, wykorzystujących w swojej praktyce informacje z zakresu geologii regionalnej i strukturalnej, a także dla studentów kierunków związanych z naukami o Ziemi. Przekazywana tu wiedza nie ma charakteru zamkniętego, a zapoznając się z nią, czytelnik uświadamia sobie, że wiele przedstawionych i dyskutowanych kwestii nie zostało jednoznacznie rozstrzygniętych. Między specjalistami niejednokrotnie występują nawet poważne różnice w interpretacji zgromadzonych faktów obserwacyjnych i pomiarowych. Należy jednak zaznaczyć, że jest to zjawisko naturalne w procesie ciągłego rozwoju nauki. Nowe informacje, nieustannie napływające w efekcie prowadzonych przez liczne instytucje różnorodnych badań geologicznych, przyczyniają się do modyfikowania i udoskonalania dotychczas przyjmowanych koncepcji i modeli dotyczących zarówno szczegółów, jak i ogólnych cech budowy geologicznej Polski. Rozpoznawanie tej budowy, uściślanie oraz aktualizacja wiedzy jej dotyczącej poprzez zdobywanie, gromadzenie oraz analizę i interpretację nowych danych jest stałym obowiązkiem państwowej służby geologicznej, reprezentowanej przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.

Podobnie jak w przypadku tomu „Stratygrafia", przedkładany czytelnikowi końcowy efekt prac nad niniejszym tomem jest swego rodzaju kompromisem. Kompromisem między oczekiwaniami redakcji naukowej a zamierzeniami i możliwościami autorów oraz stopniem ich realizacji w ramach czasowych przewidzianych na przygotowanie i finalizację monografii. Ocena na ile udany jest ten kompromis pozostaje w gestii czytelnika.

LITERATURA

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 3. Wydaw. Geol., Warszawa.

Narkiewicz M., 2020. Geologiczna historia Polski. Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W. (red.), 1974. Niż Polski. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 1. Wydaw. Geol., Warszawa.

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 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 13–16. Warszawa, 2026

POLSKA NA TLE BUDOWY I EWOLUCJI TEKTONICZNEJ EUROPY

2

Paweł Aleksandrowski

Lądowy obszar Europy, pod względem tektonicznym, składa się z trzech jednostek pierwszego rzędu wielkości (fig. 1): (1) starego kratonu wschodnioeuropejskiego o prekambryjskiej konsolidacji podłoża; (2) strefy fałdowań późnoprekambryjsko-paleozoicznych częściowo przykrytej pokrywą osadową, czyli tzw. platformy paleozoicznej; oraz (3) zachodniego odcinka mezozoiczno-kenozoicznego orogenu alpejsko-himalajskiego. Poza lądem, do Europy zalicza się też obszary szelfu kontynentalnego i mórz wewnętrznych, na których z reguły kontynuują się (zwykle dotknięte ekstensją) przyległe struktury lądowe, lub – na południu – obecne są wystąpienia kopalnej (nieprzyrastającej już) skorupy oceanicznej. Od zachodu do Europy przylegają obszary otwartego oceanu, podścielone aktywnie przyrastającą w strefie ryftu skorupą oceaniczną.

W globalnym układzie płyt litosferycznych (np. Dottin, 1990; Condie, 1997; Hasterok i in., 2022) terytorium Europy (bez zachodniej Islandii) wraz z większością obszaru Azji (bez półwyspów: Arabskiego z północnym przedpolem oraz Indyjskiego) wchodzi w skład płyty eurazjatyckiej. Ku zachodowi graniczy ona wzdłuż ryftu śródatlantyckiego (fig. 2) z płytą północnoamerykańską. Granica ta ma charakter dywergentny, gdyż obie płyty, w miarę dobudowywania w strefie ryftu młodej litosfery oceanicznej z magm wytapianych z płaszcza, przemieszczają się w przeciwnych kierunkach z prędkością, wyznaczaną na SW od Islandii na ok. 18–25 mm/rok (Mosar i in., 2002; DeMets i in., 2010). Ryft śródatlantycki przecina Islandię, o której powstaniu miał zadecydować głęboko zakorzeniony pióropusz płaszcza (Barnett-Moore i in., 2017). Jego aktywność nakłada się tam na efekty spredingu (rozrostu dna) oceanicznego.

Ku południowi płyta eurazjatycka graniczy z **afrykańską** wzdłuż szerokiego systemu orogenicznego **alpidów** (np. Khain, 1977, 1984; Stampfli, Borel, 2002; Schmid i in., 2008), reprezentowanego w rejonie Europy przez mezo- i kenozoiczne pasma fałdowe Atlasu, Gór Betyckich, Alp, Karpat, Apeninów, Dynarydów, Hellenidów, Bałkanów, Pontydów, Taurydów i Kaukazu, a także przez zróżnicowane genetycznie i wiekowo baseny morskie, w tym o skorupie oceanicznej (np. Asch, 2005). Związane są z nimi trzy aktywne **strefy subdukcji** na Morzu Śródziemnym, wzdłuż których przebiega wspomniana granica płyt (Faccenna i in., 2001; Carminati, Doglioni, 2005). Ma ona generalnie charakter konwergentny, jako że płyta afrykańska przemieszcza się ku północy, napierając na eurazjatycką, a częściowo przesuwczo-transformacyjny (Jolivet, Faccenna, 2000; van Hinsbergen i in., 2020). Miejscami jest ona wyraźnie rozproszona („rozmyta") pomiędzy kilkoma, działającymi zespołowo, strefami kontrakcji (np. w tandemie gór Atlasu i Betyckich).

Kontynentalnym jądrem Europy jest **kraton wschodnioeuropejski**, o krystalicznym podłożu (fundamencie) zbudowanym z prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych, o wieku zawierającym się zasadniczo w przedziale obejmującym archaik i paleoproterozoik. Fundament kratonu odsłania się na powierzchni w postaci dwóch **tarcz – bałtyckiej** i **ukraińskiej**. Na pozostałym obszarze, stanowiącym **platformę wschodnioeuropejską**, jest on przykryty niemal poziomo zalegającą pokrywą skał osadowych wieku późnoproterozoicznego, paleozoicznego, mezozoicznego i kenozoicznego. Podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego dzieli się na trzy wielkie jednostki składowe: **Fennoskandię** (**Baltię**), **Sarmację** i **Wołgo-Uralię** (Bogdanova i in., 2008, 2016; zob. też podrozdział 4.1), z których dwie pierwsze sięgają obszaru Polski. Składają się one z niegdyś wzajemnie niezależnych bloków skorupy (mikrokontynentów, terranów), utworzonych podczas archaiku i paleoproterozoiku, zasadniczo pomiędzy 3,6 i 1,75 mld lat temu. Zostały one jeszcze w paleoproterozoiku tektonicznie zestawione ze sobą i połączone szwami tektonicznymi wzdłuż pasm orogenicznych, w paleokontynent (protokraton) **Baltika** (np. Bogdanova i in., 2008; Cawood, Pisarevsky, 2017) w ramach formowania się superkontynentu Columbia (Rogers, Santosh, 2002), zwanego też Nuna (Hoffman, 2004). Ten ostatni następnie rozpadł się i, w innej konfiguracji uczestniczących protokratonów, przekształcił w Rodinię (np. Hoffman, 2004; Bogdanova i in., 2008; Cawood, Pisarevsky, 2017), która z kolei pod koniec neoproterozoiku, ok. 750–550 mln lat temu (Bogdanova i in., 1996; Cocks, Torsvik, 2005)

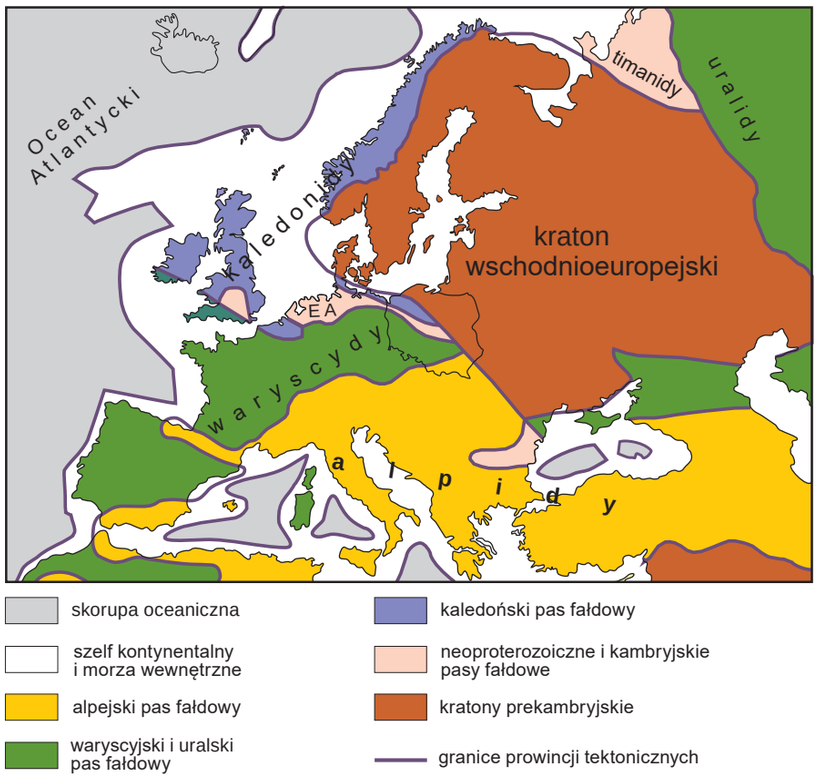
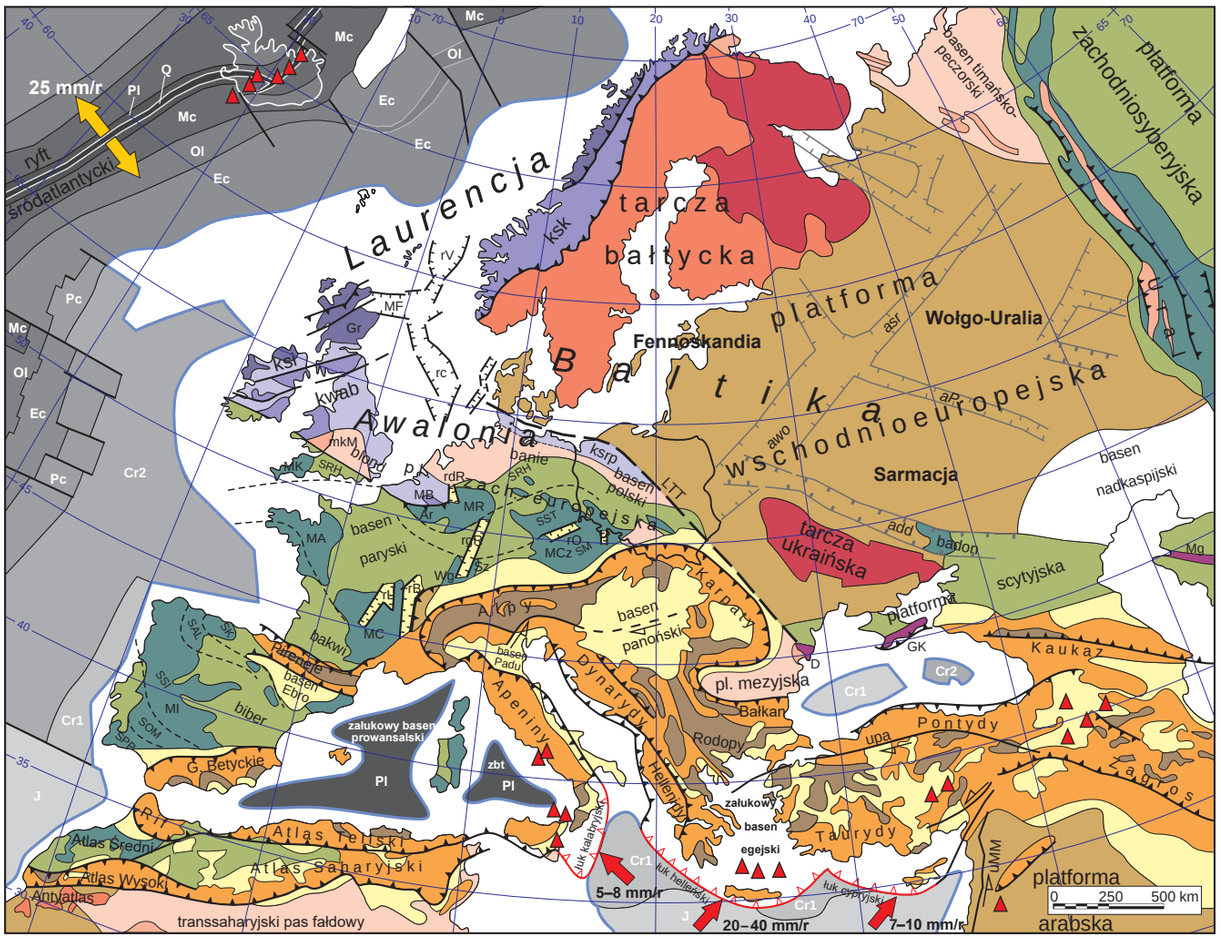


FIG. 1. Główne jednostki tektoniczne Europy (Aleksandrowski, 2017 – zmodyfikowano)

2

Polska na tle budowy i ewolucji tektonicznej Europy



skorupa oceaniczna:

- Q – czwartorzędowa
- Pl – plioceńska
- Mc – mioceńska
- Ol – oligoceńska
- Ec – eoceńska
- Pc – paleoceńska
- Cr2 – późnokredowa
- Cr1 – wczesnokredowa
- J – jurajska

skorupa kontynentalna:

- rozciągnięta skorupa szelfu kontynentalnego i basenu nadkaspijskiego oraz obszary mórz wewnętrznych
- alpejskie baseny przedgórskie i śródgórskie
- obszary fałdowań alpejskich mezo- i kenozoicznych
- stare masywy, głównie waryscyjskie, włączone w obręb orogenu alpejskiego
- obszary fałdowań kimeryjskich ukształtowane w mezozoiku przed późną kredą
- obszary fałdowań waryscyjskich i uralskich pod pokrywą permo-mezozoiczną i kenozoiczną
- obszary fałdowań (1) waryscyjskich (hercyńskich) i (2) uralskich, ukształtowane (1) w dewonie i karbonie oraz (2) w permie
- obszary fałdowań kaledońskich pod pokrywą późnopaleozoiczno-mezozoiczną
- prekambryjskie i wczesnopaleozoiczne kompleksy skalne o proweniencji laurentyńskiej w obrębie orogenu kaledońskiego
- obszary fałdowań kaledońskich w ordowiku, sylurze i wczesnym dewonie
- obszary fałdowań neoproterozoicznych i kambryjskich pod pokrywą paleozoiczno-mezozoiczną i kenozoiczną
- obszary fałdowań neoproterozoicznych i kambryjskich
- obszary fałdowań archaicznych i proterozoicznych pod pokrywą późnoproterozoiczno-paleozoiczno-mezozoiczną
- głęboko ścięte erozyjnie obszary fałdowań mezo-proterozoicznych w obrębie tarcz prekambryjskich
- głęboko ścięte erozyjnie obszary fałdowań archaicznych i paleoproterozoicznych w obrębie tarcz prekambryjskich

- najważniejsze nasunięcia
- granica skorupy kontynentalnej i oceanicznej
- ważniejsze wulkany czynne w holocenie
- aktywne strefy subdukcji
- a b – centra spredingu dna oceanicznego: a – aktywne, b – wygasłe
- a – najważniejsze linie uskokowe: a – stwierdzone, b – interpretowane
- rowy tektoniczne/ryfty mezo- i kenozoiczne
- aulakogeny/ryfty dewońsko-karbońskie
- aulakogeny/ryfty neoproterozoiczne
- 25 mm/r – kierunki i prędkości spredingu dna oceanicznego
- 5–8 mm/r – kierunki i prędkości subdukcji litosfery oceanicznej
- granice stref tektoniczno-facjalnych waryscydów

Skróty:

add – aulakogen dnieprowsko-doniecki
asr – aulakogen środkowoorosyjski
Ar – Ardeny
awo – aulakogen wołyńsko-orszański
aP – aulakogen Paczelmy
bakwi – basen akwitański
badon – basen doniecki
blond – basen londyński
banie – basen północnoniemiecki
biber – basen wschodnioiberyjski
D – Dobrudża
GK – Góry Krymskie
Gr – Grampiany
ksi – kaledonidy szkocko-irlandzkie
ksrp – kaledonidy szlezwicko-rugijsko-pomorskie
ksk – kaledonidy skandynawskie
kwab – kaledonidy walijsko-anglo-brabanckie
LTT – linia uskokowa Teisseyre'a-Tornquista
MA – masyw armorykański
MB – masyw brabancki
MC – Masyw Centralny
MCz – Masyw Czeski
MF – Moray Firth
Mg – Mangyszłak
MI – masyw iberyjski
MK – masyw kornwalijski
mkM – "mikrokraton" Midland
MR – masyw reński
rB – rów Bresse
rc – rów centralny
rdR – rów dolnego Renu
rgR – rów górnego Renu
rL – rów Limagne
rO – rów Ohrzy
rV – rów Viking
SRH – strefa renohercyńska
SAL – strefa Asturia–Leon
SK – strefa kantabryjska
SM – strefa moldanubska
SOM – strefa Ossa–Morena
SPP – strefa południowoportugalska
SSI – strefa środkowoiberyjska
SST – strefa saksoturyńska
Sz – Szwarcwald
uMM – uskok Morza Martwego
upa – uskok północnoanatolijski
Wg – Wogezy
zbt – załukowy basen tyrreński

FIG. 2. Mapa tektoniczna Europy (Aleksandrowski, 2017 – zmodyfikowano)

uległa regionalnemu rozciąganiu. Związany z nim rifting i wielkoskalowe pękanie uruchomiły w obrębie Baltiki wspomniane wcześniej paleoproterozoiczne tektoniczne szwy, wzdłuż których wykształciły się wtedy wielkie, głębokie rowy tektoniczne, wypełnione skałami osadowymi – **aulakogeny**, a także finalnie, ok. 600–550 mln lat temu, doprowadziły do oddzielenia się Baltiki od Laurencji i Amazonii, wskutek otwarcia oceanów Japetus (np. Windley, 1995; Bogdanova i in., 1996; Torsvik i in., 1996) i Tornquista (Torsvik, Rehnström, 2003). Procesy te zapoczątkowały długotrwałą subsydencję podłoża kratonu, stowarzyszoną z sedymentacją płytkomorskich osadów, tworzących dziś na nim rozległą pokrywę platformową.

Od końca prekambru, wskutek zachodzących w różnych konfiguracjach procesów subdukcji litosfery oceanicznej otaczającej Baltikę, do kratonu przyłączały się kolejne terrany – bloki litosfery lub samej skorupy kontynentalnej, oderwane uprzednio przez rifting od brzegów innych kratonów, bądź od samej Baltiki, a także fragmenty wytworzonych nad strefami subdukcji łuków magmowych (np. Nawrocki, Poprawa, 2006). Zmierzając ku kolizji z Baltiką, bloki te zagarniały po drodze sekwencje skalne osadzone w otaczających ją morzach i wraz z nimi, nad strefami subdukcji, ulegały deformacji tektonicznej – fałdowaniu i nasuwaniu, którym w głębi skorupy ziemskiej towarzyszyły procesy metamorficzne i magmowe (np. Gee i in., 2006). Tworzyły się w ten sposób kolejno coraz młodsze pasy orogeniczne, doklejając coraz to nowe porcje litosfery/skorupy kontynentalnej do powiększającej się w ten sposób stopniowo Europy (np. Winchester i in., 2002; Plant i in., 2005). Następnie, na podłożu zrównywanych kolejno przez erozję orogenów, w miejscach jego subsydencji, zakładane były w kolejnych przedziałach czasu baseny sedymentacyjne, długotrwale wypełniane spokojnie zalegającymi osadami, bądź – w miejscach, gdzie dominowało poziome rozciąganie – wąskie i długie rowy tektoniczne (ryfty kontynentalne).

Najwcześniej dobudowany został do Baltiki neoproterozoiczny **orogen timański** (Gee, Pease, 2004; Gee i in., 2006). Następnie dołączył oderwany od Gondwany (a być może, uprzednio połączony z timanidami w pobliżu Baltiki; Keppie, Keppie, 2014) fragment neoproterozoicznego mikrokontynentu, zwany dziś **wschodnią Awalonią**, który został w późnym ordowiku–sylurze (ok. 450–440 mln lat temu; np. Winchester i in., 2002) doklejony do Baltiki na obszarze dzisiejszej Wielkiej Brytanii, oraz – prawdopodobnie – północnych Niemiec i Polski (gdzie dziś ma tworzyć niedostępne wierceniami głębokie podłoże). Jednocześnie, z tyłu przemieszczającej się Awalonii, doszło do otwarcia się oceanu Rei (ang. *Rheic Ocean*) pomiędzy nią i Gondwaną (Linnemann i in., 2008). Następnie, w późnym sylurze (ok. 430–420 mln lat temu), wskutek zamknięcia oceanu Japetusa i (nie pierwszej już) kolizji Baltiki z Laurencją (kratonem północnoamerykańskim) utworzył się **orogen kaledoński** (Rey i in., 1997; Pickering, Smith, 2004; Gee, 2005; Gee i in., 2006), zlepiając oba kratony w Euroamerykę. Z kolei w późnym dewonie i wczesnym karbonie (ok. 380–340 mln lat temu), w trakcie oraz już po zamknięciu kolejnego zbiornika oceanicznego oddzielającego Baltikę i lądy Gondwany – oceanu Rei (np. Linnemann i in., 2007; Nance i in., 2010), dołączone zostały do Europy kolejne porcje litosfery kontynentalnej w postaci rozległego **orogenu waryscyjskiego** (hercyńskiego) z relikami innego niż Awalonia fragmentu neoproterozoicznego orogenu – orogenu kadomskiego (Linnemann i in., 2008), związanego z mikro-paleokontynentem zwanym dziś Armoryką lub Kadomią. Waryscyjski pas orogeniczny spoił Euramerykę z Gondwaną (też nie po raz pierwszy, ale w innej konfiguracji), a uformowany ostatecznie w późnym karbonie (ok. 330–300 mln lat temu) **orogen uralski** (Berzin i in.,1996) – Euramerykę (Laurosję) z Kazachstanią i Syberią (Gee i in., 2006). Wspomniane globalne procesy koncentracji lądów doprowadziły z końcem karbonu do utworzenia kolejnego, następnego po późnoproterozoicznej Rodinii (i – być może jeszcze – Pannocji?), ostatniego w dotychczasowej historii Ziemi superkontynentu, **Pangei** (np. Windley, 1995), którego jednym z istotnych elementów składowych była Baltika z przyległymi do niej orogenami, czyli przyszła Europa wraz z obszarem dzisiejszej Polski. Zrównane następnie przez erozję i denudację obszary orogenu waryscyjskiego oraz pozostałości orogenów starszych zostały w znacznej części przykryte późnopaleozoiczno-mezozoiczno-kenozoiczną pokrywą osadową i są w naszej części Europy często określane mianem platform paleozoicznych, albo młodych platform (np. Dadlez, Jaroszewski, 1994), niezgodnie jednak z międzynarodowymi zasadami, które ograniczają zastosowanie terminów: platformy, tarcze i kratony do wielkich rozmiarami struktur o znacznej sztywności krystalicznego podłoża, ukształtowanego jeszcze w głębokim prekambrze, przed co najmniej 1 mld lat temu, i od tego czasu istotnie niedeformowanego i niemetamorfizowanego (Neuendorf i in., 2005). Regionalnie przynależą tu platformy paleozoiczne: zachodnioeuropejska, mezyjska, scytyjska i zachodniosyberyjska (fig. 2). W ich obrębie miejscami odsłania się orogeniczne podłoże – w południowo-zachodniej i środkowej Europie głównie waryscyjskie, natomiast na wyspach brytyjskich oraz w Skandynawii – kaledońskie. Reprezentują je masywy: iberyjski, armorykański, Centralny, Midland, reński i Czeski oraz pasma górskie Walii, Irlandii, Szkocji, Norwegii i Szwecji, które w obrębie tych młodych platform[1] pełnią rolę tarcz na kratonach.

Późnotriasowo-jurajski rifting (rozpoczęty już ok. 230–180 mln lat temu; Windley, 1995; van Hinsbergen i in., 2020) doprowadził do rozpadu Pangei oraz zapoczątkowania otwarcia północnego Atlantyku na wysokości północnej Afryki i południowo-zachodniego brzegu Europy (od ok. 140 do 100 mln lat temu, tj. od wczesnej do późnej kredy), a także do rozczłonkowania południowej strefy europejskich waryscydów. Pozostałością tego długiego ekstensyjnego epizodu są jurajskie rowy tektoniczne w dnie Morza Północnego (np. Zanella, Coward, 2003), które jako tzw. porzucone ryfty (ang. *aborted* albo *failed rifts*) przestały się rozwijać, zanim zdążyły utworzyć ryftowy system śródoceaniczny. Podczas jury i wczesnej kredy, wskutek kolizji południowo-wschodniej Europy z mikrokontynentem Kimerii (ok. 160–130 mln lat temu), na południowo-wschodnim obrzeżeniu ówczesnej Europy (Dobrudża, Krym) doszło do **fałdowań kimeryjskich** (Seghedi, 2001; Hippolyte, 2002; Golonka, 2004, 2007). W kredzie i paleogenie (ok. 140–50 mln lat temu) już cała Europa oddzieliła się od Ameryki Północnej i Grenlandii w wyniku postępującego stopniowo ku północy otwarcia północnej części Oceanu Atlantyckiego, a następnie oddaliła od nich w wyniku trwającego do dziś poszerzania Atlantyku. Jednocześnie Afryka wraz z Arabią, przemieszczając się ku północy i od czasów kredy (od ok. 100 mln lat) ponownie zbliżając do Europy, stopniowo zamykają rozdzielający je od czasów triasu/jury ocean Neotetydy (Jolivet, Faccenna, 2000; Carminati, Doglioni, 2005; van Hinsbergen i in., 2020), czego skutkiem jest dziś już wcześniej wspomniany, złożony, szeroki na 700–1500 km północnoafrykańsko-europejsko-bliskowschodni odcinek **orogenu alpejsko-himalajskiego** (Khain, 1984; Windley, 1995; Schmid i in., 2004, 2008), wciąż znajdujący się w fazie intensywnego rozwoju.

Wystąpienia kredowej skorupy oceanicznej na dnie Morza Czarnego i w zachodniej części Morza Śródziemnego stanowią relikty basenów załukowych (Stephenson, Schellart, 2010; Nikishin i in., 2015), natomiast taka skorupa na wschodzie Morza Śródziemnego reprezentuje fragment dna paleooceanu Neotetydy (Jolivet, Faccenna, 2000). Młode, plioceńskie i współczesne baseny załukowe zajmują zachodnią część Morza Śródziemnego (Carminati i in., 2012) oraz południową część Morza Egejskiego (Jolivet i in., 2013). W strefach przejściowych pomiędzy skorupą kontynentalną i oceaniczną, występujących głównie na szelfie kontynentalnym, ta pierwsza jest z reguły ścieniona wskutek tektonicznego rozciągania towarzyszącego otwieraniu basenów oceanicznych bądź basenów załukowych.

Na obszarze Polski (fig. 1 i 2) kontaktują ze sobą wszystkie trzy główne, wielkie jednostki („prowincje") tektoniczne Europy. Północno-wschodnią część kraju zajmuje zachodni skraj **prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego**, reprezentowany przez jego część platformową, gdzie (niemal) niezdeformowana pokrywa neoproterozoicznych, paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych sukcesji osadowych przykrywa paleoproterozoiczny fundament krystaliczny południowego skraju Fennoskandii i zachodniego – Sarmacji.

W południowo-zachodniej i środkowej części naszego kraju – mamy do czynienia z **platformą paleozoiczną („zachodnioeuropejską")**. W jej podłożu zalega kompleks **neoproterozoiczno-paleozoicznych orogenów** lub ich fragmentów (terranów), przyłączonych – według niektórych koncepcji – do kratonu w postaci kolażu tektonicznego, znanego w ostatnim trzydziestoleciu pod nazwą TESZ (ang. *Trans-European Suture Zone* – transeuropejska strefa szwu; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002). Orogeny te zostały erozyjnie ścięte i pogrzebane pod pokrywą osadową **basenu polsko-niemieckiego**, rozpoczynającą się – na różnych obszarach – dewonem, karbonem lub, najczęściej, dolnym permem. Została ona wielkopromiennie zafałdowana i zuskokowana podczas kolejnych epizodów kompresyjnych i ekstensyjnych, które wydarzyły się pomiędzy późnym paleozoikiem, a kenozoikiem i podczas których szczególnie istotną rolę odegrała późnokredowo-wczesnopaleogeńska inwersja basenu (np. Mazur i in., 2005). Poczynając od końca kredy, spod wspomnianej pokrywy osadowej wskutek kilkuetapowego wypiętrzania i związanej z nim erozji wyłoniły się na powierzchni fragmenty orogenu waryscyjskiego w Sudetach i na ich przedpolu oraz w Górach Świętokrzyskich.

Najbardziej na południe i południowy wschód wysunięte obszary Polski zajmuje fragment północnego skraju europejskiej części orogenu alpejsko-himalajskiego, w postaci **pasma fałdowo-nasuwczego Karpat** zewnętrznych i centralnych wraz z ich zapadliskiem przedgórskim oraz basenami śródgórskimi. Struktury te są

[1] Nieobecne w literaturze zachodniej, a wywodzące się z przedwojennego dorobku geologów rosyjskich, pojęcie „młodych platform" dobrze sprawdza się jednak przy charakteryzowaniu generalnej struktury tektonicznej Polski i zachodniej Europy. Przyjmujemy je tutaj w wersji oryginalnej (zob. np. Chain, 1974), w której obejmuje ono swym zakresem zarówno obszary, gdzie orogeniczne podłoże jest niezgodnie przykryte co najwyżej tylko słabo zdeformowaną pokrywą osadową, jak i obszary, gdzie to podłoże odsłania się na powierzchni terenu.

zbudowane głównie z silnie sfałdowanych i ponasuwanych skał osadowych i wulkanicznych o wieku od permu po paleogen/neogen, zdeponowanych uprzednio głównie w płytkomorskich basenach wchodzących w skład lub towarzyszących paleooceanowi Tetydy. W środkowych i wewnętrznych strefach orogenu występują ponadto, w postaci masywów wewnętrznych, fragmenty orogenów starszych (von Raumer, 2003), uprzednio stanowiące podłoże sukcesji permsko-mezozoicznych i kenozoicznych. Główna deformacja tektoniczna (fałdowanie i nasuwanie płaszczowinowe) miała miejsce w tej części orogenu karpackiego w późnej kredzie – w strefie wewnętrznej i centralnej – oraz w końcu paleogenu i podczas neogenu – w strefie zewnętrznej.

Bliższa charakterystyka tektoniczno-strukturalna opisanych powyżej w dużym skrócie głównych jednostek tektonicznych Polski i jej otoczenia stanowi centralne zadanie niniejszego tomu i jest szerzej rozwinięta w dalszych jego rozdziałach.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 2017. Polska na tle struktur tektonicznych Europy. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 20–21. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Asch K. (red.), 2005. The 1:5 Million International Geological Map of Europe and adjacent areas (IGME 5000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)/Commission of the Geological Map of the World, Subcommission for Europe. Hannover.

Barnett-Moore N., Hassan R., Flament N., Müller D., 2017. The deep Earth origin of the Iceland plume and its effects on regional surface uplift and subsidence. Solid Earth, 8: 235–254.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Pérez-Estaún A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A., 1996. Orogenic evolution of the Ural Mountains: results from an integrated seismic experiment. Science, 274: 220–221.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

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

Bogdanova S.V., Garetsky R.G., Gorbatschev R., 2016. EUROPE|East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, Amsterdam: 1–18.

Carminati E., Doglioni C., 2005. Europe/Mediterranean Tectonics. *W:* Encyclopedia of Geology, vol. 2 (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 135–146. Elsevier, Amsterdam.

Cawood P.A., Pisarevsky S.A., 2017. Laurentia-Baltica-Amazonia relations during Rodinia assembly. Precambrian Research, 292: 386–397.

Chain W.J., 1974. Geotektonika ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.

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.

Condie K.C., 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Butterworth/Heinemann, Oxford.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., 2010. Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, 181: 1–80.

Dottin G. (red.), 1990. Geological map of the World, 1:25 000 000. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO & BRGM, Paris.

Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L., Rossetti F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophysical Journal International, 145: 809–820.

Gee D.G., 2005. Europe/Scandinavian Caledonides (with Greenland). *W:* Encyclopedia of Geology (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 64–74. Elsevier, Amsterdam.

Gee D.G., Pease V. (red.), 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 30: 1–3.

Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H., 2006. The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continents Laurentia, Baltica and Siberia. Geological Society, London, Memoirs, 32: 507–520.

Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381: 235–273.

Golonka J., 2007. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic. Geologia, 33: 211–264.

Hasterok D., Halpin J.A., Collins A.S., Hand M., Kreemer C., Gard M.G., Glorie S., 2022. New maps of global geological provinces and tectonic plates. Earth-Science Reviews, 231: 104069.

Hippolyte J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. Tectonophysics, 357: 33–53.

Hoffman P.F., 2004. Tectonic genealogy of North America. *W*: Earth Structure (red. B.A. Van der Pluijm, S. Marshak): 607–614. W.W. Norton, New York, London.

Jolivet L., Faccenna C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics, 19: 1095–1106.

Jolivet L., Faccenna C., Huet B., Labrousse L., Le Pourhiet L., Lacombe O., Lecomte E., Burov E., Denèle Y., Brun J-P., Gueydan F., Philippon M., Paul A., Salaün G., Karabulut H., Piromallo C., Monié P., Okay A.I., Oberhänsli R., Pourteau A., Augier R., Gadenne L., Driussi O., 2013. Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics, 597–598: 1–33.

Keppie J.D., Keppie D.F., 2014. Ediacaran–Middle Paleozoic oceanic voyage of Avalonia from Baltica via Gondwana to Laurentia – paleomagnetic, faunal and geological constraints. Geoscience Canada, 41: 5–18.

Khain V.E., 1977. Tektonicheskaya karta Evropy i smezhnykh oblastiey. *W*: Regionalnaya Geotektonika. Vnealpiyskaya Evropa i Zapadnaya Aziya (red. V.E. Khain). Nedra, Moskwa.

Khain V.E., 1984. Regionalnaya geotektonika. Alpiyskiy sredizemnomorskiy poyas. Nedra, Moskwa.

Linnemann U., Nance R.D., Kraft P., Zulauf G., 2007. The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision. Geological Society of America Special Papers, 423: 1–630.

Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461: 21–43.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of inversion in the German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

Mosar J., Lewis G., Torsvik T.H., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea. Journal of the Geological Society, London, 159: 503–515.

Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 194–222.

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.

Neuendorf K.K.E., Mehl Jr. J.P., Jackson J.A., 2005. Glossary of Geology, 5th Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, USA.

Nikishin A.M., Okay A.I., Tüysüz O., Demirer A., Amelin N., Petrov E., 2015. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59: 638–655.

Pickering K.T., Smith A.G., 2004. The Caledonides. *W*: Earth Structure (red. B.A. Van der Pluijm, S. Marshak): 593–606. W.W. Norton, New York, London.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Plant J.A., Whittaker A., Demetriades A., De Vivo B., Lexa J., 2005. The geological and tectonic framework of Europe. *W*: Geochemical Atlas of Europe (red. R. Salminen). A contribution to IUGS/IAGC Global Geochemical Baselines, EuroGeoSurveys, Brussels.

Rey P., Burg J.-P., Casey M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. *W*: Orogeny Through Time (red. J.-P. Burg, M. Ford). Geological Society, London, Special Publications, 121: 179–200

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

Seghedi A., 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 186: 237–257, Paris.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97: 93–117.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. Earth and Planetary Science Letters, 196: 17–33.

Stephenson R., Schellart W.P., 2010. The Black Sea back-arc basin: insights to its origin from geodynamic models of modern analogues. Geological Society, London, Special Publications, 340: 11–21.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews, 40: 229–258.

van Hinsbergen D.J.J., Torsvik T.H., Schmid S.M., Matenco L.C., Maffione M., Vissers R.L.M., Gürer D., Spakman W., 2020. Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. Gondwana Research, 81: 79–229.

von Raumer J.F., 2003. Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics, 365: 7–22.

Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 360: 5–21.

Windley B.F., 1995. The evolving continents. Wiley, Chichester.

Zanella E., Coward M.P., 2003. Structural framework. *W*: The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern North Sea (red. D. Evans, C. Graham, A. Armour, P. Bathurst). Geological Society, London, Special Publications: 45–59.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 17–32. Warszawa, 2026

GŁÓWNE RYSY TEKTONIKI POLSKI

3

Paweł Aleksandrowski, Stanisław Mazur

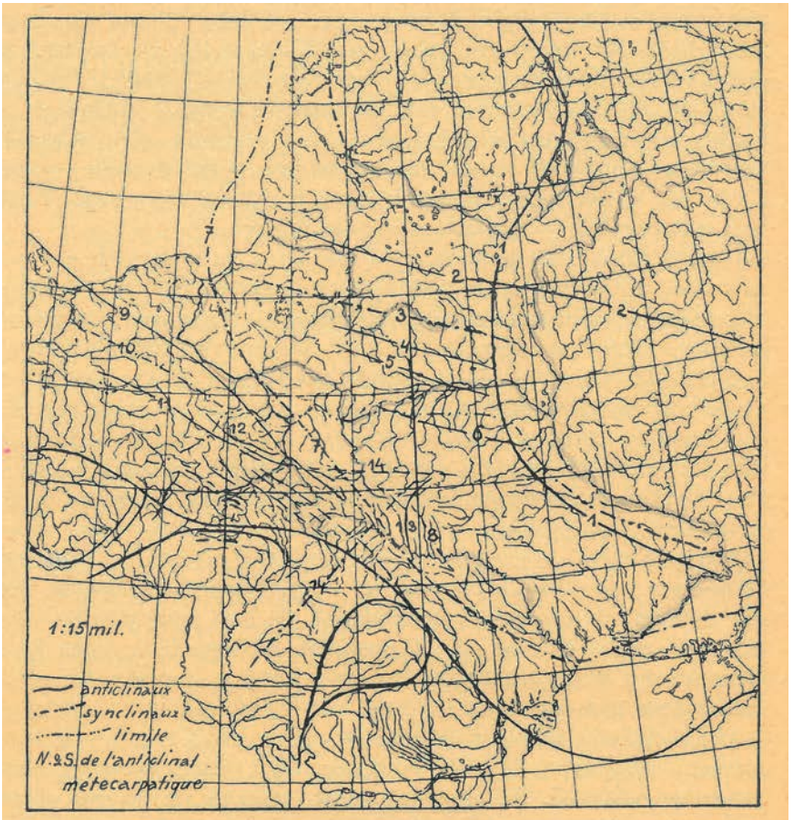
3.1. DOTYCHCZASOWE UJĘCIA

„Zarys tektoniki Polski" Jana Nowaka (1927) miał stanowić pierwszą, całościową i – na swoje czasy – nowoczesną syntezę tektonicznych aspektów budowy geologicznej naszego kraju. Jednakże próbę realizacji tych założeń trudno uznać za w pełni udaną. Choć Nowak skłonny był obarczać winą samego siebie, główną tego przyczyną była ówczesna (z dzisiejszej perspektywy zdecydowanie niewystarczająca) znajomość budowy geologicznej Polski, zwłaszcza jej części niżowej. Najlepiej ilustruje to mapa tektoniczna zamieszczona w tej pracy (fig. 1), a także – choć w mniejszym stopniu – mapa geologiczna (fig. 2), która nie pozwala na rozszyfrowanie układu struktur ukrytych pod kenozoikiem. Ów przedwojenny stan rozpoznania Niżu Polskiego jest widoczny jeszcze w pierwszym powojennym ujęciu geologii regionalnej Polski, napisanym w latach 40. XX wieku przez Książkiewicza i Samsonowicza (1952; fig. 3).

Sytuacja zaczęła się zmieniać już w latach 50., kiedy to – dzięki szybko rosnącej liczbie danych z wierceń – pojawiły się zupełnie nowe propozycje podziałów tektonicznych kraju oraz koncepcje budowy wgłębnej jego podłoża (m.in. Pożaryski, 1956, 1963, 1964, 1969, 1974; Sokołowski, Znosko, 1959; Znosko, 1962, 1974, 1998; Książkiewicz i in., 1965; Oberc, 1967; Bukowy, 1971; Dadlez, 1994). Niezależnie od indywidualnych poglądów autorów, treść tych opracowań odzwierciedlała znaczną poprawę rozpoznania budowy geologicznej Polski, będącą rezultatem szeroko zakrojonego programu wierceń badawczych, ukierunkowanych głównie na poszukiwanie złóż surowców mineralnych. Trzeba jednak dodać, że program ten – co najmniej do końca lat 50. – był częściowo inspirowany i nadzorowany przez Związek Radziecki.

Kilka przykładów ewolucji poglądów na układ głównych elementów tektonicznych Polski pokazują mapy zamieszczone na figurach 4–8. Szczególną rolę w kształtowaniu tych poglądów odegrały propozycje Władysława Pożaryskiego (1956, 1963, 1964, 1969, 1974; fig. 5, 6), których zasadnicze elementy – zwłaszcza w ujęciu podkenozoicznym – pozostały czytelne w późniejszych schematach regionalnych (np. Stupnicka, 1989, 2007; Mizerski, 2002, 2015; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Karnkowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; Nawrocki, Becker, 2017).

Większość dotychczasowych ujęć tektoniki Polski ilustrowano jedną lub dwiema mapami synoptycznymi, łączącymi informacje z różnych poziomów strukturalnych. Takie podejście – poprzez nakładanie lub redukowanie danych – prowadziło do uproszczeń, które utrudniały zrozumienie złożonej budowy wgłębnej, zmieniającej się zarówno lateralnie, jak i w pionie, na skutek współwystępowania pięter strukturalnych o odmiennych cechach. Znaczący postęp przyniosła próba formalnej regionalizacji tektonicznej Polski autorstwa Żelaźniewicza i in. (2011), oparta na trzech powierzchniach strukturalnych: podkenozoicznej, podpermskiej i poddewońskiej. Jeszcze dalej poszli autorzy „Atlasu geologicznego Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), w którym na osobnych mapach przedstawiono skutki



Objaśnienie znaków (Explication): 1) Antyklina scytyjska (anticlinal scythique) według Cz. Kuźniara. 2) Siodło (anticlinal) Wilno—Rawanicze—Woroneż. 3) Łęk nowogrodzki (synklinal de Nowogródek). 4) Siodło wołkowyskie (anticlinal de Wołkowysk). 5) Garb Suraża (saillie de Suraż). 6) Siodło Sarn (anticlinal de Sarny). 7) Wielka synklina (grand synclinal) Gdańsk—Warszawa—Lublin—Niżniów i przedłużenie. 8) Synklina Miodoborów (synclinal de Miodobory). 9) Antyklina inowrocławska (anticlinal d'Inowrocław). 10) Synklina (synclinal) Łódź—Gniezno. 11. Antyklina (anticlinal) Przedborz—Kalisz (Premik—Passendorfer—Czarnocki). 12) Antyklina łysogórska (anticlinal de Łysa Góra, Czarnocki—Samsonowicz). 13) Antyklina podolska (anticlinal de Podolie). 14) Antyklina łagowska i jej prawdopodobne połączenie z górami pełczańskiemi (anticlinal de Łagów et son probable prelongement vers Pełcza, Czarnocki—Kuźniar—Sobolew).

FIG. 1. Mapa tektoniczna Polski i obszarów sąsiednich wg Jana Nowaka (1927)

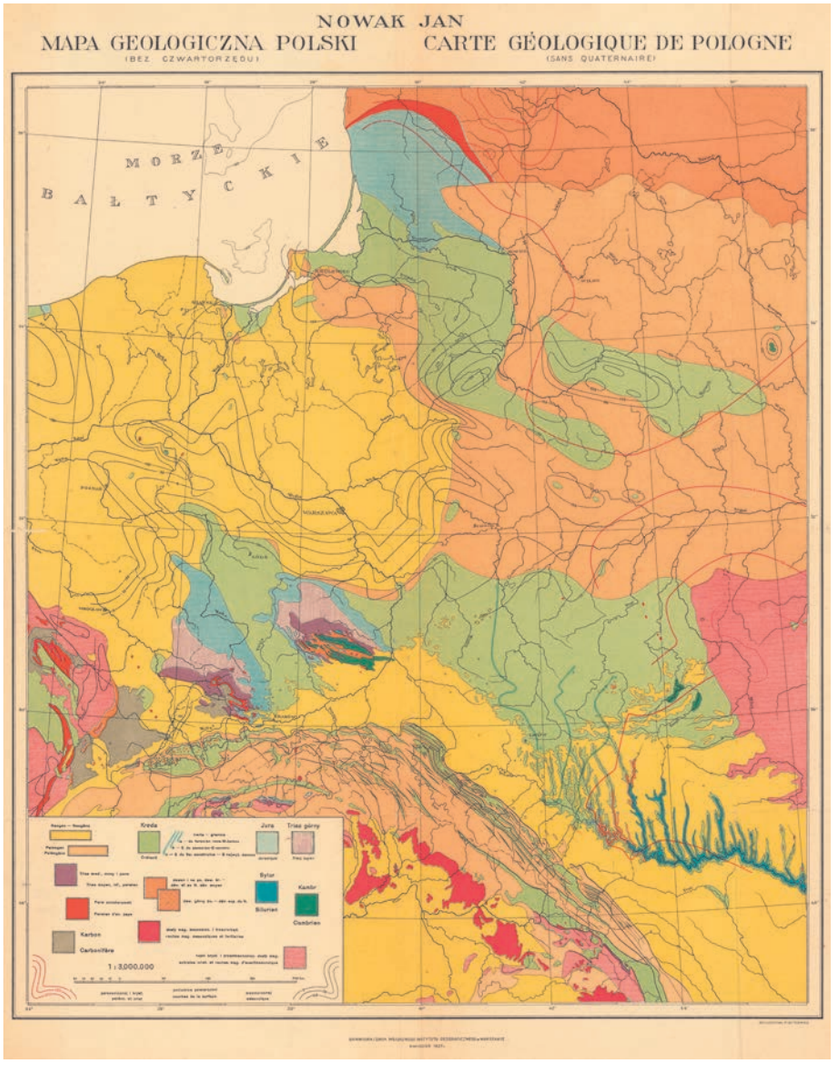
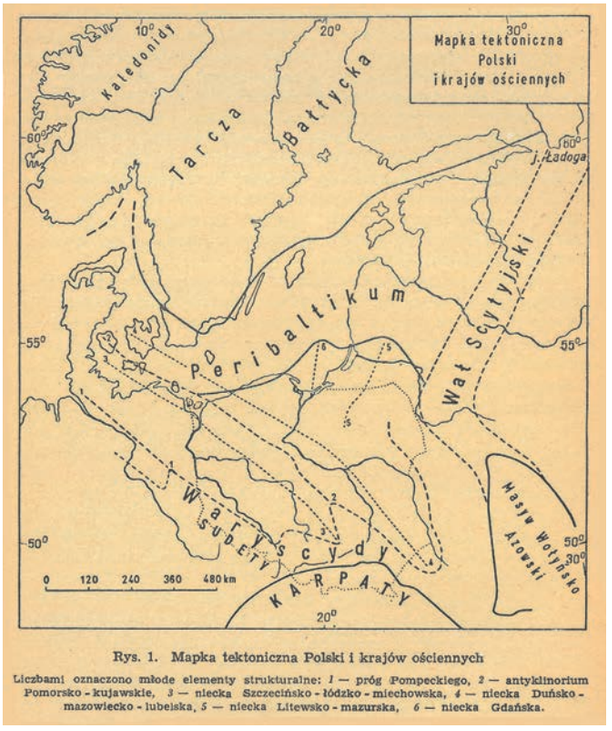


FIG. 2. Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:3 000 000 autorstwa Jana Nowaka (1927)



Rys. 1. Mapka tektoniczna Polski i krajów ościennych

Liczbami oznaczono młode elementy strukturalne: *1* — próg Pompeckiego, *2* — antyklinorium Pomorsko-kujawskie, *3* — niecka Szczecińsko-łódzko-miechowska, *4* — niecka Duńsko-mazowiecko-lubelska, *5* — niecka Litewsko-mazurska, *6* — niecka Gdańska.

FIG. 3. Mapa tektoniczna Polski i krajów ościennych autorstwa Jana Samsonowicza (*w*: Książkiewicz, Samsonowicz, 1952)

głównych orogenez oraz młodszych epizodów tektonicznych, zarówno kompresyjnych, jak i ekstensyjnych, prowadzących do fałdowania, uskokowania i przemieszczania mas skalnych.

Podejście to sprowadza się do wyodrębnienia głównych pięter strukturalnych górnej skorupy Polski i ukazania ich zasięgu lateralnego na kolejnych, zgeneralizowanych mapach tektonicznych. Niniejszy rozdział prezentuje główne cechy budowy geologicznej Polski zgodnie z ujęciem „Atlasu geologicznego Polski", co wynika również z faktu, że jeden z autorów niniejszego tekstu odpowiadał w „Atlasie" za opracowanie zagadnień tektonicznych. Część zaproponowanych tam i zaakceptowanych w monografii rozwiązań wyraźnie odbiega od koncepcji dominujących w polskiej literaturze od dziesięcioleci i dlatego wymaga dodatkowego uzasadnienia. Nie wszystkie te rozwiązania są jednak nowe – większość z nich pojawiała się wcześniej jako mniej lub bardziej prawdopodobne hipotezy, trudne do zweryfikowania w świetle ówczesnego stanu wiedzy i metod badawczych. Obecnie, dzięki wynikom uzyskanym w ostatnich latach, niektóre z nich zyskały silniejsze potwierdzenie, inne natomiast mogły zostać ostatecznie odrzucone.

3.2. GŁÓWNE ELEMENTY TEKTONIKI POLSKI

Na obszarze Polski schodzą się ze sobą trzy wielkie prowincje tektoniczne Europy (fig. 9): na północnym wschodzie platforma prekambryjska (fragment kratonu wschodnioeuropejskigo, zwany także „starą platformą"), na południowym zachodzie platforma paleozoiczna („młoda platforma" lub „platforma zachodnioeuropejska") oraz na południu mezozoiczno-kenozoiczny orogen Karpat. Ten ogólny podział tektoniczny uwidacznia się na dzisiejszej powierzchni terenu jedynie w odniesieniu do relacji pomiędzy orogenem Karpat a łącznie traktowanymi obiema platformami na ich przedpolu. Natomiast rozróżnienie między platformą starą a młodą jest utrudnione, ponieważ ich cechy diagnostyczne kryją się pod grubą pokrywą osadów, sięgającą ku dołowi co najmniej utworów permskich.

W najgłębszym planie strukturalnym (fig. 10) występuje podłoże krystaliczne obu platform – prekambryjskiej i paleozoicznej. Częściowo znane jest ono z wychodni powierzchniowych (niemal wyłącznie w Sudetach i na ich przedpolu), częściowo z wierceń, a w znacznej mierze jedynie pośrednio – z badań geofizycznych (m.in. na Pomorzu i Kujawach, w Wielkopolsce, północnej Małopolsce i na większości obszaru Górnego Śląska). Jego skład i geneza mają więc charakter w dużym stopniu hipotetyczny.

Paleoproterozoiczny fundament kratonu wschodnioeuropejskiego („starej platformy") budują fragmenty prekambryjskich pasm orogenicznych (terranów), rozdzielonych granicami tektonicznymi o charakterze szwów, biegnących zwykle w kierunku SW–NE. Strop fundamentu zalega na głębokości od 500 do 5000 m (Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017b; Mikołajczak i in., 2019). Struktury te kontynuują się na Ukrainie, Białorusi i Litwie, wykazując systematyczne odmładzanie wieku skorupy od SE ku NW (od 2,0–1,9 do 1,85–1,8 mld lat temu). Fundament jest miejscami przecięty rozległymi masywami intruzywnymi – syn- i postorogenicznymi – o wieku odpowiednio 1,79–1,75 i 1,55–1,50 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017).

Większość polskiej części podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej należy do domeny Fennoskandii, ukształtowanej w czasie orogenezy swekofeńskiej (1,9–1,8 mld lat temu; Bogdanova i in., 2008, 2015, 2016; Krzemiński i in., 2014; Krzemińska i in., 2017). Domena ta jest jedną z trzech głównych jednostek składowych kratonu wschodnioeuropejskiego, obok Sarmacji i Wołgo-Uralii (Bogdanova i in., 1996, 2008). W południowo-wschodniej Polsce pojawia się także fragment Sarmacji, uformowany 2,0–1,9 mld lat temu i połączony z Fennoskandią szwem tektonicznym ok. 1,8 mld lat temu.

Ku południowemu zachodowi fundament kratonu stopniowo zapada pod platformę paleozoiczną, zbliżając się do strefy Teisseyre'a-Tornquista (TT), a następnie ją przekraczając. Kontynuuje się tam na odległość co najmniej 100 km (Winchester, PACE, 2002; Grad i in., 2002; Mazur i in., 2015, 2016a; Smit i in., 2016; patrz też podrozdział 4.2), a jego strop (wraz z nadległym ediakarem) obniża się do ok. 14 km (Malinowski i in., 2013; Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Strefa TT, dobrze widoczna na mapach magnetycznych i słabiej na grawimetrycznych (Tornquist, 1908; Królikowski, Petecki, 1995; Wybraniec, 1999; Grabowska, Bojdys, 2001; Mazur i in., 2015, 2017, 2018a; Narkiewicz, Petecki, 2017, 2019; Grad, 2019), tradycyjnie była uważana za granicę kratonu wschodnioeuropejskiego i platformy paleozoicznej (np. Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017, 2019). Wyznacza ona strefę przejściową pomiędzy grubą skorupą platformy prekambryjskiej na północnym wschodzie a cieńszą skorupą podłoża platformy paleozoicznej na południowym zachodzie (Guterch, Grad, 2006). Przejście to odbywa

3

Główne rysy tektoniki Polski



Szkic tektoniczny Polski i krajów ościennych (częściowo na podstawie J. Znoski, E. Bruns i W. Pożaryskiego)

1 — fundament krystaliczny, sfałdowany przed młodszym prekambrem, wychodzący na powierzchnię; 2 — fundament krystaliczny występujący w podłożu mezozoiku bez pokrycia młodszego prekambru i paleozoiku; 3 — obszar występowania młodszego prekambru („eokambru") w podłożu mezozoiku bez pokrycia paleozoiku; 4 — strefy występowania starszego paleozoiku (kambru — sylwru) na powierzchni lub na głębokościach kilkusetmetrowych; 5 — strefy występowania młodszego paleozoiku (dewonu — permu) na powierzchni lub na niewielkich głębokościach (3—5 — utwory niesfałdowane); 6 — obszary fałdowań kaledońskich; 7 — obszary fałdowań hercyńskich; 8 — strefy młas hercyńskich (karbon i perm limniczny lub lądowy) występujących na powierzchni; 9 — obszary głębokiego położenia utworów prekambryjskich i paleozoicznych; 10 — obszary fałdowań alpejskich trzeciorzędowych; 11 — obszary fałdowań alpejskich kredowych; 12 — izohipsy powierzchni fundamentu krystalicznego; 13 — położenie otworów, które osiągnęły fundament krystaliczny; 14 — uskoki obcinające platformę wschodnioeuropejską, nie zarzucające się w pokrywie mezozoicznej; 15 — brzeg nasunięcia Karpat i Alp; 16 — uskoki; 17 — osie antyklin; 18 — osie synklin; 19 — granica karbonu górnego w podłożu cechsztynu i mezozoiku

FIG. 4. Szkic tektoniczny Polski i krajów ościennych wg Jana Samsonowicza (*w:* Książkiewicz i in., 1965)

się pod miąższą pokrywą osadów ediakarskich i fanerozoicznych, a jego charakter rozpoznano wyłącznie na podstawie danych geofizycznych. Szerokość strefy TT sięga 50 km i odpowiada zmianie głębokości granicy Moho o 6–8 km oraz nachyleniu stropu prekambryjskiego podłoża, który opada ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km pod miąższe sukcesje osadowe paleozoiku i mezozoiku (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). W konsekwencji, grubość skorupy krystalicznej zmniejsza się w obrębie strefy TT o 16–20 km. Jednocześnie zmniejszeniu ulega grubość całej litosfery ze 150–200 km pod platformą prekambryjską do 80–120 km pod platformą paleozoiczną (Wilde-Piórko i in., 2010; Janutyte i in., 2014; Vecsey i in., 2014). Choć interpretacje charakteru strefy TT zmieniały się w przeszłości, nowe dane sugerują, że odpowiada ona strefie wycienienia skorupy kontynentalnej, uformowanej w wyniku ryftingu ediakarskiego, a następnie poddanej dalszemu rozciąganiu w trakcie ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). W efekcie tych procesów platforma paleozoiczna spoczywa na silnie wycienionej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego, która sięga w podłożu platformy aż do granicy bloku górnośląskiego i Sudetów (Mazur, Schulmann, 2025; Kind i in., 2025).

Podłoże platformy paleozoicznej w Polsce budują z kolei fragmenty pasm fałdowych: kadomskiego, sandomierskiego (późnokambryjskiego), kaledońskiego (fig. 11) oraz przede wszystkim waryscyjskiego (fig. 12). Wszystkie te struktury zostały ścięte erozyjnie do końca karbonu i tylko w niewielkim stopniu są reprezentowane przez skały krystaliczne w górnych partiach podłoża. Sfałdowane kompleksy paleozoiczne tworzą szeroki pas na SW od strefy TT, nadścielając dolnoskorupowe przedłużenie fundamentu kratonu.

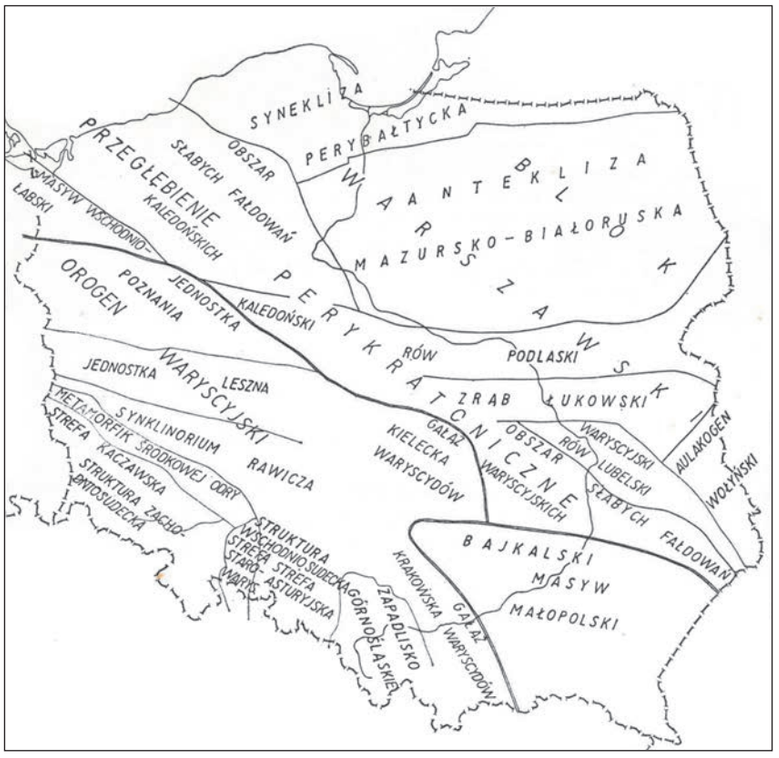


FIG. 5. Główne jednostki tektoniczne paleozoidów Polski wg Pożaryskiego (1974)



Fig. 4. Jednostki tektoniczne na terytorium Polski w epoce alpejskiej

Pole białe — wyniesiona część platformy wschodnioeuropejskiej: *1* **— wyniesienie Łeby,** *2* **— synekliza perybałtycka,** *3* **— antekliza mazursko-białoruska,** *4* **— zapadlisko podlaskie,** *5* **— wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie. Pole kropkowane — cechsztyńsko-mezozoiczne przegłębienie perykratoniczne:** *6—9* **— synklinorium brzeżne (***6* **— odcinek pomorski,** *7* **— odcinek płoński,** *8* **— odcinek południowowarszawski,** *9* **— odcinek lubelski);** *10—15* **— plakantyklinorium (antyklinorium) środkowopolskie:** *10* **— antyklinorium pomorskie,** *11—13* **— antyklinorium kujawskie (***11* **— odcinek północnokujawski,** *12* **— odcinek kutnowski,** *13* **— odcinek rawsko-gielniowski),** *14—15* **— antyklinorium świętokrzyskie (***14* **— odcinek z przykryciem mezozoicznym — otoczka mezozoiczna Gór Świętokrzyskich,** *15* **— masyw świętokrzyski);** *16—20* **— synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie (***16* **— niecka szczecińska,** *17* **— elewacja obornicka,** *18* **— niecka mogileńsko-łódzka,** *19* **— elewacja radomszczańska,** *20* **— niecka nidziańska). Pole kreskowane skośnie linią przerywaną — platforma epiwaryscyjska Polski południowo-zachodniej:** *21—25* **— monoklina przedsudecka (***21* **— strefa Gorzowa Wielkopolskiego,** *22* **— strefa Jarocina,** *23* **— strefa Wschowa — Ostrzeszów,** *24* **— strefa Lublińca,** *25* **— monoklina śląsko-krakowska);** *26—27* **— odsłonięty cokół platformy waryscyjskiej (***26* **— zapadlisko górnośląskie,** *27* **— struktury przedlarmijskie Sudetów i bloku przedsudeckiego);** *28—31* **— młode baseny strukturalne w obszarze odsłonięć platformy epiwaryscyjskiej (***28* **— peryklina Żar,** *29* **— synklinorium północnosudeckie,** *30* **— synklinorium śródsudeckie i rów górnej Nysy Kłodzkiej,** *31* **— jednostka kredy opolskiej). Pole kreskowane pionowo — orogen alpejski Polski południowej:** *32* **— zapadlisko przedgórskie Karpat,** *33* **— Karpaty zewnętrzne,** *34* **— Karpaty wewnętrzne**

Elementy orogenu kadomskiego lub jego ekwiwalentu wiekowego występują pod młodszą pokrywą w blokach małopolskim i górnośląskim. Uformowały się w późnym neoproterozoiku (ediakarze; 650–540 mln lat temu). Wielu badaczy uważało fragmenty orogenu późnoneoproterozoicznego na Górnym Śląsku i w Małopolsce za powstałe w trakcie orogenezy kadomskiej przy północnym obrzeżeniu Gondwany, a następnie przemieszczone jako fragmenty egzotycznych terranów i zadokowane do obrzeżenia Baltiki w kambrze (Nawrocki i in., 2004, 2007; Żelaźniewicz i in., 2009, 2020; Walczak, Belka, 2017). Jednak ostatnio pojawił się pogląd, że orogen późnoneoproterozoiczny południowej Polski może reprezentować fragmenty łuku magmowego rozwiniętego wzdłuż południowego obrzeżenia Baltiki (Soejono i in., 2022; Collett i in., 2022; Callegari i in., 2025). Callegari i in. (2025) proponują dla niego nazwę łuku sandomierskiego, nawiązując do pracy Paszkowskiego i in. (2021). Neoproterozoiczne fragmenty wbudowane w orogen waryscyjski Sudetów stanowią natomiast orogen kadomski w ścisłym sensie, wywodzący się z obrzeżenia Gondwany (patrz podrozdział 5.1.4.1).

Kaledonidy w Polsce występują na Pomorzu (zob. podrozdział 5.1.3) i obejmują naskórkowe pasmo fałdowo-nasuwcze, w skład którego wchodzą zdeformowane osady późnoordowicko-sylurskiego basenu przedgórskiego. Zostały one włączone w obręb klina orogenicznego kaledonidów na przełomie syluru i dewonu (Mazur i in., 2016b). Front deformacji rozwinął się nad skłonem krystalicznego podłoża, który kontrolował zasięg propagacji odkształceń dalej ku wschodowi. Około 120 km dalej ku SW pod depocentrum basenu północnoniemieckiego znajduje się szew Thora, zidentyfikowany jako nasunięcie krystalicznego podłoża Awalonii na Baltikę (Bayer i in., 2002).

Obszary przedstawione na figurze 11 w kolorze białym, wraz z pasmami sandomierskim i małopolskim, bywają w literaturze międzynarodowej ostatnich 35 lat łączone w szeroką tzw. strefę szwu transeuropejskiego (ang. TESZ – *Trans-European Suture Zone*; np. Pharaoh, 1999; Winchester, PACE, 2002; Belka i in., 2002; Nawrocki, 2015; Thybo, Artemieva, 2020). Zakłada się, że reprezentuje ona pas o szerokości ok. 300 km, w obrębie którego zadokowały do obrzeżenia Baltiki – głównie we wczesnym paleozoiku – terrany oderwane wcześniej od Gondwany lub samej Baltiki.

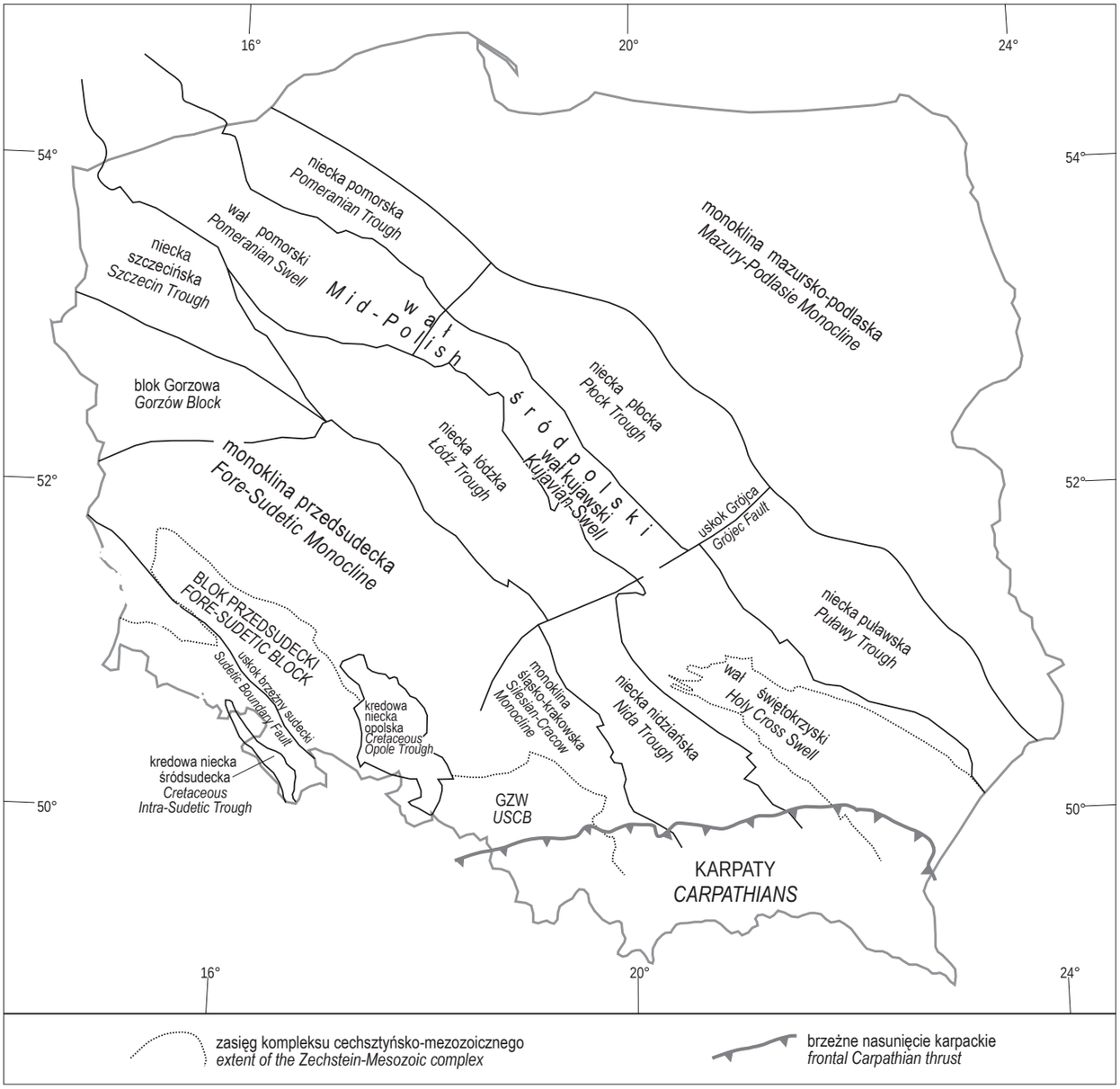
Najmłodsze struktury podłoża platformy paleozoicznej w Polsce reprezentują waryscydy powstałe w późnym dewonie i karbonie. Odsłaniają się one w Sudetach, na Górnym Śląsku, w Górach Świętokrzyskich i Tatrach (fig. 12), a na pozostałym obszarze kryją się pod młodszymi utworami. Należą do orogenu waryscyjskiego rozciągającego się od Półwyspu Iberyjskiego, Masywu Centralnego i południowej części Wysp Brytyjskich po Masyw Czeski dalej, generalnie ku wschodowi. W Alpach i Karpatach orogen waryscyjski jest reprezentowany przez rozczłonkowane masywy śródgórskie. Na Dolnym Śląsku odsłania się strefa wewnętrzna waryscydów (internidy), zbudowana z kompleksów magmowych i metamorficznych (Mazur i in., 2006; zob. podrozdział 5.1.4.1), być może sięgająca ku północy pod monoklinę przedsudecką. Dalej ku N i NE występuje strefa zewnętrzna (eksternidy; zob. podrozdział 5.1.4.2), obejmująca zdeformowane nasuwczo kompleksy karbońskie i starsze, graniczące ku NE z niezdeformowanymi osadami zapadliska przedgórskiego (Mazur i in., 2006, 2010, 2020; Krzywiec, 2017a, b; Kufrasa i in., 2020; zob. też podrozdział 5.1.4.2). Do tej strefy należy świętokrzyskie pasmo fałdowe, a deformacje sięgają aż po skraj kratonu w rejonie Lublina. W obrębie orogenu występują też zapadliska śródgórskie wypełnione karbońskimi osadami synorogenicznymi z pokładami węgla, w tym rozległe zapadlisko górnośląsko-małopolskie.

W Tatrach, podobnie jak w wielu innych rejonach Karpat wewnętrznych i Alp, występuje włączony w orogen alpejski fragment orogenu waryscyjskiego w postaci karbońskich plutonów granitoidowych wraz z fragmentami ich osłony metamorficznej (por. podrozdział 6.2.3.1).

Na platformie wschodnioeuropejskiej zasięgi kolejnych systemów paleozoicznej pokrywy osadowej dokumentują kontynuację kopułowego wypiętrzania oraz stopniowe odsłanianie się na powierzchni proterozoicznego fundamentu kratonu w postaci anteklizy mazursko-białoruskiej i wyniesienia łukowskiego o charakterze zrębu. Procesy te zachodziły w trakcie deformacji karbońskich, a wcześniej sylurskich i dewońskich, w obrębie dzisiejszej platformy prekambryjskiej.

Z początkiem permu, w warunkach regionalnej ekstensji, na orogenicznym paleozoicznym podłożu platformy zachodnioeuropejskiej utworzył się rozległy basen polsko-niemiecki (por. podrozdziały

FIG. 6. Główne jednostki tektoniczne mezo- i kenozoiczne Polski wg Pożaryskiego (1974)



3
Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 7. Geologiczny podział regionalny Polski pozakarpackiej w planie podkenozoicznym wg Narkiewicza i Dadleza (2008)

5.2.1 i 5.2.3), który stopniowo pogłębiał się i wypełniał osadami permu i mezozoiku. Równolegle, choć na znacznie mniejszą skalę, osady te akumulowały się również na obszarze sąsiedniej platformy wschodnioeuropejskiej. Pod koniec kredy, w wyniku kolizji Iberii z południową Francją i powstania orogenu Pirenejów, na dużych obszarach Europy doszło do kompresji tektonicznej (Kley, Voigt, 2008), która doprowadziła do inwersji basenu polsko-niemieckiego. W Polsce utworzył się wówczas system łagodnych, wielkoskalowych fałdów o długości do 800 km i amplitudzie lokalnie przekraczającej 2 km. Fałdy te, o przebiegu NW–SE, deformują osady permomezozoiczne basenu polskiego (fig. 13), a być może również jego podłoże. Najgłębsza strefa basenu – tzw. bruzda środpolska, o miąższości osadów do 8 km – w wyniku późnokredowo-paleoceńskiej inwersji została przekształcona w antyklinorium środkowopolskie, w którego południowo-wschodnim segmencie odsłoniły się na powierzchni kompleksy paleozoiczne i starsze, tworzące wyniesienie świętokrzysko-samborskie (zwane także antyklinorium dolnego Sanu). Podobny charakter miały masyw dolnośląski oraz wyniesienie górnośląskie, które można interpretować jako kolejne antyklinorium, którego północno-wschodnie skrzydło stanowią monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska. Na sztywnym podłożu platformy wschodnioeuropejskiej osady pokrywy permomezozoicznej zachowały się w formie niemal poziomo zalegającej płyty – monokliny mazursko-podlaskiej. Na większości obszaru Polski struktury mezozoiczne pozostają dziś ukryte pod grubą, sięgającą kilkudziesięciu do kilkuset metrów, pokrywą kenozoiczną.

Fałdy i nasunięcia Karpat centralnych, obecnie widoczne w Tatrach i Pieninach, ukształtowały się w późnej kredzie, prawdopodobnie w znacznej odległości na SW od ich dzisiejszej pozycji. Powstały one w wyniku kolizji obrzeżenia platformy zachodnioeuropejskiej z terranem Adrii, którego autochtoniczne podłoże rozciąga się dziś pod Adriatykiem (Schmid i in., 2008, 2020; Handy i in., 2015). Allochtoniczne fragmenty podłoża tego terranu występujące obecnie we wschodnich Alpach, Karpatach centralnych i wewnętrznych oraz pod północną częścią basenu panońskiego określane są zwykle jako ALCAPA (Plašienka, 2018). Do domeny tej należą także skały trzonu krystalicznego Tatr (Jurewicz, 2005). Karpaty zewnętrzne tworzy pasmo fałdowo-nasuwcze (fig. 14), obejmujące szereg płaszczowin fliszowych (np. Oszczypko, 2004). Ich skład litologiczny reprezentuje osady pasywnego obrzeżenia połączonych platform zachodnio- i wschodnioeuropejskiej (np. płaszczowiny śląskie) lub pokrywy kopalnych domen oceanicznych (płaszczowina magurska; Froitzheim i in., 2008). Płaszczowiny te zostały włączone w obręb klina orogenicznego Karpat, nasuniętego ostatecznie na brzeg platformy europejskiej w miocenie (Oszczypko, 2004; Ustaszewski i in., 2008).

Po głównej fazie inwersji basenu permsko-mezozoicznego w późnej kredzie–paleocenie, w środkowym–późnym eocenie doszło do drugiej fazy ograniczonego wypiętrzenia antyklinorium środkowopolskiego (wału środkowopolskiego). Z końcem eocenu i na początku oligocenu nastąpiła subsydencja wąskich rowów tektonicznych na monoklinie przedsudeckiej (fig. 14), równoczesna z rozwojem środkowoeuropejskiego systemu ryftowego. W tym samym czasie w przedpolu Karpat zmienił się układ subsydencji i erozji – z dominującego wcześniej wpływu antyklinorium środkowopolskiego o przebiegu NW–SE na oddziaływanie rosnącego wału metakarpackiego o orientacji W–E (Jarosiński i in., 2009). Rozwój tej ostatniej struktury interpretuje się jako efekt długofalowego fałdowania litosfery w odpowiedzi na narastanie skierowanych południkowo wewnątrzpłytowych naprężeń kompresyjnych, przenoszonych ze strefy kolizji karpackiej oraz zachodzącego od końca oligocenu obciążania tektonicznego przez płaszczowiny zewnętrznych Karpat Zachodnich. Pod koniec oligocenu system rowów przedsudeckich

3
Główne rysy tektoniki Polski

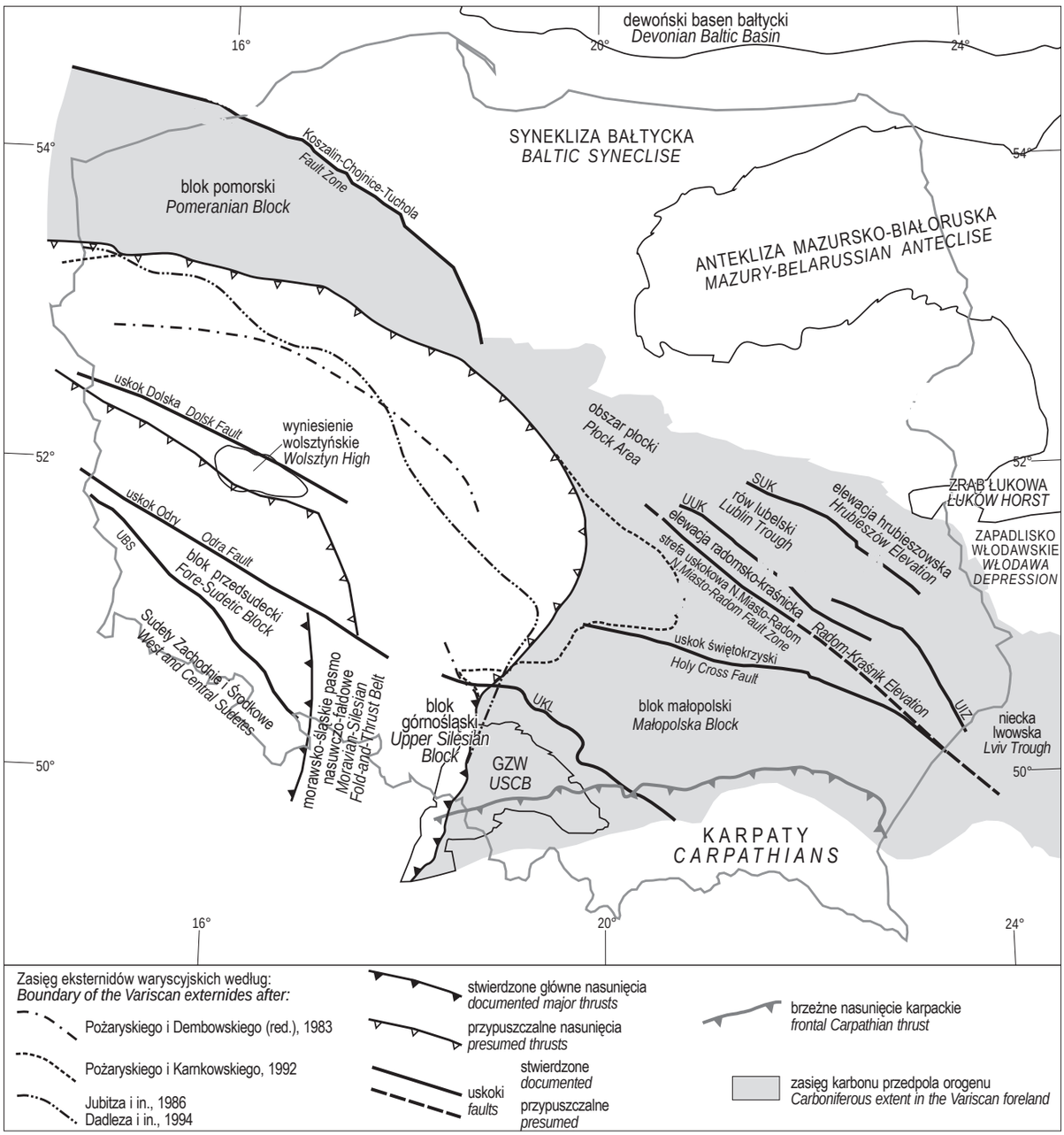


FIG. 8. Geologiczny podział regionalny Polski pozakarpackiej w planie podpermsko-mezozoicznym (waryscyjskim) wg Narkiewicza i Dadleza (2008)

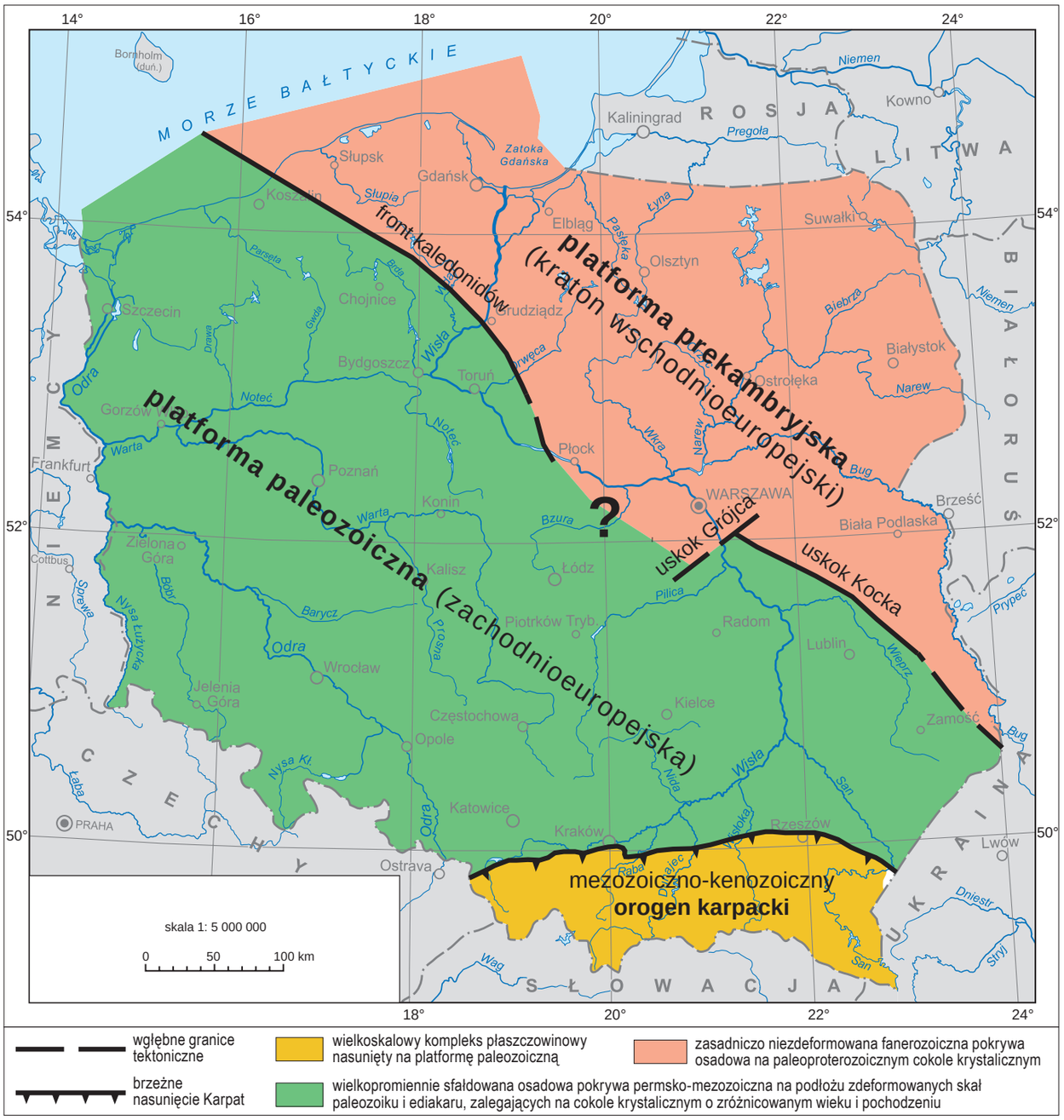
rozprzestrzenił się na całą platformę paleozoiczną (fig. 14), a Sudety pozostawały aktywne jeszcze w miocenie i pliocenie (Różycka, Migoń, 2017). Procesy te były równoczesne z przebudową basenu fliszowego Karpat zewnętrznych, a następnie jego mioceńską inwersją i przekształceniem w stos płaszczowin, czemu towarzyszył rozwój fleksuralnego basenu przedgórskiego Karpat oraz wybrzuszenia przedgórskiego. Transport płaszczowin ku północy w polskich Karpatach zewnętrznych zakończył się w sarmacie lub panonie ok. 10–12 mln lat temu (zob. podrozdział 6.6.2). Następnie doszło do migracji ku wschodowi osi subsydencji basenu przedkarpackiego oraz wygaszenia aktywności tektonicznej w rowach Niżu Polskiego.

Po okresie relaksacji postorogenicznej w pliocenie i czwartorzędzie utrzymywał się obecny reżim naprężeń kompresyjnych (Jarosiński, 2005). Pole naprężeń w tym czasie było zdominowane przez naprężenia kompresyjne związane z kolizją Karpat i oddziaływaniem na ich przedpole, wynikającym z postępującej indentacji płyty adriatyckiej (Jarosiński, 2005). Dodatkowo nasilone oddziaływanie tzw. pchania od grzbietu (ang. *ridge push*), wywierane na pasywne krawędzie północnego Atlantyku (Stephenson i in., 2020) i Morza Arktycznego, przyczyniło się do ukształtowania współczesnego pola naprężeń z dominującym w Polsce kierunkiem maksymalnego ściskania zbliżonym do N–S.

Niektóre rozwiązania przyjęte w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), a następnie w niniejszym tomie, różnią się od tradycyjnych koncepcji obecnych w literaturze. Wynikają one ze skonfrontowania wcześniejszych propozycji z rezultatami nowych badań, które umożliwiły ich weryfikację oraz krytyczną ocenę dotychczasowych modeli. Niektóre z nich pozytywnie przeszły weryfikację, inne zostały zmodyfikowane lub zastąpione nowszymi modelami. Niezależnie od tego, poszczególni autorzy rozdziałów niniejszego opracowania, opierając się na wynikach tych samych badań prezentują własne, czasem odmienne interpretacje, co nie jest niczym niezwykłym w nauce rozwijającej się przez falsyfikację sprzecznych koncepcji oraz wielostronną analizę faktów.

3.3. JAKIE KONCEPCJE ZOSTAŁY ZMODYFIKOWANE?

W powyższym krótkim przeglądzie tektoniki oraz ewolucji kolejnych pięter strukturalnych i głównych jednostek tektonicznych Polski, przygotowanym w dużej mierze zgodnie z ujęciem przedstawionym w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), zmodyfikowano szereg koncepcji obowiązujących od dziesięcioleci. Koncepcje te, odnoszące się do układu głównych jednostek tektonicznych i ich interpretowanej natury, zostały zastąpione nowszymi i bardziej aktualnymi rozwiązaniami. Innym autorom rozdziałów niniejszego tomu także sugerowano zastosowanie wspomnianych modyfikacji, pozostawiono im jednak swobodę formułowania własnych interpretacji.



3
Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 9. Prowincje tektoniczne Polski (Aleksandrowski, Mazur 2017, wg Aleksandrowskiego, 2017a – zmodyfikowano)

Najważniejszą przyjętą zmianą jest znaczące poszerzenie obszaru orogenu waryscyjskiego w granicach Polski. Ma to liczne konsekwencje, polegające m.in. na przesunięciu granicy pomiędzy platformą prekambryjską i paleozoiczną oraz na nowej interpretacji położenia zapadliska górnośląskiego w obrębie pasa waryscydów. Inne istotne nowelizacje dotyczą m.in. odmiennego ujęcia charakteru strefy Teisseyre'a-Tornquista – w związku z potwierdzeniem hipotezy przedłużania się na SW krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej pod platformę paleozoiczną – a także przyjęcia istnienia kontrastującego z otoczeniem, wysokogęstościowego podłoża krystalicznego pod południowo-zachodnią Lubelszczyzną, południowym Mazowszem i północno-wschodnią Małopolską. Poniżej omówiono i uzasadniono najważniejsze zmiany o znaczeniu regionalnym, w znacznej mierze opierając się na zaktualizowanej wersji wcześniejszej publikacji autorów (Aleksandrowski, Mazur, 2017).

Przesunięcie granicy orogenu waryscyjskiego ku wschodowi

Pojęcie orogenu, wprowadzone ponad sto lat temu przez Kobera (1921), w ostatnich dziesięcioleciach uległo znacznemu uproszczeniu w stosunku do skomplikowanych propozycji związanych z nieaktualną od ponad półwiecza teorią geosynklinalną, na gruncie której zostało ono oryginalnie sformułowane. Współcześnie orogeny definiuje się przede wszystkim na podstawie cech deformacji tektonicznych o charakterze kontrakcyjnym (kompresyjnym), ich skali oraz położenia względem krawędzi płyt litosferycznych. Oddaje to dobrze kilka prostych, powszechnie uznanych definicji. I tak np. Allaby, Allaby (1999) przyjmują, że „orogen (pas orogeniczny, mobilny, fałdowy) jest to linijna lub łukowata strefa o skali regionalnej [...] poddana tektonice kompresyjnej". Według Neuendorfa i in. (2005) orogen to „linijny lub łukowaty region poddany fałdowaniu lub innym deformacjom w trakcie cyklu orogenicznego", natomiast zdaniem Şengöra (1990) pasmo orogeniczne reprezentuje „strukturę powstałą w wyniku procesów zachodzących na konwergentnych obrzeżeniach płyt litosferycznych". Tak rozumiane pojęcie pasm orogenicznych nie jest ograniczone przez genetyczne typy występujących w ich obrębie kompleksów skalnych, spośród których tylko niektóre w dobie panowania teorii geosynklinalnej uważano za właściwe dla orogenów („osady geosynklinalne", w tym np. „flisz"), poza obszarem pasm orogenicznych pozostawiając skądinąd często intensywnie sfałdowane kompleksy skał osadowych w przyległych strefach, którym przypisywano genezę pozageosynklinalną (np. „osady platformowe", „epikontynentalne" czy też „molasa"; zob. np. Znosko, 1965a, 1970; Pożaryski, 1990; choć np. Chain, 1974, wyłamał się skutecznie z tego schematu, wydzielając pasma orogeniczne „epigeosynklinalne" i „epiplatformowe"). Tego typu ograniczenie obowiązywało od dawna w odniesieniu do obszaru świętokrzyskiego, który od końca lat 50. XX wieku stopniowo przestał być zaliczany do strefy orogenicznej waryscydów (Czarnocki, 1957a, b; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992). Nastąpiło to wbrew długoletniej tradycji (Bertrand, 1887; Limanowski, 1922; Bederke, 1930; von Bubnoff, 1930; Samsonowicz,

3
Główne rysy tektoniki Polski

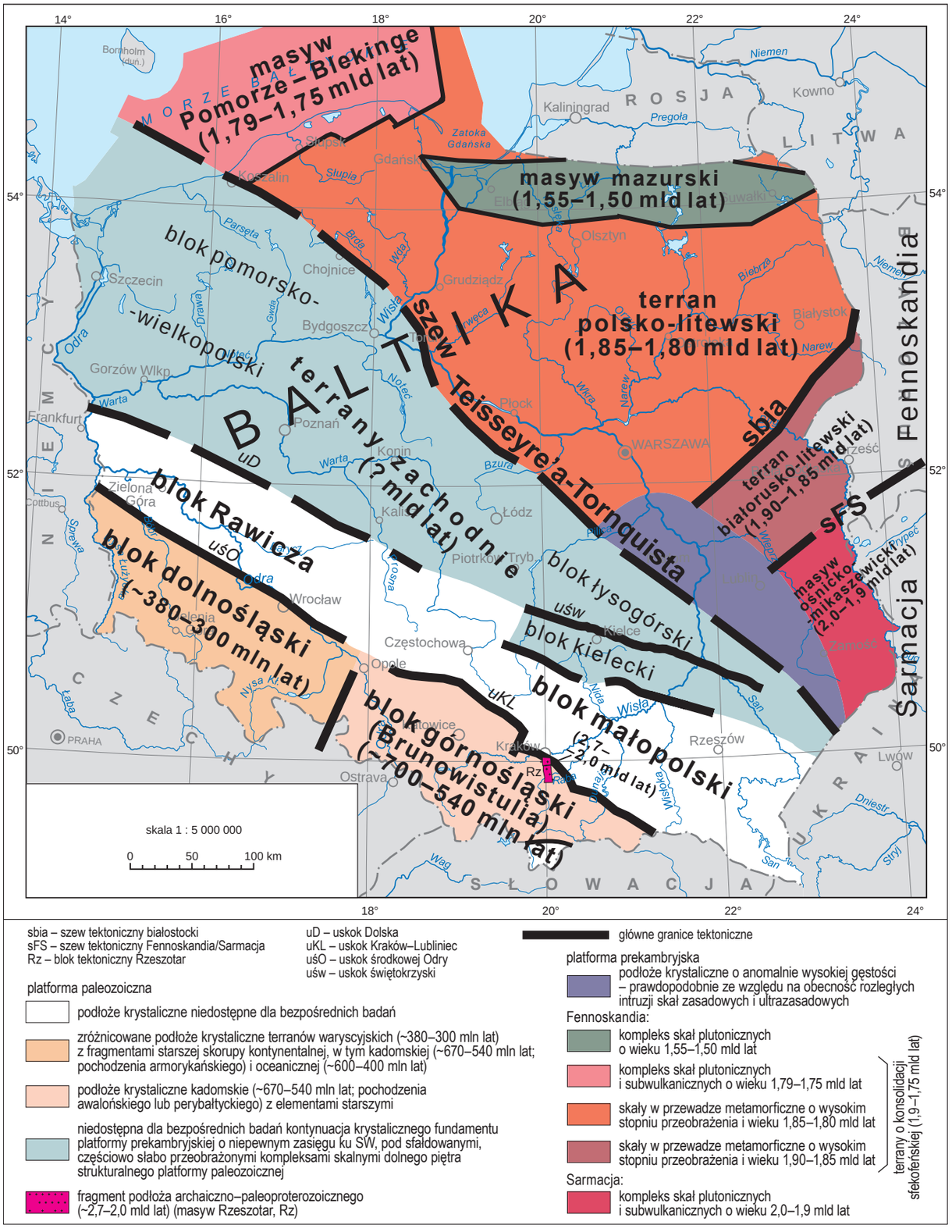
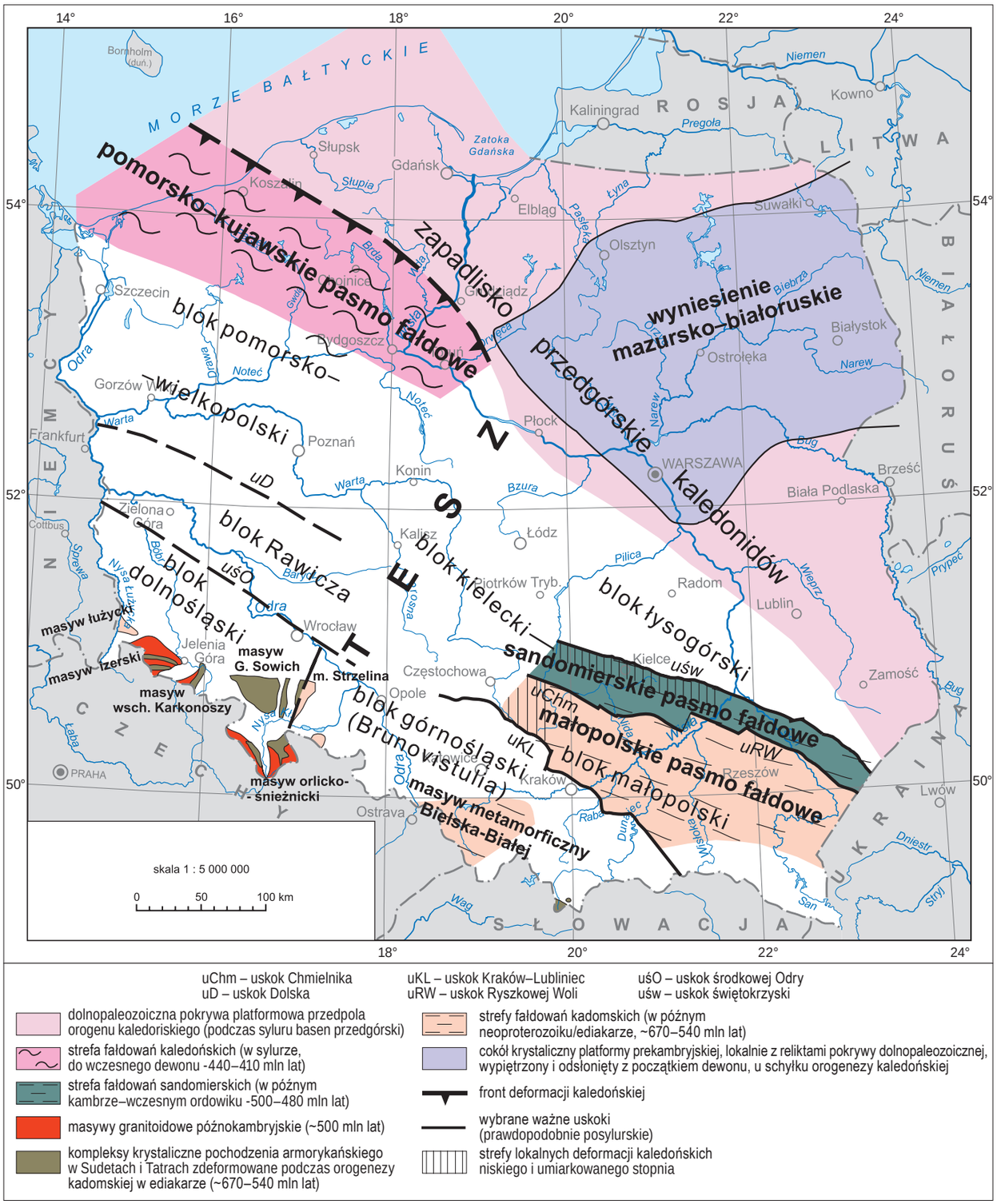


FIG. 10. Jednostki tektoniczne krystalicznego podłoża (Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego i in., 2017 – zmodyfikowano)

1952; Książkiewicz i in., 1965), związanej z faktem objęcia tego obszaru niewątpliwie dość intensywnym fałdowaniem podczas karbonu (por. np. Mizerski, 1979, 1995, 1998; Stupnicka, 1992). Do rezygnacji z zaliczania obszaru świętokrzyskiego do orogenu waryscyjskiego doszło na gruncie arbitralnie przyjętego podziału skał karbońskich na „orogeniczny" flisz i „nieorogeniczną" molasę, oraz ze względu na trudności z pogodzeniem współwystępowania efektów fałdowania karbońskiego z efektami deformacji starszych cykli orogenicznych (por. np. Czarnocki, 1957a, b; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992). W efekcie w opracowaniach Pożaryskiego, Karnkowskiego (1992), Dadleza (1994) czy Znoski (1998) granicę waryscydów zamykano na zachód od Gór Świętokrzyskich. To rozwiązanie, powielane później na większości map tektonicznych Polski (np. Mazur i in., 2006; Żelaźniewicz i in., 2011), utrwaliło się niemal bezkrytycznie w schematach tektonicznych kraju.

Alternatywnie proponowano zaliczenie obszaru świętokrzyskiego do kaledonidów (czasem tylko w odniesieniu do części kieleckiej – Pożaryski, 1957, 1959; Znosko, 1964, 1965a) lub zakładano, że deformacje kolejnych cykli nie miały tam charakteru orogenicznego, poza najstarszymi (późny neoproterozoik–wczesny kambr oraz późny kambr–wczesny ordowik; Pożaryski, 1959; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983, 1998; Dadlez, 1994; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Konon (2008) oraz Żelaźniewicz i in. (2011) opisali fałdową strukturę Gór Świętokrzyskich i obszaru radomsko-kraśnickiego, nie rozstrzygając, czy utworzyła się w karbonie, w trakcie orogenezy waryscyjskiej. Wydaje się, że w przypadku obszaru świętokrzyskiego trudności wynikające z dążenia do przyznania decydującej roli tej lub innej orogenezie w ukształtowaniu struktury przedpermskiego podłoża można wytłumaczyć przyjmowanym założeniem, że dominująca orogeneza powinna „skonsolidować" podłoże i wykluczyć możliwość efektywnego fałdowania w trakcie



uChm – uskok Chmielnika
uD – uskok Dolska
uKL – uskok Kraków–Lubliniec
uRW – uskok Ryszkowej Woli
uśO – uskok środkowej Odry
uśw – uskok świętokrzyski

- dolnopaleozoiczna pokrywa platformowa przedpola orogenu kaledoniskiego (podczas syluru basen przedgórski)
- strefa fałdowań kaledońskich (w sylurze, do wczesnego dewonu -440–410 mln lat)
- strefa fałdowań sandomierskich (w późnym kambrze–wczesnym ordowiku -500–480 mln lat)
- masywy granitoidowe późnokambryjskie (~500 mln lat)
- kompleksy krystaliczne pochodzenia armorykańskiego w Sudetach i Tatrach zdeformowane podczas orogenezy kadomskiej w ediakarze (~670–540 mln lat)
- strefy fałdowań kadomskich (w późnym neoproterozoiku/ediakarze, ~670–540 mln lat)
- cokół krystaliczny platformy prekambryjskiej, lokalnie z reliktami pokrywy dolnopaleozoicznej, wypiętrzony i odsłonięty z początkiem dewonu, u schyłku orogenezy kaledońskiej
- front deformacji kaledońskiej
- wybrane ważne uskoki (prawdopodobnie posylurskie)
- strefy lokalnych deformacji kaledońskich niskiego i umiarkowanego stopnia

3 Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 11. Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne – kaledońskie, sandomierskie i kadomskie (Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego, Buły, 2017b – zmodyfikowano). Białe pola – brak danych/ brak struktur określonego wieku

młodszych wydarzeń orogenicznych. Tymczasem zjawisko ponownego fałdowania obszarów wcześniej skonsolidowanych jest typowe dla wielu orogenów i tradycyjnie określane mianem „regeneracji obszaru skonsolidowanego" (Stille, 1940; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Obecność w regionie świętokrzyskim elementów orogenu sandomierskiego (a według niektórych również kaledońskiego) nie wyklucza więc jego późniejszego włączenia w strefę fałdowań waryscyjskich w późnym karbonie, a tym samym w strefę brzeżną orogenu waryscyjskiego.

Poza regionem świętokrzyskim nowoczesna sejsmika refleksyjna potwierdziła w ostatnich dekadach istnienie struktur fałdowo-nasuwczych w obrębie karbonu i podłoża paleozoicznego także w zachodniej części Lubelszczyzny i na ziemi radomskiej (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Regiony te, traktowane dotąd jako nieorogeniczne (rów lubelski, wyniesienie radomsko-kraśnickie; Narkiewicz, 2003; Narkiewicz, Dadlez, 2008), były faktycznie intensywnie fałdowane już w karbonie (Pożaryski, 1964; Książkiewicz i in., 1965). Dlatego w świetle obecnej wiedzy o zasięgu i charakterze deformacji w Polsce zarówno w przeszłości, jak i w kontekście współczesnego rozumienia orogenów, zdecydowano (fig. 12; Aleksandrowski, Buła, 2017a) o włączeniu do waryscydów kompleksów przedpermskich regionu świętokrzyskiego, strefy radomsko-kraśnickiej i południowo-zachodniej Lubelszczyzny, w zgodzie z ustaleniami Tomaszczyka (2015), Krzywca i in. (2017a, b) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017). Ten segment orogenu waryscyjskiego wykazuje cechy brzeżnego pasa fałdowo-nasuwczego (ang. *foreland fold-and-thrust belt*), powstałego w końcowym etapie orogenezy w karbonie, w utworach klastycznych zapadliska przedgórskiego waryscydów i podścielających sukcesjach paleozoicznych. Dolne części tych sekwencji noszą miejscami ślady wcześniejszych deformacji kaledońskich (w końcu syluru; Buła, 2000) oraz silniejszych – sandomierskich.

Styl tektoniczny pasa świętokrzysko-radomsko-lubelskiego różni się jednak od strukturalnego obrazu Karpat zewnętrznych, często błędnie uznawanych w Polsce za typowy przykład strefy frontowej

3
Główne rysy tektoniki Polski

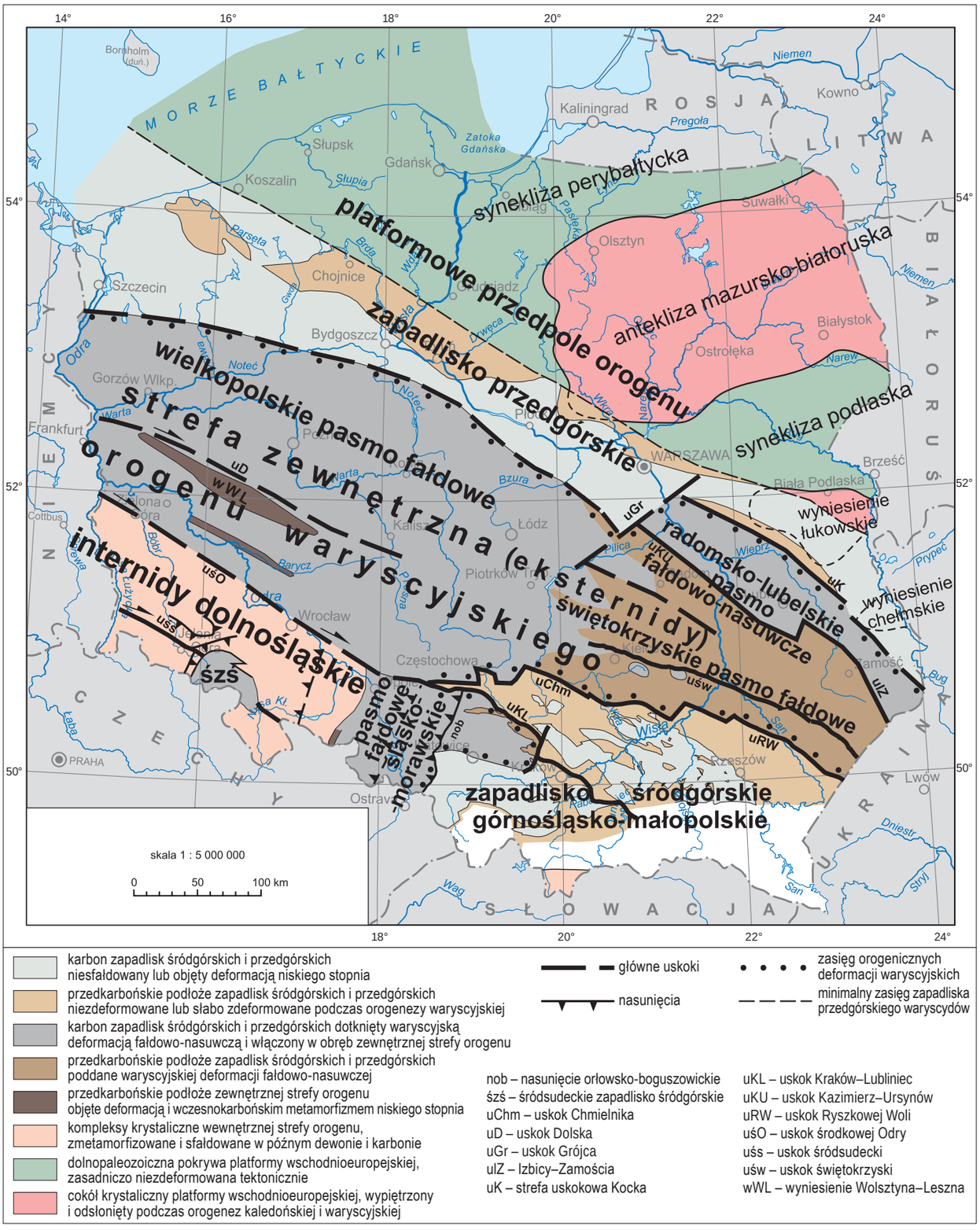


FIG. 12. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie; Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego, Buły, 2017a – zmodyfikowano). Białe pola – brak danych

orogenów. W Karpatach mamy bowiem do czynienia z dalekimi przesunięciami płaszczowin na niezdeformowanym podłożu, natomiast w strefie radomsko-lubelskiej ruchy na spągowym odkłuciu w utworach ediakaru i dolnego syluru są stosunkowo niewielkie i wygasają ku frontowi, zlokalizowanemu wzdłuż strefy uskokowej Kocka (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; zob. podrozdział 5.1.4.2).

Przesunięcie granicy platformy paleozoicznej w południowo-wschodniej Polsce

Bezpośrednią konsekwencją znacznego przemieszczenia ku wschodowi zasięgu orogenu waryscyjskiego kosztem terenów zaliczanych dotąd do jego przedpola jest przesunięcie granicy platformy paleozoicznej aż po strefę uskokową Kocka. To właśnie wzdłuż niej kończą się wyraźne fałdowo-nasuwcze struktury deformacyjne w skałach karbonu, dewonu i starszego paleozoiku pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego.

Pojęcie platformy paleozoicznej przyjęte w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), a za nim w niniejszej monografii, zakłada – zgodnie z wieloletnią praktyką stosowaną w polskiej geologii – współwystępowanie dwóch pięter strukturalnych: zdeformowanego podłoża (niekoniecznie krystalicznego lub choćby słabo zmetamorfizowanego) oraz zalegającej na nim z niezgodnością erozyjną pokrywy osadowej. Skoro taki układ stwierdza się na części Lubelszczyzny i ziemi radomskiej, należy uznać, że platforma paleozoiczna, wyodrębniona według tych samych kryteriów na blisko połowie terytorium Polski, kontynuuje się także na tym obszarze. Powinna więc być zaznaczona na mapie prowincji tektonicznych Polski (fig. 9). Nie wyklucza tego fakt głębokiego podścielania młodszej platformy przez podłoże kratonu prekambryjskiego, sięgające w tej konfiguracji daleko ku południowemu zachodowi (zob. niżej).

3
Główne rysy tektoniki Polski

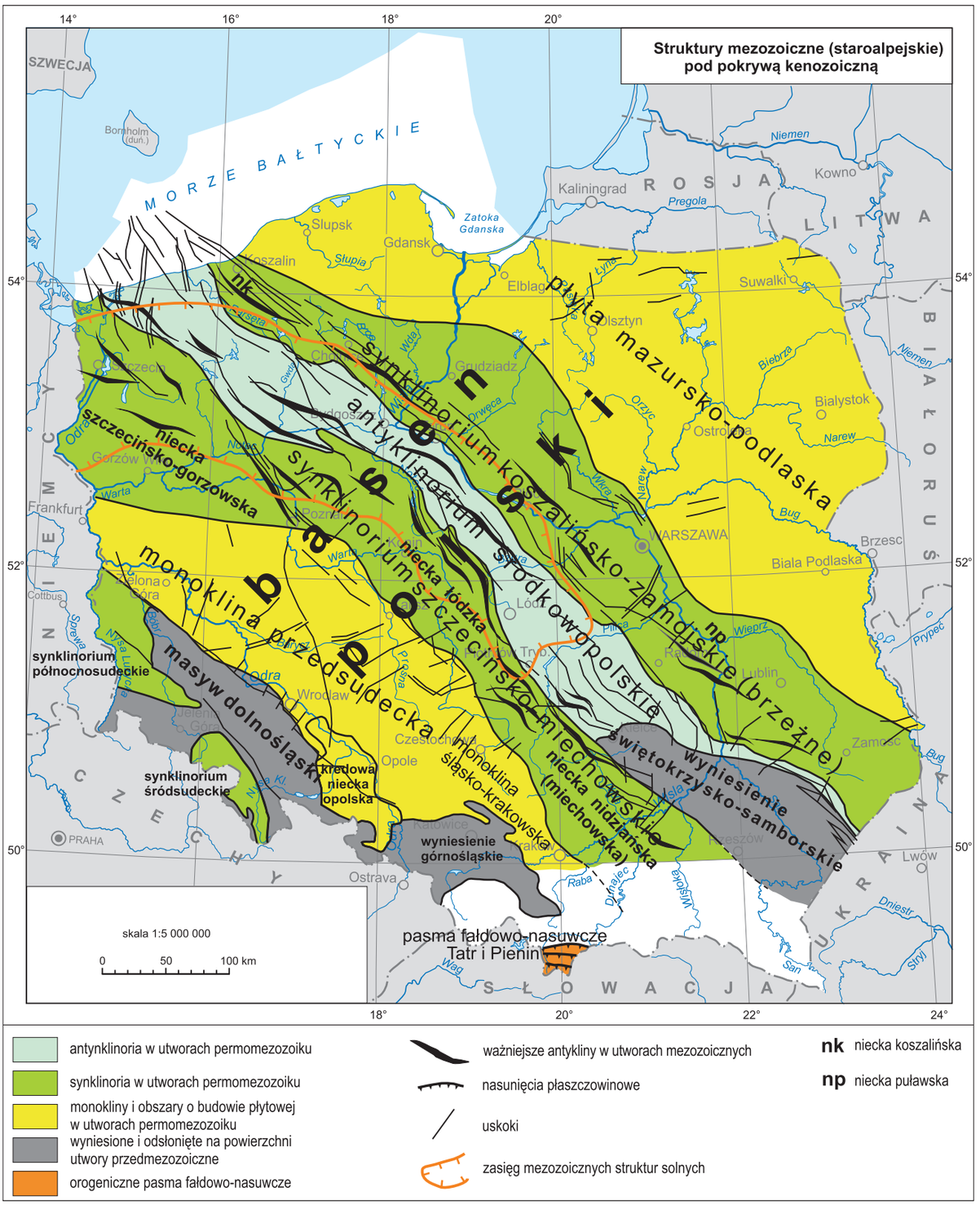


FIG. 13. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie; wg Aleksandrowskiego, 2017b)

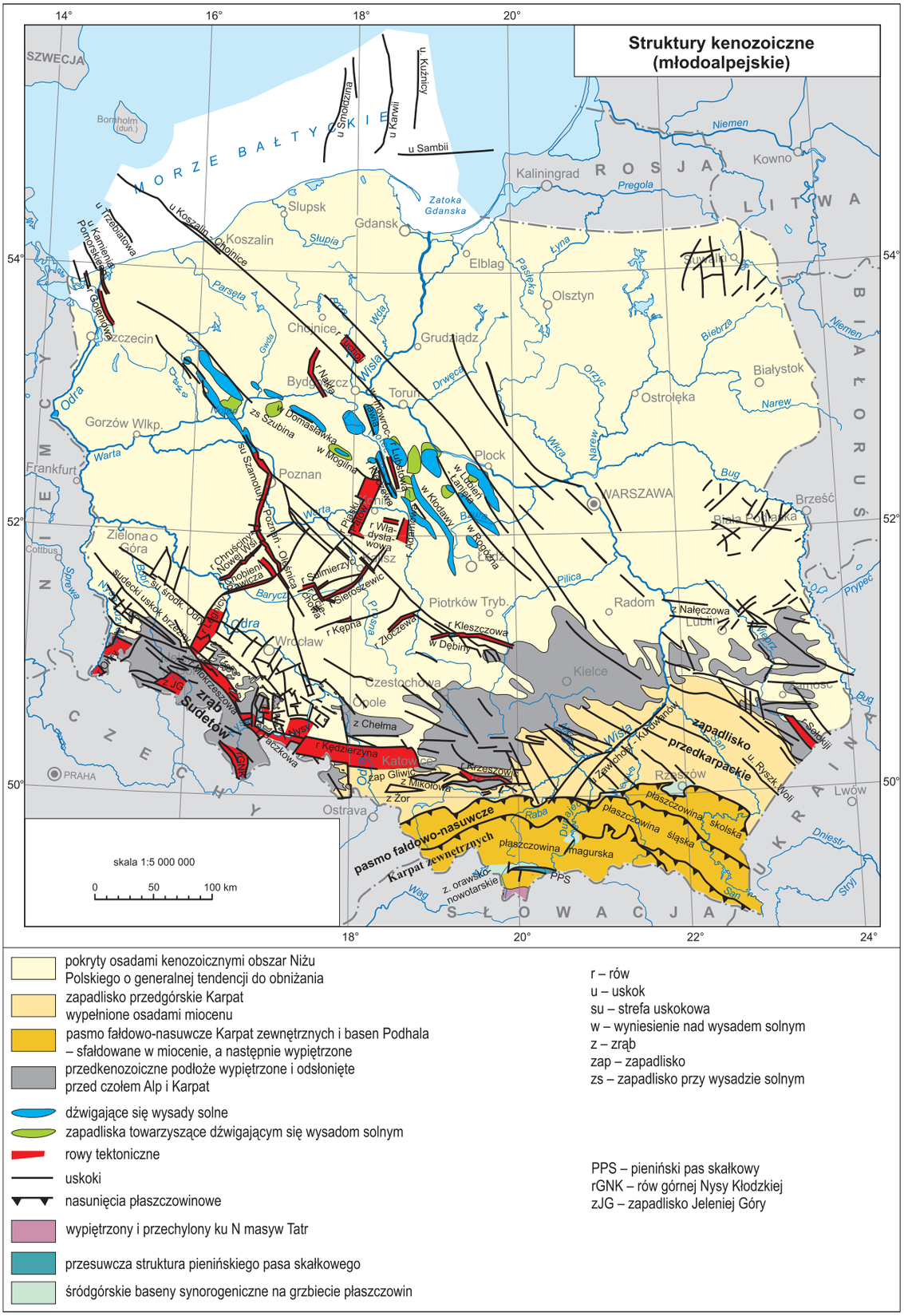
Śródgórskie położenie zapadliska górnośląskiego

Zaliczenie Gór Świętokrzyskich do zewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego prowadzi do reinterpretacji basenu górnośląskiego jako zapadliska śródgórskiego, obejmującego także jego naturalne (choć nie wszędzie produktywne) przedłużenie na blok małopolski (fig. 12). Nie jest to nowe rozwiązanie w ujęciu historycznym – poglądy takie pojawiały się już wcześniej (szczegółowy przegląd *w*: Znosko, 1965b), od czasów Suessa (1888). Słabszy rozwój bądź brak deformacji waryscyjskich na większości obszaru zapadliska górnośląsko-małopolskiego wynika z jego założenia na sztywnym, starszym podłożu brunowistuliku w części górnośląskiej oraz bloku małopolskiego dalej na wschód (fig. 11, 12). Tym samym, za najprawdopodobniej słuszny uznać można pogląd Znoski (1962, 1965b) i Bukowego (1964), że „śląsko-krakowskie zagłębie węglowe" w karbonie funkcjonowało początkowo jako zapadlisko przedgórskie, a po sfałdowaniu regionu świętokrzyskiego znalazło się w pozycji zapadliska śródgórskiego (por. np. dyskusja *w*: DeCelles, Giles, 1996, dotycząca zmian położenia względem orogenu poszczególnych stref depozycji w systemach basenów przedgórskich w trakcie ich ewolucji).

Anomalna skorupa pod południowo-zachodnią Lubelszczyzną i ziemią radomską

Obecność ciał o wysokiej prędkości przewodzenia fal sejsmicznych (tzw. ciał wysokoprędkościowych) w strefie radomsko-kraśnickiej i na południowo-zachodniej Lubelszczyźnie (fig. 10) sugerowano już wcześniej na podstawie badań refrakcyjnych (Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005, 2009; Środa i in., 2006). Malinowski i in. (2005) wiązali je z obecnością intruzji skał zasadowych na przełomie prekambru i kambru. Analizy grawimetryczne (Mikołajczak, 2016; Mazur i in., 2017) wskazują na jeszcze większy zasięg tych ciał wysokoprędkościowych/wysokogęstościowych niż sugerowały dane sejsmiczne. Występują one zarówno w dolnej, jak i górnej skorupie (Mazur i in., 2017: fig. 3), obejmując całą strefę radomsko-kraśnicką i SW Lubelszczyznę. Ich zasięg pokrywa się

3
Główne rysy tektoniki Polski



pokryty osadami kenozoicznymi obszar Niżu Polskiego o generalnej tendencji do obniżania
zapadlisko przedgórskie Karpat wypełnione osadami miocenu
pasmo fałdowo-nasuwcze Karpat zewnętrznych i basen Podhala – sfałdowane w miocenie, a następnie wypiętrzone
przedkenozoiczne podłoże wypiętrzone i odsłonięte przed czołem Alp i Karpat
dźwigające się wysady solne
zapadliska towarzyszące dźwigającym się wysadom solnym
rowy tektoniczne
uskoki
nasunięcia płaszczowinowe
wypiętrzony i przechylony ku N masyw Tatr
przesuwcza struktura pienińskiego pasa skałkowego
śródgórskie baseny synorogeniczne na grzbiecie płaszczowin

r – rów
u – uskok
su – strefa uskokowa
w – wyniesienie nad wysadem solnym
z – zrąb
zap – zapadlisko
zs – zapadlisko przy wysadzie solnym

PPS – pieniński pas skałkowy
rGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej
zJG – zapadlisko Jeleniej Góry

FIG. 14. Struktury kenozoiczne (młodoalpejskie; wg Zuchiewicza i in., 2017)

z obszarem małopolskiego wyżu grawimetrycznego. Obecność takich ciał pod świętokrzyską częścią wyżu pozostaje jednak kwestią otwartą i wymaga dalszych badań. Geneza tych struktur również pozostaje nierozstrzygnięta, choć ich związek z ryftingiem Rodinii w ediakarze wydaje się prawdopodobny.

Strefa Teisseyre'a-Tornquista – efekt rozciągania skorupy podczas ryftingu kontynentalnego

Strefa Teisseyre'a-Tornquista (TT) wyraźnie wyróżnia się na mapach pól potencjalnych – magnetycznych i grawimetrycznych (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999) – oddzielając obszary o odmiennych charakterystykach geofizycznych. Tradycyjnie była interpretowana jako głęboka strefa uskokowa, stanowiąca granicę platformy wschodnioeuropejskiej od strony SW i jej kontakt z platformą paleozoiczną (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990; Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Na podstawie badań geofizycznych sugerowano jednak, że granica ta dotyczy tylko górnej skorupy, podczas gdy krystaliczna dolna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. EEC – *East European Craton)* sięga daleko pod platformę paleozoiczną (Winchester i in., 2002; Grad i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Guterch i in., 2010). Nowe

dane sejsmiki refleksyjnej (POLCRUST-01 – Malinowski i in., 2013; PolandSPAN – Krzywiec i in., 2014) w połączeniu z reinterpretacją danych grawimetrycznych i magnetycznych (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017a) wykazały, że strefa TT w rzeczywistości nie odzwierciedla regionalnej strefy uskokowej w fanerozoicznych kompleksach osadowych. Kompleksy osadowe pokrywy platformowej kontynuują się przez strefę TT, podobnie jak krystaliczny fundament EEC, którego strop przechodzi w poprzek tej strefy, ulegając jedynie wyraźnemu nachyleniu i pogłębieniu ku SW (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Krzywiec i in., 2017a, b). Szczegółową charakterystykę i interpretację strefy TT przedstawiono w podrozdziale 4.2.

Zmniejszenie grubości skorupy i wypłycanie Moho na SW od strefy TT jest interpretowane jako efekt późnoneoproterozoicznego ryftingu SW obrzeża Baltiki (Poprawa, Pacześna, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006). Proces ten doprowadził do utworzenia perykratonicznego obniżenia, które pogłębiało się w toku kolejnych etapów tektonicznych i sedymentacyjnych w ediakarze i fanerozoiku. Uznanie, że krystaliczne podłoże EEC kontynuuje się daleko na SW poprzez strefę TT, wymusza rezygnację z tradycyjnej interpretacji strefy TT jako uskokowej granicy platform prekambryjskiej i paleozoicznej (por. Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). W SE Polsce krok ten został już wykonany poprzez rozszerzenie zasięgu waryscydów na Lubelszczyznę (zob. wyżej). Natomiast w NW części Polski za granicę platform należy uznać front deformacji kaledońskiej (fig. 11), na wschód od którego – zgodnie z definicją – rozciąga się platforma paleozoiczna. Warto przy tym podkreślić, że przebieg tego frontu na Pomorzu dość dobrze pokrywa się w pionowym rzucie na mapę z przebiegiem strefy TT.

Zasięg krystalicznego podłoża EEC pod platformą paleozoiczną

Koncepcja dalekiego przedłużania się kratonu wschodnioeuropejskiego pod platformą paleozoiczną nie jest nowa (Tanner, Meissner, 1996; Berthelsen, 1998; Żaba, 1999; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002; Bayer i in., 2002; Grad i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009; Guterch i in., 2010). Nowe są jednak dane, które potwierdzają, precyzują i częściowo modyfikują tę hipotezę (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak i in., 2019), i na ich podstawie sporządzono mapy odzwierciedlające aktualny stan wiedzy o krystalicznym fundamencie Polski (fig. 10).

W południowej Polsce krystaliczne podłoże EEC wydaje się, że sięga aż po północno-wschodnią granicę bloku górnośląskiego (fig. 10; Malinowski i in., 2005) i uskok Odry (Mazur i in., 2021; Mazur, Schulmann, 2025). Duży fragment tego fundamentu, głęboko podścielający platformę paleozoiczną i odseparowany od znanych fragmentów strefą TT, określony na figurze 10 jako „terrany zachodnie", wyróżnia się odmiennymi cechami geofizycznymi. Jego szczegółowa charakterystyka – litologia, wiek konsolidacji, struktura wewnętrzna i proweniencja – pozostaje jednak nadal nieznana.

Rozwój zapadliska przedgórskiego kaledonidów

Zasięg zapadliska przedgórskiego kaledonidów pomorsko-kujawskich w „Atlasie" (Nawrocki, Becker, 2017) powiązano z występowaniem facji ilasto-mułowcowej w wenloku i ludlowie (Modliński i in., 2010), i umiejscowiono głównie na przedpolu współcześnie rozpoznawanego frontu deformacji kaledońskiej (fig. 11). Podejście to wymaga jednak modyfikacji, gdyż w szerszym ujęciu regionalnym (Poprawa, 2006b) i w świetle nowych badań (Porębski i in., 2013; Mazur i in., 2018b) rozwój tego basenu i jego wypełnienia był bardziej złożony (zob. podrozdziały 4.3 i 5.1.3).

Polska część basenu kaledońskiego stanowi fragment większego basenu sylurskiego rozciągającego się w kierunku NW–SE od cieśnin duńskich po Mołdawię i wybrzeże Morza Czarnego. Główne depocentrum znajdowało się na Pomorzu, gdzie miąższość osadów syluru sięga 4800 m (Mazur i in., 2018b). Poprzednikiem basenu przedgórskiego kaledonidów był ordowicki basen perykratoniczny rozwinięty na pasywnym obrzeżeniu Baltiki. Na początku syluru pojawiły się facje czarnych łupków graptolitowych, związane z transgresją morską po zlodowaceniach ordowickich, a następnie z subsydencją spowodowaną obciążeniem obrzeżenia Baltiki przez stopniowo powiększający swą masę orogen kaledoński (Mazur i in., 2018b). Pierwszym wyraźnym efektem oddziaływania pobliskiego orogenu było pojawienie się synorogenicznych osadów klastycznych w sekwencji osadowej basenu. Położenie spągu klastyków ma na obszarze Polski silnie diachroniczny charakter – wiek ich najniższej części młodnieje z NW na SE, od landoweru na Pomorzu po ludlow na Lubelszczyźnie. Odzwierciedla to migrację depocentrum basenu wzdłuż biegu jego osiowej części w przybliżeniu równolegle do współczesnego położenia frontu deformacji kaledońskiej. Sugeruje to diachroniczne zamykanie Oceanu Tornquista zgodnie z modelem zamka błyskawicznego (ang. *zipper tectonics*; Hatcher, 2002).

Deformacja wypełnienia basenu i jego przedpola miała miejsce na początku dewonu i zachodziła jednocześnie w Polsce (Pomorze, Góry Świętokrzyskie) oraz w innych regionach Europy (Ardeny; szczegóły *w*: Mazur i in., 2018b). Ponieważ Ocean Tornquista był wówczas już zamknięty (od późnego ordowiku–wczesnego syluru w sektorze pomorskim), deformacja nie mogła wiązać się z konwergencją Baltiki i Awalonii. Najpewniej stanowiła efekt dalekiego oddziaływania lewoskrętnych przesunięć wzdłuż szwu Japetusa (Mazur i in., 2018b).

3.4. O KONCEPCJACH TERRANÓW W OBRĘBIE STREFY TESZ

Na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w pasie o szerokości ok. 200–300 km w podpermskim lub poddewońskim podłożu, od ponad 35 lat jest postulowane występowanie zespołu terranów tektonostratygraficznych. Terrany te miały zostać wzajemnie przemieszczone, a także przesunięte względem Baltiki i Gondwany jeszcze przed późnym karbonem (najczęściej przyjmuje się, że głównie we wczesnym paleozoiku), a następnie scalone w kolaż określany mianem strefy szwu transeuropejskiego (por. Pożaryski, 1990; Pharaoh, 1999; Belka i in., 2002; Dadlez i in., 2005; Pharaoh i in., 2006; Nawrocki, 2015; Walczak, Bełka, 2017; Thybo, Artemieva, 2020). Spośród map tektonicznych zamieszczonych w „Atlasie Geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017) najbardziej przydatna do rozważania ewentualnej budowy terranowej strefy TESZ jest mapa struktur wczesnopaleozoicznych i późnoproterozoicznych (fig. 11; Aleksandrowski, Buła, 2017b). Przynajmniej część wyróżnionych na niej bloków skorupowych, oddzielonych granicami tektonicznymi i zawierających fragmenty różnowiekowych orogenów, można uznać za jednostki o odmiennej budowie i historii rozwoju. Z uwagi na brak wystarczających danych nie zdecydowano się jednak przedstawić modeli rozmieszczenia terranów w polskiej części platformy paleozoicznej. Jeden z takich modeli zamieszczono przykładowo w części „Atlasu" dotyczącej paleogeograficznego rozmieszczenia kontynentów (Golonka, Nawrocki, 2017).

Jakie są jednak zasady, na podstawie których wydziela się w strefie TESZ terrany i na ile uzasadnione są te interpretacje? Na obszarze północno-zachodniej i centralnej Polski, gdzie dolnopaleozoiczne podłoże przykrywa gruba sekwencja utworów permsko-mezozoicznych i górnopaleozoicznych, podział na potencjalne terrany opiera się przede wszystkim na zróżnicowanej charakterystyce sejsmicznej skorupy (znanej z sondowań refrakcyjnych) oraz na rozmieszczeniu anomalii grawimetrycznych i magnetycznych (Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Szczególną uwagę zwraca się przy tym na strefy o podwyższonych wartościach gradientów pól potencjalnych, gdzie wnioskuje się o występowaniu granic między terranami. Interpretacje te są obarczone jednak dużą dozą niepewności ze względu na brak możliwości zweryfikowania, na ile obserwacje geofizyczne rzeczywiście odzwierciedlają przebieg granic geologicznych.

Nieco odmienna sytuacja występuje w południowo-wschodniej Polsce, w obrębie masywu małopolskiego. Choć krystaliczne podłoże tej jednostki jest również znane jedynie z badań geofizycznych, to skały dolnopaleozoiczne rozpoznano w wierceniach i odsłonięciach w strefie kieleckiej Gór Świętokrzyskich. Dzięki temu dzieje masywu małopolskiego można rekonstruować z większym prawdopodobieństwem, opierając się na danych geologicznych. W pracy Walczaka i Bełki (2017), zgodnej z wcześniejszymi interpretacjami (np. Winchester i in., 2002) postuluje się, że blok małopolski był pierwszym terranem perygondwańskim, który przebył Ocean Tornquista i zadokował przy Baltice w środkowym kambrze. Choć autorzy ci przytaczają liczne dane izotopowe, faunistyczne i geochronologiczne na poparcie tej tezy, to interpretacja pozostaje zależna od poprawności współczesnych rekonstrukcji tektoniki płyt dla neoproterozoiku (Johansson, 2009, 2014; Torsvik, Cocks, 2013, 2016). Rekonstrukcje te zakładają separację Baltiki od Amazonii przed 650 mln lat. Jeśli jednak przyjąć, że ediakarskie sekwencje ryftowe i towarzyszące im pokrywy bazaltowe na Lubelszczyźnie i Wołyniu wiązały się z rozpadem Rodinii (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a; Shumlyanskyy, 2016; Shumlyanskyy i in., 2016; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022; Środoń i in., 2023), to oddzielenie nastąpiło dopiero ok. 550–570 mln lat temu (Compston i in., 1995; Shumlyanskyy i in., 2016). W takim ujęciu masyw małopolski mógł nigdy nie opuszczać obrzeżenia Baltiki, a dolnokambryjski materiał o proweniencji amazońskiej mógł być tam transportowany przez dopiero otwierający się Ocean Tornquista. Dlatego interpretacje geofizyczne i geologiczne uznające masyw małopolski za część obrzeżenia Baltiki (Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009) pozostają wciąż realną alternatywą.

3.5. PODSUMOWANIE

Przedstawiliśmy krótkie uzasadnienie szeregu rozwiązań przyjętych w części rozdziałów tego tomu (w dużej mierze za wydanym „Atlasem geologicznym Polski"; Nawrocki, Becker, 2017), szczególnie w odniesieniu do elementów wgłębnej budowy geologicznej kraju, które w świetle dotychczasowych poglądów mogą budzić pewne kontrowersje. Wskazaliśmy również, że wiele z tych interpretacji nie jest nowych – pojawiały się wcześniej jako hipotezy, które w ówczesnych warunkach trudno było zweryfikować. Niektóre, jak zaliczenie Gór Świętokrzyskich, ziemi radomskiej i Lubelszczyzny do orogenu waryscyjskiego, napotykały dodatkowo przeszkody ideologiczne związane z pozostałościami teorii geosynklinalnej. Obecnie, dzięki badaniom głębokich struktur nowoczesnymi metodami sejsmicznymi oraz zaawansowanemu modelowaniu pól potencjalnych, możliwa stała się częściowa weryfikacja wcześniejszych, niekiedy już odrzuconych koncepcji i ich powrót do obiegu naukowego w zmodyfikowanej formie. Niektóre z modeli wgłębnej tektoniki zaprezentowane w tym tomie są natomiast nowymi propozycjami, wynikającymi ze współczesnych badań i interpretacji, które wcześniej nie były dostępne w literaturze przedmiotu.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 2017a. Prowincje tektoniczne Polski. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 40. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., 2017b. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 42. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017a. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 43. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017b. Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 44. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Aleksandrowski P., Krzemińska E., Nawrocki J., Buła Z., 2017. Jednostki podłoża krystalicznego. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 45. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Allaby A., Allaby M., 1999. A Dictionary of Earth Sciences. Oxford University Press.

Antonowicz L., Iwanowska E., 2004. Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 52: 128–130.

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Bayer U., Grad M., Pharaoh T.C., Thybo H., Guterch A., Banka D., Lamarche J., Lassen A., Lewerenz B., Scheck M., Marotta A.-M., 2002. The southern margin of the East European Craton: new results from seismic sounding and potential fields between the North Sea and Poland. Tectonophysics, 360: 301–314.

Bederke E., 1930. Oberschlesien und das varistische Gebirge. Geologische Rundschau, 21: 234–242.

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, London, Special Publications, 201: 19–36.

Bertrand R., 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. Bulletin de la Société géologique de France, Ser. 3, 15: 423–447.

Berthelsen A., 1998. The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. GFF, 120: 223–230.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

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

Bogdanova S., 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., Gorbatschev R., Garetsky R.G., 2016. EUROPE|East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands: 1–18.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1984. Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160: 3–13.

Bukowy S., 1964. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 184: 41–88.

Bukowy S., 1971. Uwagi o podziale tektonicznym Polski. Kwartalnik Geologiczny, 15: 797–812.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Callegari R., Mazur S., McClelland W.C., Barnes C.J., Ziemniak G., Kośmińska K., Majka J., 2025. Middle Cambrian convergence at the southwestern Baltica margin, Holy Cross Mts., Poland, and its significance for reconstructions of early Gondwana. Geoscience Frontiers, 16: 101972.

Chain W.J., 1974. Geotektonika ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.

Collett S., Mazur S., Schulmann K., Soejono I., 2022. Significance of a late neoproterozoic–Early Cambrian southern Baltica active margin in late-stage Rodinian and early Gondwanan reconstructions. Precambrian Research, 383: 106918.

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

Czarnocki J., 1957a. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 18: 1–133.

Czarnocki J., 1957b. Geologia regionu łysogórskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 18: 1–138.

Dadlez R., 1994. Polska: Tektonika. *W*: Tektonika (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski). Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa (mapa na wklejce).

Dadlez R., Grad M., Guterch A., 2005. Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? Tectonophysics, 411: 111–128.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

DeCelles P., Giles K., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105–123.

Franke D., 1995. The Caledonian terranes along the south-western border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. Studia Geophysica et Geodaetica, 39: 241–256.

Froitzheim N., Plašienka D., Schuster R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians *W*: The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 1141–1232. Geological Society of London.

Golonka J., Nawrocki J., 2017. Mapy położenia kontynentów w przeszłości geologicznej. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 80–85. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Grabowska T., Bojdys G., 2001. The border of the East-European Craton in south-eastern Poland based on gravity and magnetic data. Terra Nova, 13: 92–98.

Grad M., 2019. Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre-Tornquist Line and the edge of the East European Craton. Geochemistry, 79: 422–433.

Grad M., Polkowski M., 2016. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105: 1199–1214.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 295–309.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., Thybo H., De Vos W., 2010. Crustal structure and structural framework. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J. Doornenbal, A. Stevenson). EAGE Publications: 11–23. Houten:

Handy M.R., Ustaszewski K., Kissling E., 2015. Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. International Journal of Earth Sciences, 104: 1–26.

Hatcher R.D., 2002. Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. Geological Society of America Special Papers, 364: 199–208.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., CELEBRATION 2000 WORKING GROUP, 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Grad M., Guterch A., 2009. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. Geological Quarterly, 53: 141–158.

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P.H., Budraitis M., 2014. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. Solid Earth, 5: 821–836.

Jarosiński M., 2005. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

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.

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.

Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 895–903.

Literatura

Kind R., Yuan X., Schiffer C., 2025. Seismic Images of the Collision of Central European Terranes. Geophysical Journal International, 242, ggaf150.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kober L., 1921. Der Bau der Erde. Borntraeger, Berlin.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Królikowski C., Petecki Z., 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, M18, 273: 87–92.

Krzemiński L., Krzemińska E., Petecki Z., 2014. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – podsumowanie projektu badawczego. Przegląd Geologiczny, 62: 288–289.

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 platformy wschodnioeuropejskiej, 1:1,000,000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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., Malinowski M., Mazur S., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high-effort seismic reflection data (project PolandSPAN). Geologia Sudetica, 42: 46–48.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European Craton as revealed by seismic reflection and potential field data-Correlations with the Variscides and the Appalachians. *W*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell). Geological Society of America Special Papers, 213.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., 1952. Zarys geologii Polski. PWN, Warszawa.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965. Zarys geologii Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kufrasa M., Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Mikołajczak M., 2020. Sequence of deformation at the front of an orogen: Lublin basin case study (Poland). Journal of Structural Geology, 141: 104211.

Limanowski M., 1922. O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogicznych, biegnących pod temi łańcuchami. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, Tom I: 557–600.

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 Baltic to Palaeozoic Europe in SE Poland-CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Środa P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczyński E., Majdański M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Maystrenko Y.P., Scheck-Wenderoth M., 2013. 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53–77.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, jgs2024-075.

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., 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., 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., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2016a. Reply to Comment by M. Narkiewicz and Z. Petecki on – Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 35: 1600–1607.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016b. 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., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2018a. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. Geology, Geophysics & Environment, 44: 17–30.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018b. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

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.

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., 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, 103417.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. ING PAN, Kraków [rozpr. doktor.].

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

Mizerski W., 1979. Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 29: 1–38.

Mizerski W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts. in Central Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 372: 1–47.

Mizerski W., 1998. Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 46: 337–345.

Mizerski W., 2002. Geologia Polski dla geografów. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Mizerski W., 2015. Geologia Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich 1:2 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Narkiewicz M., 2003. Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon-karbon). Przegląd Geologiczny, 51: 771–776.

Narkiewicz M., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61: 502–520.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2019. Strefa Teisseyre'a-Tornquista – dawne koncepcje a nowe dane. Przegląd Geologiczny, 67: 837–848.

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.

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., 2015. 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., 2015. Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce. Przegląd Geologiczny, 63: 1272–1283.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny – 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: 59–76.

Nawrocki J., Boguckij A., Katinas V., 2004. New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. Geological Quarterly, 48: 309–316.

Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Zylinska A., Fanning M., 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, London, 164: 405–423.

Neuendorf K.K.E., Mehl Jr. J.P., Jackson J.A., 2005. Glossary of Geology, 5th Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów, 1927, 1–160. Kraków.

Oberc J., 1967. Podział geologiczny Polski. Kwartalnik Geologiczny, 11: 389–406.

Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamägi 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.

Perchuć E., 1984. Structure of the Earth's crust in southeastern Poland. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-13: 77–86.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Literatura

Pharaoh T.C., Winchester J.A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A., 2006. The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. Geological Society, London, Memoirs, 32: 291–312.

Plašienka D., 2018. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. Tectonics, 37: 2029–2079.

Poprawa P., 2006a. Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – Zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 165–188.

Poprawa P., 2006b. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

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: 49–61.

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Armstrong 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.

Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze. Przegląd Geologiczny, 61: 468–477.

Pożaryski W., 1956. Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Przegląd Geologiczny, 4: 237–241.

Pożaryski W., 1957. Góry Świętokrzyskie. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1959. Budowa geologiczna Polski. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1963. Jednostki geologiczne Polski. Przegląd Geologiczny, 11: 4–10.

Pożaryski W., 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 8: 1–32.

Pożaryski W., 1969. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Przegląd Geologiczny, 17: 57–65.

Pożaryski W., 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 1. Niż Polski (red. W. Pożaryski): 24–34. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Pożaryski W., Karnkowski P., 1992. Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1:1 000 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Różycka M., Migoń P., 2017. Tectonic geomorphology of the Sudetes (Central Europe) – a review and re-appraisal. Annales Societatis Geologorum Poloniae 87: 275–300.

Samsonowicz J., 1952. Era paleozoiczna w Polsce. *W*: Zarys geologii Polski (red. M. Książkiewicz, J. Samsonowicz): 51–89. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kounov A., Maţenco L., Nievergelt P., Oberhänsli R., Pleuger J., Schefer S., Schuster R., Tomljenović B., Ustaszewski K., 2020. Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research, 78: 308–374.

Şengör A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. Earth-Science Reviews, 27: 1–201.

Shumlyanskyy L., 2016. Geochemistry of the Ediacaran (c. 570 Ma) Volyn flood basalt province, southwestern East European platform. LIP of the Month, April, Large Igneous Provinces Commission, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, 13 pp.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson 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.

Smit J., Van Wees J.D., Cloetingh S., 2016. The Thor suture zone: From subduction to intraplate basin setting. Geology, 44: 707–710.

Soejono I., Schulmann K., Sláma J., Hrdličková K., Hanzl P., Konopásek J., Collett S., Míková J., 2022. Pre-collisional crustal evolution of the European Variscan periphery: constraints from detrital zircon U-Pb ages and Hf isotopic record in the Precambrian metasedimentary basement of the Brunovistulian Domain. Precambrian Research, 372, 106606.

Sokołowski S., Znosko J., 1959. Mapa tektoniczna Polski. *W*: Atlas geologiczny Polski 1: 1 000 000. Inst. Geol. Warszawa: tabl. 7.

Stephenson R., Schiffer C., Peace A., Nielsen S.B., Jess S., 2020. Late Cretaceous-Cenozoic basin inversion and palaeostress fields in the North Atlantic-western Alpine-Tethys realm: implications for intraplate tectonics. Earth-Science Reviews, 210, 103252.

Stille H., 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Borntraeger, Berlin.

Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.

Stupnicka E., 1992. The significance of the Variscan Orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid-Polish Uplands). Geologische Rundschau, 81: 561–570.

Stupnicka E., 2007. Geologia regionalna Polski. Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Suess E., 1888. Das Antlitz der Erde. Erster Band. Wydaw. Tempsky, Wien.

Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vozár J., 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. Geophysical Journal International, 167: 737–760.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I.L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi 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.

Tanner B., Meissner R., 1996. Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: alternatives and consequences. Tectonics, 15: 803–812.

Thybo H., Artemieva I.M., 2020. Trans-European Suture Zone, Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Cham, pp. 1–11.

Tomaszczyk M., 2015. Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa [rozpr. doktor.].

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tornquist A., 1908. Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 49: 1–12.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Research, 24: 999–1030.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2016. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press.

Ustaszewski K., Schmid S.M., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008. A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. Swiss Journal of Geosciences, 101: 273–294.

Vecsey L., Plomerová J., Babuška V., Tiira T.E., Komminaho K.J., PASSEQ Working Group, 2014. Mantle lithosphere transition from the east European Craton to the Variscan Bohemian Massif imaged by shear-wave splitting. Solid Earth, 5: 779–792.

von Bubnoff S., 1930. Bemerkungen zur tektonischen Stellung Oberschlesiens. Zeitschrift des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Kattowitz, Jg. 1930: 352–358.

Walczak A., Bełka 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.

Wilde-Piórko M., Świeczak M., Grad M., Majdański M., 2010. Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. Tectonophysics, 481: 108–115.

Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 350 (360): 5–21.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–59.

Znosko J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 6: 485–511.

Znosko J., 1964. Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. Kwartalnik Geologiczny, 8: 697–720.

Znosko J., 1965a. Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 5–72.

Znosko J., 1965b. Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 73–120.

Znosko J., 1970. Rozważania nad istotą i nazewnictwem platform. Kwartalnik Geologiczny, 14: 245–258.

Znosko J., 1974. Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 274: 7–47.

Znosko J., 1983. Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 457–470.

Znosko J. (red.), 1998. Mapa tektoniczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Zuchiewicz W., Badura J., Aleksandrowski P., Kasiński J.R., Jarosiński M., 2017. Struktury kenozoiczne (młodoalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 41. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

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.

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., 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.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 33–100. Warszawa, 2026

PLATFORMA PREKAMBRYJSKA (WSCHODNIOEUROPEJSKA)

4

Ewa Krzemińska, Stanisław Mazur, Paweł Poprawa, Maciej Tomaszczyk, Piotr Krzywiec

4.1. PODŁOŻE KRYSTALICZNE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Ewa Krzemińska

4.1.1. Wprowadzenie

Przez obszar Polski przebiega jedna z bardziej znaczących granic tektonicznych w Europie w postaci południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East-European Craton* – EEC). Kraton ten na terytorium naszego kraju ma niezmiennie charakter platformy, tj. nigdzie spod ediakarsko-fanerozoicznej pokrywy osadowej nie odsłania się na powierzchni jego krystaliczne podłoże. Platforma wschodnioeuropejska (ang. *East-European Platform* – EEP) zajmuje północno-wschodnią część Polski (fig. 1), a wchodzący w jej skład kompleks prekambryjskich skał krystalicznych podłoża zajmuje (na obszarze naszego kraju) łącznie ok. 130 tys. km^2. Lokalizacja wspomnianej krawędzi EEC interpretowana jest wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (ang. *Teisseyre-Tornquist Zone* – TTZ; zob. też podrozdział 4.2), która kontynuuje się dalej ku NW, w podłoże Bałtyku, przez Skanię po Kattegat i Skagerrak, jako strefa Sorgenfreia–Tornquista (STZ), zaś ku SE zanurza się pod wschodnie Karpaty zewnętrzne, a następnie wynurza w rumuńskiej Dobrudży, dochodząc do Morza Czarnego (Sorgenfrei, Buch, 1964; Thybo, 2000; Malehmir i in., 2018; Phillips i in., 2018; Grad, 2019a). Strefa Teisseyre'a-Tornquista znana była wcześniej jako linia Tornquista, a następnie linia Teisseyre'a-Tornquista (TTL) i postrzegana jako geofizyczne odzwierciedlenie SW granicy „granitowej" warstwy skorupy (Grad, 2019b). Charakter TTZ jest też od dawna różnie rozumiany: np. jako strefy związanej z południowo-zachodnim skrajem EEC albo jako krawędzi paleokontynentu Baltika. Relacje przestrzenne między megastrukturami tektonicznymi pozostają wciąż przedmiotem ożywionych dyskusji, alternatywnych interpretacji (Berthelsen, 1993; Dadlez i in., 2005; Mazur i in., 2015, 2017; Narkiewicz, Petecki, 2016, 2017) i kolejnych odkryć, stopniowo ujawniających złożoną naturę tego regionalnego lineamentu, a w ostatnich latach z coraz większą pewnością wskazujących na możliwą kontynuację krystalicznego podłoża EEC oraz jego dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej pod platformę paleozoiczną południowo-zachodniej Polski (np. Mazur i in., 2015, 2018; zob. też podrozdział 4.2).

Położenie TTZ w obrazie kartograficznym różni się w zależności od przyjętych interpretacji geologicznych i geofizycznego układu odniesienia. Jak sugeruje Karnkowski (2008), podział tektoniczny na obszarze Polski powinien być przeprowadzony na trzech poziomach: subkenozoicznym, subpermskim i na krystalicznym/skonsolidowanym podłożu. Innym kryterium w skali kontynentalnej może być np. zasięg dolnej skorupy o dużej prędkości pod EEC (Grad i in., 2002, 2003, 2006).

W największym uproszczeniu strefa TTZ wyznacza przejście między grubą skorupą podłoża EEC na północnym wschodzie a cieńszą skorupą krystaliczną platformy paleozoicznej na południowym zachodzie i jest związana z wyraźną zmianą głębokości nieciągłości Moho (Grad, 2003, 2019a; Janik i in., 2002; Wilde-Piórko i in., 2002). Notowane są tu różnice w wartościach strumienia

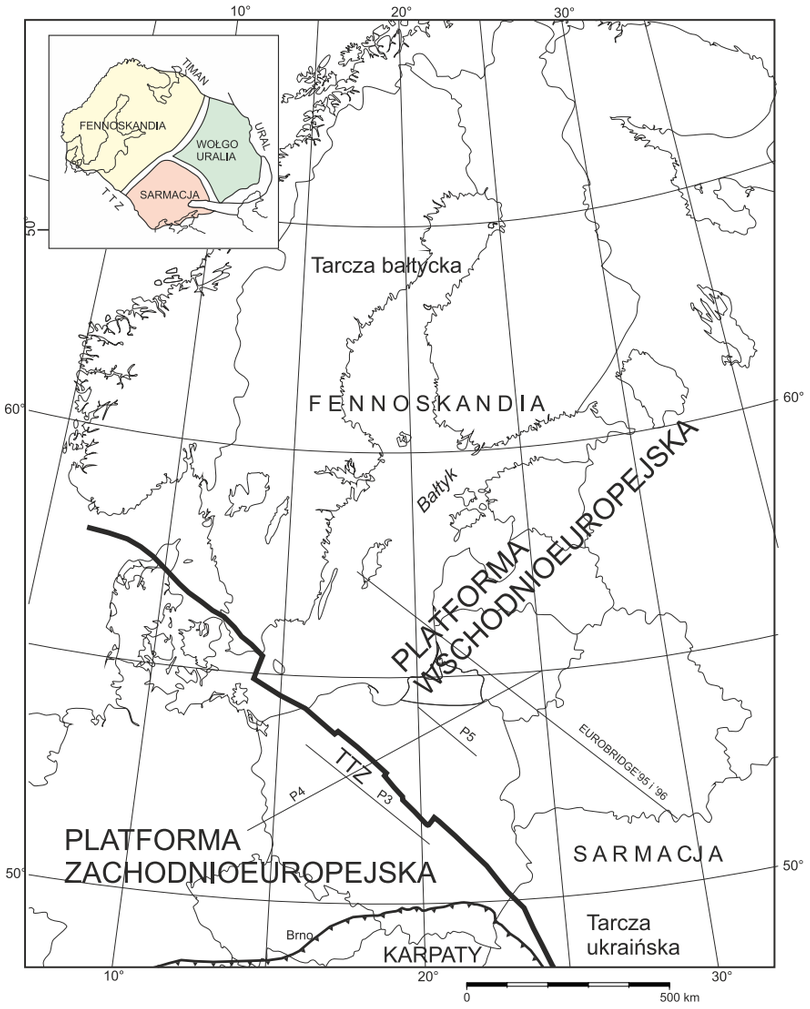


FIG. 1. Schemat pokazujący położenie brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej) i platformy zachodnioeuropejskiej (paleozoicznej) w Polsce oraz przebieg strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ). Wskazano przybliżoną lokalizację wybranych profili sejsmicznych eksperymentu POLONAISE'98 (P3, P4, P5) oraz EUROBRIDGE'95 i '96

cieplnego, podwyższonych na platformie paleozoicznej (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Głębokość Moho zmniejsza się z 42–49 km pod polską częścią EEC do 31–38 km pod platformą paleozoiczną (np. Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Strop proterozoicznego podłoża krystalicznego opada w obrębie TTZ o co najmniej 10 km, nachylając się w kierunku SW (Mazur i in., 2015; Grad, Polkowski, 2016; Krzywiec i in., 2017).

Rozpoznanie składu i budowy krystalicznego podłoża kratonu oraz analizy dotyczące jego ewolucji tektonicznej opierają się przede wszystkim na interpretacji danych geofizycznych, które tylko miejscami, w odniesieniu do stropowej części podłoża, uzupełnione są danymi z otworów wiertniczych. Lokalizacja otworów najczęściej była oparta na wcześniej uzyskanych danych geofizycznych, często np. były one wyznaczane w strefach dodatnich anomalii magnetycznych, budzących zainteresowanie poszukiwawcze. Dotychczas w Polsce wykonano ponad 200 otworów wiertniczych, które osiągnęły podłoże krystaliczne EEC (por. bazę danych CBDG). Większość z uzyskanych rdzeni wiertniczych przechowywana jest w magazynach Centralnego Archiwum Geologicznego (CAG). Średnia głębokość, na jaką docierają otwory, nie przekracza 3000 m, co oznacza, że bezpośredni dostęp mamy tylko do płytkich stref litosfery, nie przekraczając 10% zasięgu danych pozyskiwanych metodami sejsmicznymi.

4.1.2 Starsze modele budowy podłoża polskiej części kratonu

Do roku 1974, kiedy opublikowano monograficzne opracowanie *Budowa geologiczna Polski, tom 4, Tektonika* (red. Pożaryski, 1974), stan wiedzy na temat struktur podłoża krystalicznego EEC opierał się na dostępnych wówczas wynikach prac geofizycznych (Dąbrowski, Karaczun, 1956; Karaczun i in., 1975; Karaczun, 1982). Wynikał on z interpretacji map rozkładu regionalnych anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (fig. 2A, B), wyników pomiarów magnetotellurycznych oraz ówczesnych sejsmicznych badań refrakcyjnych.

W pierwszych interpretacjach przyjęto, że obszary o mało kontrastowym obrazie pola magnetycznego, które zajmują niemal połowę powierzchni podłoża krystalicznego (fig. 3) odzwierciedlają występowanie masywów granitoidowych. Tego typu formacje, reprezentowane przez granitoidy i granitognejsy, miały tworzyć najstarsze, hipotetycznie archaiczne jednostki, pełniące rolę masywów centralnych, jak przypuszczano „pre-swekofeno-karelskich" (Kubicki i in., 1972; Ryka, 1973; Kubicki, Ryka, 1974) i wymuszające kierunki strukturalne młodszych skał suprakrustalnych (Ryka, 1984, 1998). Ówczesne publikacje podkreślały szerokie ramy czasowe ewolucji, obejmujące (I) archaik lub wczesny proterozoik z reliktami archaiku, (II) wczesny proterozoik, (III) wczesny i środkowy proterozoik, (IV) środkowy proterozoik (Kubicki, Ryka, 1974; Kubicki i in., 1982; Ryka, 1984, 1998; Jubitz i in., 1986; Znosko, 1986, 1998). W kolejnych latach dostęp do skał podłoża z otworów wiertniczych na szelfie Bałtyku w rejonie Rozewia pozwolił na rozszerzenie interpretacji geologii podłoża krystalicznego na obszar południowego Bałtyku (Ryka, 1990; Ryka, Dadlez, 1995). Wspomniany model budowy i ewolucji podłoża krystalicznego NE Polski (Kubicki, Ryka, 1982), był wykorzystywany w publikacjach do końca lat 90. Jednocześnie pojawiło się kilka innych propozycji interpretacji głównych elementów tektoniki podłoża krystalicznego kratonu. Opierały się one na pojedynczych kryteriach, takich jak obraz układu anomalii grawimetrycznych (Królikowski i in., 1999) czy wyniki analizy strukturalno-kinematycznej rdzeni wiertniczych (łącznie dotyczącej ok. 22 tys. m bieżących rdzeni) ze 101 otworów (Cymerman, 2004). W pierwszym przypadku (fig. 4A) zaproponowano, aby lokalizacje osi anomalii gradientu poziomego siły ciężkości uznać za odpowiadające nieciągłościom tektonicznym bądź litologicznym (Królikowski i in., 1999). W ten sposób wyróżniono dziesięć jednostek strukturalnych (o randze bloków) związanych z niżami lub wyżami grawimetrycznymi (fig. 4A, B).

Nieco inny charakter miał model, uwzględniający wyniki badań strukturalno-kinematycznych niezorientowanych rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004). W tym czasie dokumentacja geochronologiczna ograniczała się do wieku U-Pb granitoidów typu rapakiwi zlokalizowanych wokół suwalskiego masywu anortozytowego (Dörr i in., 2002), dlatego pomocniczo przy interpretacji wykorzystano lepszy stan rozpoznania wieku skał podłoża na Litwie (Skridlaite, Motuza, 2001; Claesson i in., 2001; Motuza, 2004, 2005). Z obserwacji interwałów niezorientowanych rdzeni wyciągnięto wniosek (Cymerman, 2004), że rozwój skorupy prekambryjskiej polskiej części EEC charakteryzują dwa główne etapy tektoniczne. Etap starszy pozostawił po sobie struktury deformacyjne związane z reżimem kompresyjnym (kontrakcyjnym), podczas gdy etap młodszy związany był z deformacjami ekstensyjnymi. Podczas etapu kompresyjnego doszło do rozwoju podatnych pakietów nasuwczych w scenariuszu subdukcyjno-kolizyjnym podczas orogenezy swekofeńskiej. Dochodziło wtedy do transportu tektonicznego w kierunku zbliżonym do N–S na Podlasiu i Suwalszczyźnie oraz zbliżonym do kierunku NW na Mazowszu i Warmii. Późniejsza deformacja ekstensyjna miała, z kolei, wynikać z postkolizyjnego kolapsu grawitacyjnego tektonicznie pogrubionej skorupy i związanego z tym rozwoju magmatyzmu granitoidowego typu rapakiwi w obrębie magmowego kompleksu mazurskiego ok. 1,5 mld lat temu. Zaproponowany w myśl omawianego modelu układ struktur w podłożu krystalicznym EEC (Cymerman, 2004) odwoływał się do podziału struktur wyróżnionych na obszarze Litwy (Skridlaite, Motuza, 2001; Motuza, 2004), gdzie wyróżniane były dwie główne jednostki: terran zachodniolitewski (WL) i terran wschodniolitewski (EL) oraz pasmo znajdujące się na ich kontakcie, czyli strefa szwu środkowo-litewskiego (ang. *Middle Lithuanian Suture Zone* – MLSZ).

4.1.3. Struktura podłoża krystalicznego kratonu w obrazie sejsmicznym

Rozpoznanie struktury górnej części litosfery centralnej części tarczy bałtyckiej było celem szeregu głębokich profili sejsmicznych realizowanych niemal wyłącznie metodami refleksyjno-refrakcyjnymi. W latach 80. i 90. zrealizowano szereg znaczących, głównie prowadzonych przez międzynarodowe zespoły, eksperymentów sejsmicznych, spośród których należy wymienić: BALTIC, SVEKA'81, SVEKA'91, FENNIA i BABEL (Luosto i in., 1984, 1990, 1994; Grad, Luosto, 1987; BABEL Working Group, 1993; Yliniemi, 1991; FENNIA Working Group, 1998; Heikkinen, Luosto, 2000). W ślad za badaniami sejsmicznymi tarczy bałtyckiej rozpoczęto podobne badania podłoża krystalicznego obszarów platformowych kratonu, na obszarze Polski, Białorusi i Ukrainy.

Znaczne zaawansowanie badań sejsmicznych kratonu wschodnioeuropejskiego wiązało się w dużej mierze ze zrealizowanym w połowie lat 90. projektem EUROBRIDGE poświęconym głównie rozpoznaniu zakrytego podłoża platformowego na Białorusi i Ukrainie (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 1994; Bogdanova i in., 2001, 2006, 2015; EUROBRIDGE'95 Working Group, 2001). W oparciu o metody geofizyczne i izotopowe dokonano wtedy ogromnego postępu w stanie wiedzy o budowie i ewolucji kratonu wschodnioeuropejskiego. Ustalono i udokumentowano wówczas, że EEC tworzą trzy niezależne paleoproterozoiczne i/lub częściowo starsze domeny skorupowe (protokratony; fig. 1): Fennoskandia na północy i północnym zachodzie, Sarmacja na południu i Wołgo-Uralia na północnym wschodzie (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2006, 2015). Kolizja i połączenie Sarmacji z Wołgo-Uralią miała miejsce ok. 2,1 mld lat temu wzdłuż orogenu Wołga-Don (np. Shchipansky i in., 2007; Bibikova i in., 2009; Terentiev, Santosh, 2020). Następnie ok. 1,8 mld lat temu doszło do skośnej kolizji Wołgo-Sarmacji z Fennoskandią.

W roku 1997 w ramach międzynarodowego eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 (akronim nazwy projektu: **PO**lish **L**ithosphere **ON**set of **AN** I**n**ternational **S**eismic **E**xperiment), metodami szerokokątowej refleksji i refrakcji (ang. *wide-angle reflection and refraction* – WARR), przeprowadzone zostały szeroko zakrojone badania skorupy i górnego płaszcza do głębokości rzędu 100 km w niżowej części Polski (fig. 1). Wykonano je wzdłuż pięciu profili: trzech zlokalizowanych na platformie paleozoicznej w strefie tzw. szwu transeuropejskiego (zob. też rozdziały 3 i 4.2), głównego, długiego profilu (P4), sięgającego od Niemiec po Litwę, a więc przebiegającego w dużej mierze na obszarze kratonu, a także jednego profilu (P5) zlokalizowanego na kratonie. W następnych latach badaniami sejsmicznymi eksperymentu CELEBRATION'2000 (akronim nazwy projektu: **C**entral **E**uropean **L**ithospheric **E**xperiment **B**ased on **R**efraction, 2000) objęto dalsze fragmenty skorupy kratonu. Pomiary w ramach tego projektu przeprowadzono w czerwcu 2000 r. na obszarach południowej i wschodniej Polski, a także Słowacji, Węgier, Austrii, Czech, południowo-wschodnich Niemiec oraz zachodniej Białorusi i Rosji. Lokalizacja poszczególnych profili CELEBRATION'2000 obejmowała w pewnym stopniu strefę brzeżną kratonu wschodnioeuropejskiego, ale głównie była skoncentrowana na jego obrzeżeniu, w tym na południowej części strefy TESZ, a w większym stopniu na pozakratonicznych obszarach orogenu karpackiego, basenu panońskiego i Masywu Czeskiego.

Dla rozpoznania głębszych warstw litosfery podłoża w Polsce najistotniejsze okazały się wyniki eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 (Guterch i in., 1998, 1999), w którym dwa profile przebiegały równolegle do kluczowych struktur geologicznych, tj. odpowiednio do TTZ i tym samym do SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej (profile P1, P3 i P5). Profile prostopadłe do TTZ (P2 i P4) przecięły też w poprzek basen polski, natomiast profil P5 przebiegał przez wyniesienie mazursko-suwalskie w obrębie kratonu EEC (fig. 1). Prędkościowe modele sejsmiczne opracowane na podstawie wyników wszystkich tych profili okazały się cennym źródłem danych do szeregu późniejszych interpretacji tektonicznych.

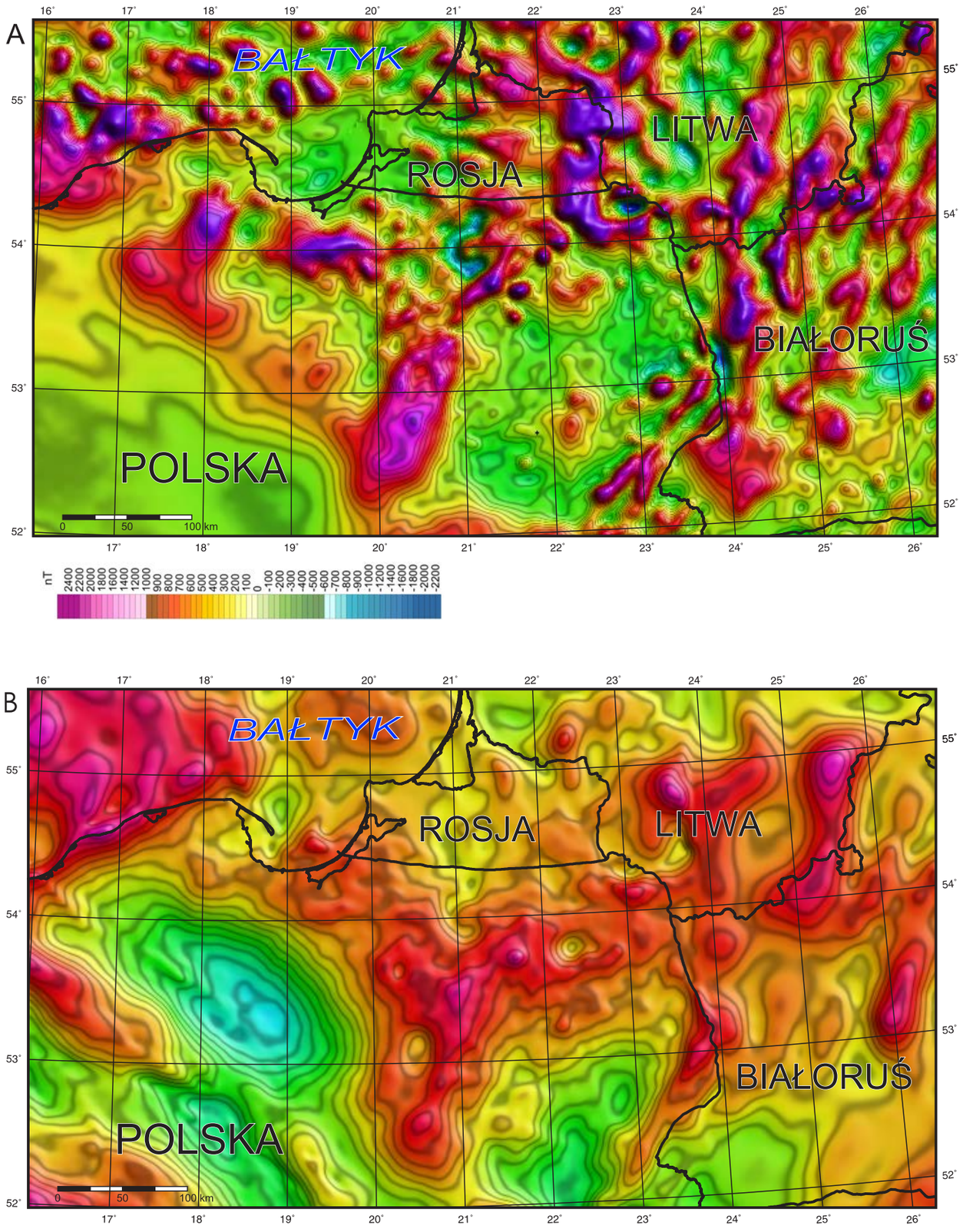


FIG. 2. Obraz układu anomalii geofizycznych podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski wraz z obszarem pogranicza: A mapa anomalii magnetycznych; B mapa anomalii grawimetrycznych (Wybraniec, 1999)

Profil P2 (lokalizacja na fig. 3 w podrozdziale 4.2) przebiega prostopadle do TTZ, stosunkowo blisko pobrzeża Bałtyku. Na kratonie profil sejsmiczny P2 biegnie na odcinku ok. 100 km przez tereny dawniej określane jako masyw dobrzyński i kaszubska strefa metamorficzno-fałdowa (Kubicki, Ryka, 1982), po czym pozostałe 200 z 300 km (SW część) jest zlokalizowane poza obszarem kratonu.

Graficzne modele interpretujące profil sejsmiczny P2 (Dadlez i in., 2005) ujawniają niskie położenie Moho (V_p = 8,2 km/s) na głębokości 47 km na odcinku, gdzie profil przecina strefę TTZ (od 180 do ok. 250 km długości profilu), a następnie gwałtowne wyniesienie do głębokości ok. 42 km. Powyżej skorupa krystaliczna platformy dzieli się na trzy warstwy o prędkościach fal podłużnych odpowiednio od góry do dołu: (I) 6,1–6,5; (II) 6,55–6,6 i (III) 7,1–7,2 km/s. Niższe warstwy skorupy (dolna i środkowa) zalegają zgodnie i poziomo. Jedynie górna skorupa ulega stopniowemu ścienieniu, lekko zapada ku SW w kierunku TTZ. Jedną z najbardziej widocznych cech na graficznym modelu P2 jest obniżone do 47–48 km głębokości położenie Moho w otoczeniu TTZ. Strefa TTZ jest podkreślona pojawieniem się typowych trzech warstw charakterystycznych dla krystalicznej skorupy platformy.

Profil P3, o długości ok. 300 km, przebiega w kierunku NW–SE, równolegle do TTZ. Jest on w całości zlokalizowany w brzeżnej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego, bezpośrednio na północny wschód od jego krawędzi. Model sejsmiczny profilu P3

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

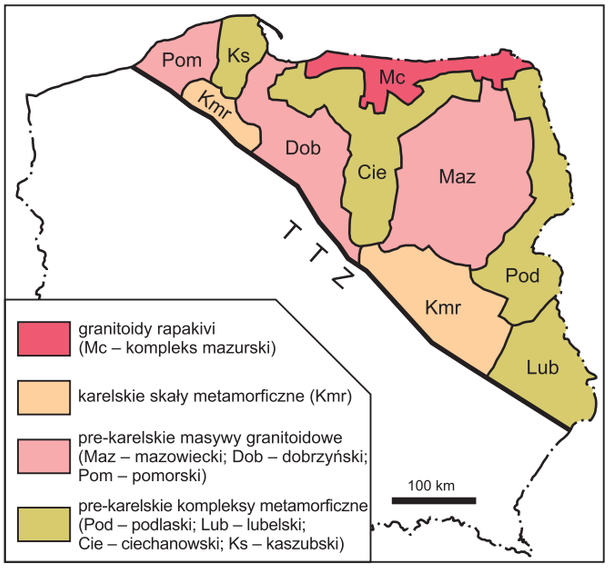


FIG. 3. Jednostki tektoniczne podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski wyróżniane we wczesnych interpretacjach (Kubicki, Ryka, 1982)

charakteryzuje się dość jednolitą, prawie horyzontalną strukturą sejsmiczną (Dadlez i in., 2005; Grad i in., 2006; Guterch i in., 2006). Miąższość osadów przykrywających podłoże krystaliczne jest stała i wynosi ok. 4–6 km (Środa i in., 1999). Dla utworów pokrywy osadowej typowe prędkości rozchodzenia się fal poprzecznych zawierają się w zakresie 2–5,7 km/s. Skorupa krystaliczna platformy wschodnioeuropejskiej dzieli się na trzy warstwy o prędkościach fal podłużnych, odpowiednio, od góry ku dołowi: (I) 6,1–6,5; (II) 6,55–6,6 i (III) 7,1–7,2 km/s. W SE części profilu P3 zauważalne jest obniżanie się izolinii prędkości V_p ku NW na głębokości 8–22 km. W najwyższej NW części profilu P3 obserwuje się zapadanie izolinii prędkości V_p ku SE. Z kolei na odcinku ok. 100–150 km, na głębokości ok. 3–4 km, pojawia się cienka „warstwa" z wartościami V_p wyższymi w stosunku do otoczenia i wynoszącymi 5,68 km/s. Natura tej inwersji prędkości obserwowanej w centralnej części profilu nie jest znana. Wyższe prędkości V_p pochodzą z głębokości ok. 3–5 km, gdzie zalegają warstwy dolnopaleozoiczne (kambr, kambr/ordowik). Najprawdopodobniej pomogą one udokumentować wysokoprędkościowe ciało intruzyjne zlokalizowane w tych osadach lub warstwy wulkanitów czy intruzje skał subwulkanicznych. Na profilu P3 jest również widoczne podnoszenie się ku NW powierzchni granicznej dolnej i środkowej skorupy. Granica ta jest wyznaczona różnicą wartości V_p wynoszącą ok. 0,4–0,5 km/s na całej długości profilu. Dolna skorupa ma miąższość w granicach 10 km i charakteryzuje się jednolitą, niemal horyzontalną strukturą sejsmiczną. Granica Moho zalega na głębokości od 38 km na północnym zachodzie do 44 km na południowym wschodzie na odcinku końcowym. Prędkości fal sejsmicznych bezpośrednio pod granicą Moho są rzędu 8,05–8,1 km/s. Zmiany głębokości zalegania Moho są gwałtowne i tworzą dwa progi: na 60 km, tuż przed przecięciem z P2, oraz na 220 km tuż przed przecięciem z P4. Temu ostatniemu „progowi" towarzyszy zwiększenie miąższości środkowej skorupy (II) w kierunku wschodnim od 19 do 24 km (Środa i in., 1999). Zdaniem cytowanych autorów sugeruje to segmentację tektoniczną. Nieciągłości odnotowane zostały również w górnym płaszczu na głębokości ok. 56 km i mogą stanowić przesłankę wniosku o segmentację skorupy i przypuszczalne strome granice bloków. Załamania przebiegają pomiędzy Pomorzem i Kaszubami oraz domeną dobrzyńską (MD) a potężną dodatnią anomalią magnetyczną strefy ciechanowskiej (fig. 2A).

Profil P4 (fig. 5), o długości 800 km, poprowadzony został w kierunku SW–NE poprzez brzeżne partie dwóch platform – prekambryjskiej i paleozoicznej. Krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoczyna się ok. 300. km profilu, licząc od SW (Dadlez i in., 2005; Grad i in., 2006; Guterch i in., 2006). Krawędź kratonu zaznacza się na modelach sejsmicznych profilu wyraziście jako mocno nachylona ku SW powierzchnia stropu krystalicznego podłoża, niezgodnie ścinająca warstwy prędkościowe górnej skorupy stropu i oddzielająca wyżejprędkościową skorupę podłoża na NE od niżejprędkościowych miąższych sukcesji osadowych bruzdy śródpolskiej na SW. Kontrast ten jest najbardziej wyraźny na poziomie skorupy górnej, a na jednym z modeli (fig. 5) zaznacza się również w obrębie skorupy środkowej i dolnej. Należy przy tym pamiętać, że oceniając w różnych miejscach modeli sejsmicznych profilu jego realność geologiczną jako nieciągłości tektonicznej, warto każdorazowo wziąć pod uwagę fakt, że modele sejsmiczne wyliczone na podstawie danych pomiarowych WARR nie są unikalne (jednoznaczne), co dobrze ilustruje odmienność ich dwóch wersji przedstawionych na fig. 5. W strefie TTZ głębokość Moho maleje ku SW o ok. 10 km – z 40 km pod kratonem do 30 km

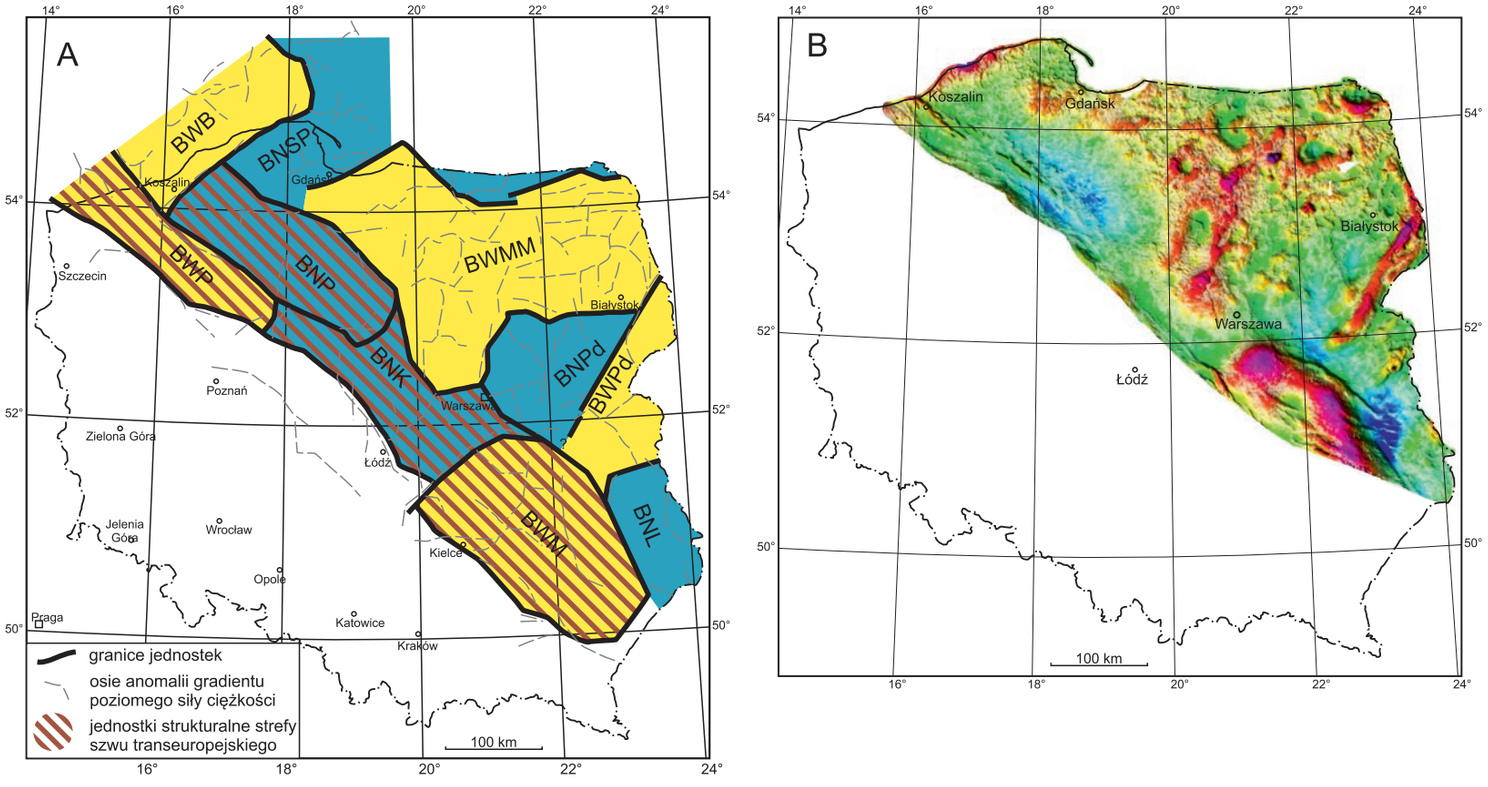


FIG. 4. Układ jednostek tektonicznych podłoża polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej A, wydzielonych na podstawie modelu grawimetrycznego tego obszaru (Królikowski i in., 1999) oraz będąca podstawą tego modelu mapa grawimetryczna anomalii Bouguera B, ograniczona do obszaru NE Polski (Wybraniec, 1999). Model grawimetryczny został opracowany na podstawie przebiegu osi anomalii gradientu poziomego. Skróty: BWB – blok wyżu bałtyckiego; BWMM – blok wyżu mazursko-mazowieckiego; BWPd – blok wyżu podlaskiego; BWP – blok wyżu pomorskiego; BWM – blok wyżu małopolskiego; BNSP – oraz blok niżu syneklizy perybałtyckiej; BNPd – blok niżu podlaskiego; BNL – blok niżu lubelskiego; BNP – blok niżu pomorskiego; BNK – blok niżu kujawskiego

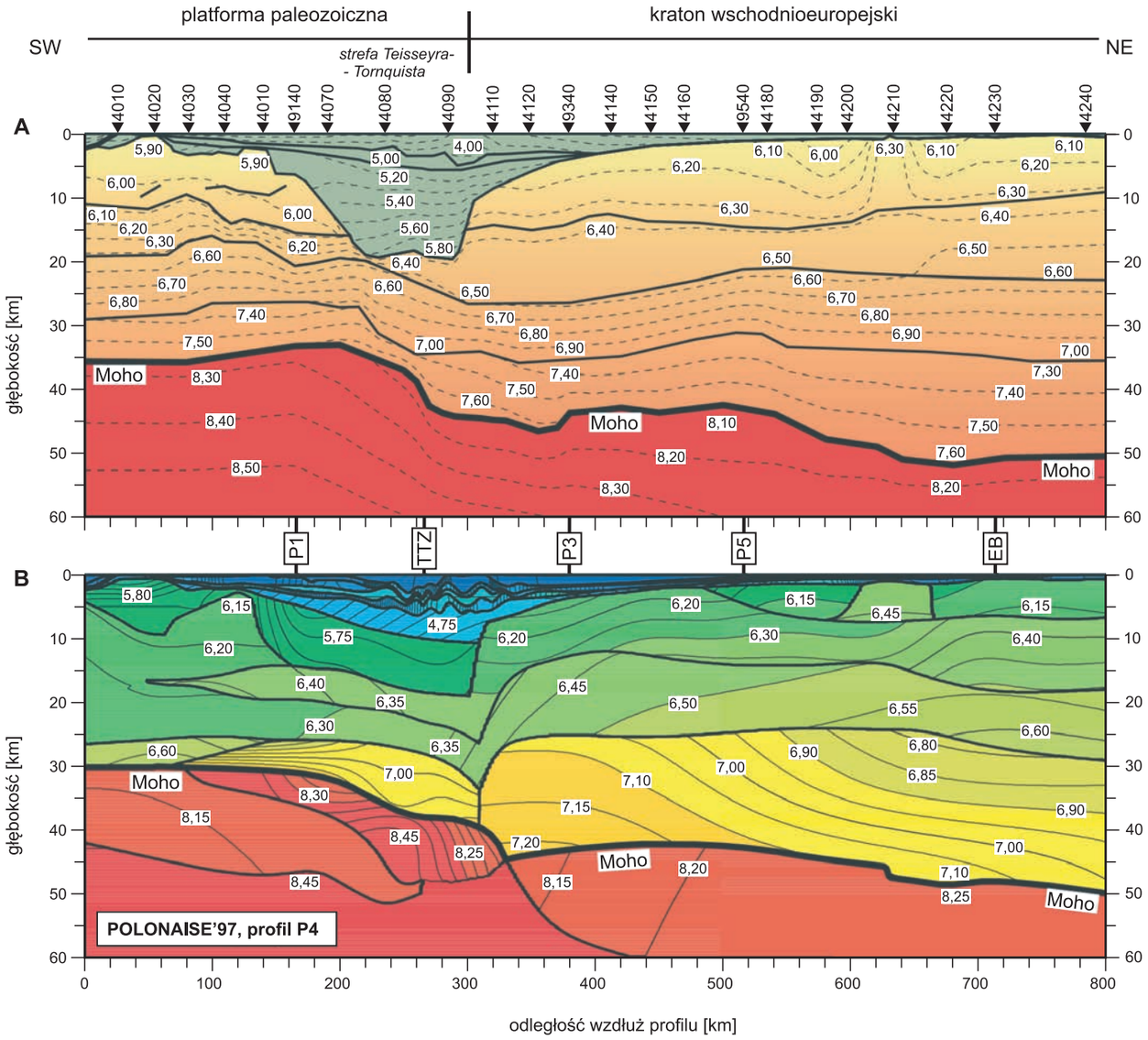


FIG. 5. Model prędkości fali P dla profilu sejsmicznego P4 z eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97 przeprowadzonego prostopadle do TTZ. Grube linie ciągłe poprowadzono wzdłuż wyznaczonych warstw prędkościowych. Linie cienkie ciągłe lub przerywane oraz granice pomiędzy polami kolorów stanowią izolinie prędkości sejsmicznych V_p (km/s), zaś ponumerowane trójkąty odnoszą się do punktów strzałowych: A – Model dla profilu P4 uzyskany przy użyciu programu RAYIVR; B – Model uzyskany przy użyciu programu SEIS83. Oba profile według Grada i in. (2003)

pod platformą paleozoiczną. Model sejsmiczny wzdłuż profilu P4 pokazuje, że strukturę sejsmiczną skorupy w obrębie kratonu charakteryzuje obecność trzech warstw o prędkościach fal podłużnych odpowiednio w głąb: (I) 6,1–6,45; (II) 6,45–6,6 i (III) 6,8–7,2 km/s. W obrazie sejsmicznym profilu P4 jest widoczne wyraźne podnoszenie się ku SW powierzchni granicznej dolnej i środkowej skorupy. Granicę tę wyznacza różnica prędkości fal podłużnych V_p wynosząca 0,2 km/s w NE części profilu P4, aż do 0,6 km/s w SW części tego profilu. Pomiędzy 600. a 660. km profilu znajduje się ciało o wysokich prędkościach fal sejsmicznych, lokalnie przekraczających 6,45 km/s, które rozpoznane zostało w górnej skorupie na głębokościach 2–8 km. W okolicach 600–630 km obserwuje się na modelu doskonałą zgodność w interpretacji ciała wysokoprędkościowego (6,4–6,7 km/s), odzwierciedlającego suwalski masyw anortozytowy, który tworzy dobrze zdefiniowaną wąską strefę (<50 km) w górnej skorupie, zbudowaną z anortozytów, gabronorytów i ferrolitów oraz granitów „rapakiwi" (*op. cit.*). Dla porównania, masyw korosteński na Wołyniu, reprezentujący podobny litologicznie typ skał w obrębie skorupy domeny sarmackiej kratonu, wykryty został na głębokości 11 km (Grad i in., 2003). Odnotowana została charakterystyczna undulowana powierzchnia Moho na profilu P4 na głębokościach pomiędzy 42 a 46 km, o której wspominają wszystkie interpretacje (Grad i in., 2003, 2006). W dalszej części profilu, na dystansie ok. 630 do 720 km, Moho znajduje się średnio na głębokości 50 km. Warto podkreślić jednak, że ok. 625 km, poniżej masywu suwalskiego, występuje dość gwałtowna zmiana głębokości położenia Moho (próg) o ok. 2–4 km. W tym wypadku jest to rejon granicy domeny dobrzyńskiej i strefy tektonicznej związanej z alkaliczną intruzją rejonu Mławy (Krzemińska i in., 2025).

Profil P5 stanowi trzeci, po P1 i P3, profil równoległy do TTZ eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. P5 przebiega najdalej na północy, w orientacji NW–SE, na dystansie 180 km (fig. 1). Wytyczony został całkowicie na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego, od Warmii i pogranicza z okręgiem królewieckim (fragment NW) aż po Mazowsze. Dwuwymiarowe modelowanie danych sejsmicznych profilu wykonano metodą tomograficznej inwersji oraz metodą *ray tracing* (Czuba i in., 2002; fig. 6). Z uwagi na niewielką długość profilu nie modelowano strefy głębokościowej górnego płaszcza. Modele ukazują stopniowy spadek miąższości pokrywy osadowej z ok. 3 km na NW końcu profilu do ok. 1 km na końcu SE. Ponadto struktura pokrywy na NW jest bardziej skomplikowana i tworzy aż 7 różnych warstw prędkościowych odpowiadających pełniejszej sekwencji fanerozoicznej. Poniżej widoczna jest, typowa dla profili sejsmicznych z EEC, horyzontalna dyferencjacja poszczególnych warstw górnej, środkowej i dolnej skorupy. Pomiędzy 20 km a 95 km, w górnej skorupie tuż przed przecięciem z profilem P4, wyróżnia się ciało o względnie podwyższonych prędkościach V_p, 6,45–6,75 km/s, w stosunku do otoczenia (V_p 6,16–6,30 km/s), sięgające do 5–9 km głębokości. Odpowiada ono anortozytowemu masywowi Kętrzyna, należącemu do kompleksu mazurskiego.

Wgląd w głęboką architekturę krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego dała stosunkowo gęsta sieć pięciu profili sejsmicznych P1–P5, wykonanych w ramach projektu („eksperymentu") POLONAISE'97 oraz w pewnym stopniu wzdłuż profili późniejszego projektu CELEBRATION'2000 (CEL01, CEL02, CEL03, CEL05, CEL13, CEL23, także wcześniejszych eksperymentów: LT-7 i TTZ), zreinterpretowanych „starych" profili LT-2, LT-4 i LT-5

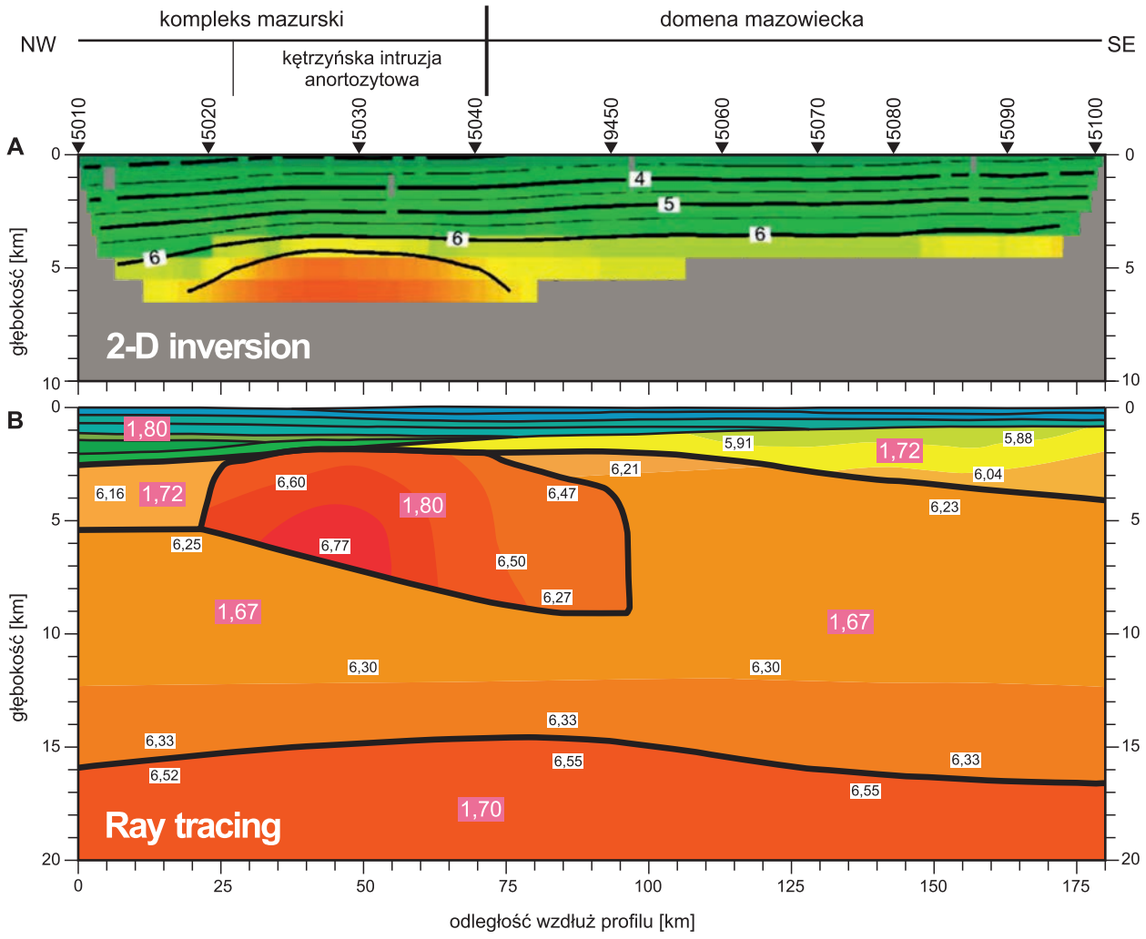


FIG. 6. Profil P5 z eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97, równoległy do TTZ. Prędkościowe modele sejsmiczne dla fali P wg Czuby i in. (2002). A – Model dla górnej skorupy uzyskany metodą dwuwymiarowej inwersji tomograficznej; B – Model dla górnej, środkowej oraz górnej strefy dolnej skorupy uzyskany metodą Ray tracing. Grube linie ciągłe poprowadzono wzdłuż wyznaczonych warstw prędkościowych. Linie cienkie ciągłe lub przerywane oraz granice pomiędzy polami kolorów stanowią izolinie prędkości sejsmicznych V_p (km/s)

(Grad, Guterch, 2006; lokalizacja na fig. 3 w podrozdziale 4.2). Wyniki tej rozległej sieci profili sejsmicznych pozwoliły również na rozpoznanie szeregu elementów strefy przyległej od południowego zachodu do kratonu, tzw. strefy szwu transeuropejskiego (TESZ; zob. też rozdziały 3 i 4.2). Podstawowe cechy tektoniki tej strefy polegają na stopniowym przejściu grubej (42–45 km), generalnie wyraźnie trójwarstwowej skorupy krystalicznej kratonu wschodnioeuropejskiego w relatywnie cienką (30–35 km), zasadniczo dwuwarstwową skorupę „waryscyjską", charakteryzującą się brakiem najniższej warstwy dolnej skorupy, obecnej, o względnie znacznych prędkościach fal P (V_p ~7,1 km/s), typowej dla kratonu EEC.

4.1.4. Podłoże krystaliczne obszaru Fennoskandii – układ domen, litologia, wiek protolitu i metamorfizm

Obraz geofizyczny skorupy Fennoskandii, w tym układ anomalii magnetycznych (fig. 7) i grawimetrycznych na mapach pól potencjalnych oraz profile sejsmiczne (Bogdanova i in., 2001, 2006; Grad, Guterch, 2006) zestawione z danymi petrologicznymi ukazują generalnie dość nieregularny układ domen tektonicznych, jednak z lekką tendencją do ułożenia pasowego w NE części Polski (fig. 8). W rejonie południowego Bałtyku, w Estonii, na Łotwie, Litwie i w Polsce domeny zbudowane ze skał felzytowych i maficznych charakteryzują się różnymi stopniami metamorfizmu i w większości są ograniczone strefami ścinania i/lub uskokami (Skridlaite, Motuza, 2001; Taran, Bogdanova, 2001; Soesoo i in., 2004; Bogdanova i in., 2006).

4.1.4.1. Paleoproterozoiczna ewolucja tektoniczna i magmowa

Porównania między domenami znanymi z Fennoskandii o odsłoniętym i zakrytym podłożu wykonane w ostatnich latach (Bogdanova i in., 2015; Krzemińska i in., 2021; Skridlaite i in., 2021) i uzupełnione nowymi wynikami geochemii izotopowej oraz oznaczeniami wieku skał po obu stronach Bałtyku pozwoliły na wyznaczenie kilku pasów tektonicznych o szerokości 100–300 km i przebiegu NW–SE. W rezultacie struktura skorupy krystalicznej Fennoskandii w rejonie środkowego Bałtyku została przedstawiona schematycznie przez Bogdanovą i in. (2015) jako zestaw trzech mikrokontynentów (domen) (fig. 9) nazwanych jako: domena Bergslagen–Livonia (1,89–1,87 mld lat), pasmo środkowobałtyckie (1,86–1,84 mld lat) oraz domena Amberland (1,83–1,76 mld lat). Powstały one podczas kilku etapów długotrwałej orogenezy swekofeńskiej (1,92–1,79 mld lat; Lahtinen i in., 2009). Wszystkie trzy mają cechy pasm magmowych rozwijających się na aktywnej krawędzi kontynentalnej. Tworzą one sekwencję kolejno coraz młodszych ku SW domen skorupowych, wydłużonych w kierunku NW–SE i ograniczonych układem transpresyjnych, najczęściej prawoskrętnych stref ścinania, które rozwinęły się w całości ok. 1,82–1,79 mld lat temu (Lahtinen i in., 2009). Różnią się one od siebie wiekiem głównych wydarzeń orogenicznych, łącznie jednak charakteryzują się wyraźną ciągłością w formowaniu się skorupy i jej ogólnym odmładzaniu w obecnym kierunku południowo-zachodnim.

Elementy składowe domeny Bergslagen-Livonia (fig. 9) są oddzielone od siebie środkowoestońską strefą uskokową, która powstała prawdopodobnie ok. 1,8 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015). Znajdują się tu mniejsze jednostki strukturalno-tektoniczne zachodniej i południowej Estonii, a także domena łotewsko-wschodniolitewska.

Na południe od domeny Bergslagen-Livonia jest zlokalizowane pasmo środkowobałtyckie, na które składa się domena środkowolitewska (MLD) oraz występujące w Szwecji plutony granitoidowe o wieku 1,87–1,84 mld lat Askersund i Loftahammar. Północna część pasma środkowolitewskiego charakteryzuje się występowaniem rozległych intruzji charnokitowych o wieku 1,86–1,82 mld lat (Motuza i in., 2008; Motuza, Motuza, 2011; Vejelyte i in., 2012). Wzdłuż dawnego brzegu kontynentalnego skierowanego na południe deponowane były dojrzałe osady piaskowcowe bogate w kwarc, południowej Szwecji (rejon Västervik) (Sultan i in., 2005). Do akrecji nowej skorupy w pasie środkowobałtyckim doszło między 1,86 a 1,84 mld lat temu, wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi terranu Bergslagen-Livonia, gdzie magmatyzm wapniowo-alkaliczny dokumentuje aktywny brzeg kontynentalny (Bogdanova i in., 2015).

Skrajnie południową, najmłodszą tektoniczną domenę Fennoskandii stanowi Amberland o wieku 1,83–1,75 mld lat (fig. 9). Nazwa tej jednostki (Bogdanova i in., 2015) stanowi alternatywę dla obszaru skorupy określanego wcześniej mianem terranu polsko-litewskiego (Bogdanova i in., 2006). Północny brzeg mikrokontynentu Amberland wyznacza

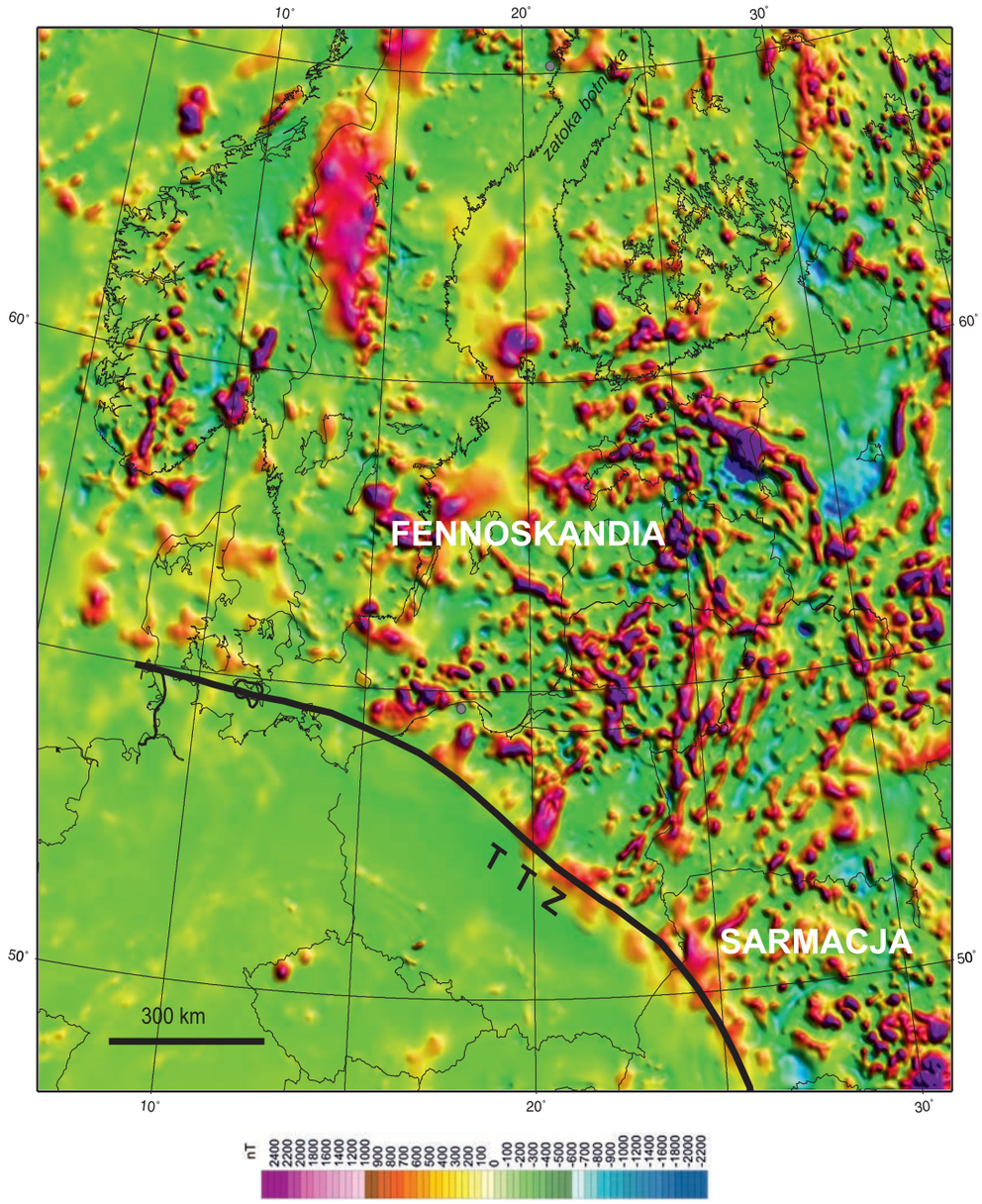


FIG. 7. Regionalny obraz anomalii magnetycznych podłoża krystalicznego na obszarze na północny wschód od strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ; Wybraniec, 1999) w wersji cieniowanej, wykorzystywany jako układ odniesienia w pracach projektu EUROBRIDGE (wg Bogdanovej i in., 2006, 2015)

wysunięte, pasmo Oskarshamn-Jönköping (O-J) w Szwecji, wyróżniające się występowaniem juwenilnych maficznych i felzytowych wulkanitów, gruboklastycznych skał metaosadowych oraz intruzji wapniowo-alkalicznych o wieku 1,83–1,82 mld lat, związanych z subdukcją skierowaną ku N (Mansfeld i in., 2005; Bogdanova i in., 2015). Zwraca uwagę duża zgodność występujących tu formacji litologicznych z interpretacjami sejsmicznego eksperymentu BABEL (np. Abramovitz i in., 1997; Korja, Heikkinen, 2005), które skorupę pod pasmem O-J identyfikują jako ślad klina subdukcyjnego. Na południu, za pasmem O-J pojawiają się serie granitoidów zaliczanych do transskandynawskiego pasma magmowego TIB (ang. *Transscandinavian Igneous Belt*; fig. 8, 9) utworzonego przez serię batolitów o geochemicznej charakterystyce wulkanicznych łuków dla wulkanitów i granitów łuków wulkanicznych lub przejściowej do granitów wewnątrzpłytowych, ciągnących się w kierunku północ-południe na przestrzeni 1400 km (Gorbatschev, 2004). Powstawanie TIB w centralnej i południowej Szwecji (Andersson i in., 2004; Åhäll, Larson, 2000) odbyło się w kilku etapach oznaczanych jako TIB-0 (1,85–1,84 mld lat), następnie TIB-1 (1,81–1,76 mld lat) i TIB-2/3 (1,85–1,65 mld lat) (Högdahl i in., 2004). W jednym z regionalnych opracowań (Bogdanova i in., 2015), zawarta została interpretacja, w świetle której TIB rozciąga się na południe bezpośrednio aż po TTZ przez obszar Polski i zachodniej Litwy. Niemniej jednak często podkreślany jest indywidualny charakter TIB (Anderson i in., 2004), ponieważ obok specyficznego dla tej domeny wieku wskazuje się na fakt (Johansson i in., 2022), że TIB składa się głównie z niezdeformowanych granitoidów i skał wulkanicznych o geochemicznym typie od I do A, w przeciwieństwie do na ogół zdeformowanych skał orogenu swekofeńskiego. Amberland obejmuje zatem także granitoidy TIB-1 i równowiekowe pasy wulkaniczne utworzone w środowiskach tektonicznych typu andyjskiego, takich jak juwenilny wulkaniczny łuk Oskarshamn-Jönköping (1,84–1,82 mld lat). Domena odsłania młodą (juwenilną) skorupę kontynentalną, wykazującą przejawy stopniowej akrecji w kierunku SSW (Bogdanova i in., 2015). Te same dominujące kierunki akrecyjnego wzrostu skorupy ziemskiej notowane są po obu stronach Morza Bałtyckiego, co sugeruje istnienie głównej strefy subdukcji działającej stale w tym samym kierunku podczas kilku cykli ekstensji i kompresji. Stosunkowo krótkie okresy kompresji wraz z charakterystycznym magmatyzmem wapniowo-alkalicznym typu łuku kontynentalnego przeplatały się z etapami ekstensji. Rozwinęły się także załukowe baseny sedymentacyjne. Wszystkie te cechy są typowe dla orogenów akrecyjnych (Collins, 2002; Cawood i in., 2009, 2012; Bogdanova i in., 2015), w tym przypadku reprezentując najmłodszą część orogenicznych domen swekofeńskich. Korelacje paleoproterozoiczne w Fennoskandii wskazują zatem (Bogdanova i in., 2015; Krzemińska i in., 2021; Skridlaite i in., 2021), że orogen swekofeński nie jest, jak przypuszczano wcześniej, dość przypadkowym kolażem mikrokontynentów i łuków wysp (*sensu* Korja i in., 2006), w którym zachodziły interakcje między procesami akrecyjnymi a kolizją kontynentalną (np. Lahtinen i in., 2005, 2008; Kukkonen, Lauri, 2009).

Alternatywny model tektoniczny zakłada akrecję wyłącznie wzdłuż pojedynczego, aktywnego brzegu kontynentu (Andersson i in., 2004; Åhäll, Connelly, 2008; Stephens i in., 2009). Przewiduje on stałą polaryzację subdukcji w przybliżeniu w kierunku północno-wschodnim (przy aktualnych współrzędnych geograficznych) poniżej aktywnego brzegu kontynentu, a także postępującą migrację systemu subdukcji w kierunku oceanu w ekstensyjnym lub transtensyjnym reżimie tektonicznym.

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

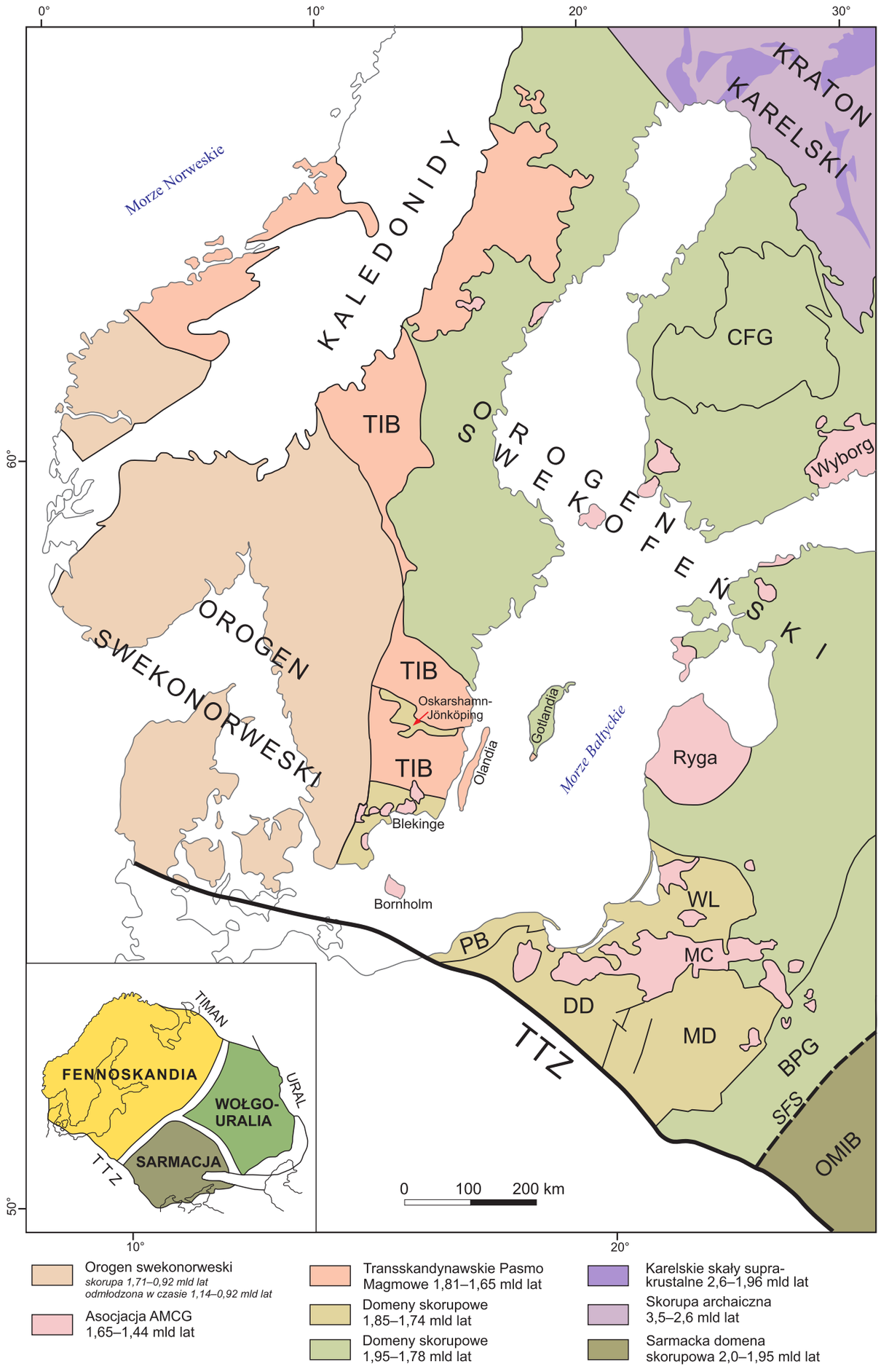
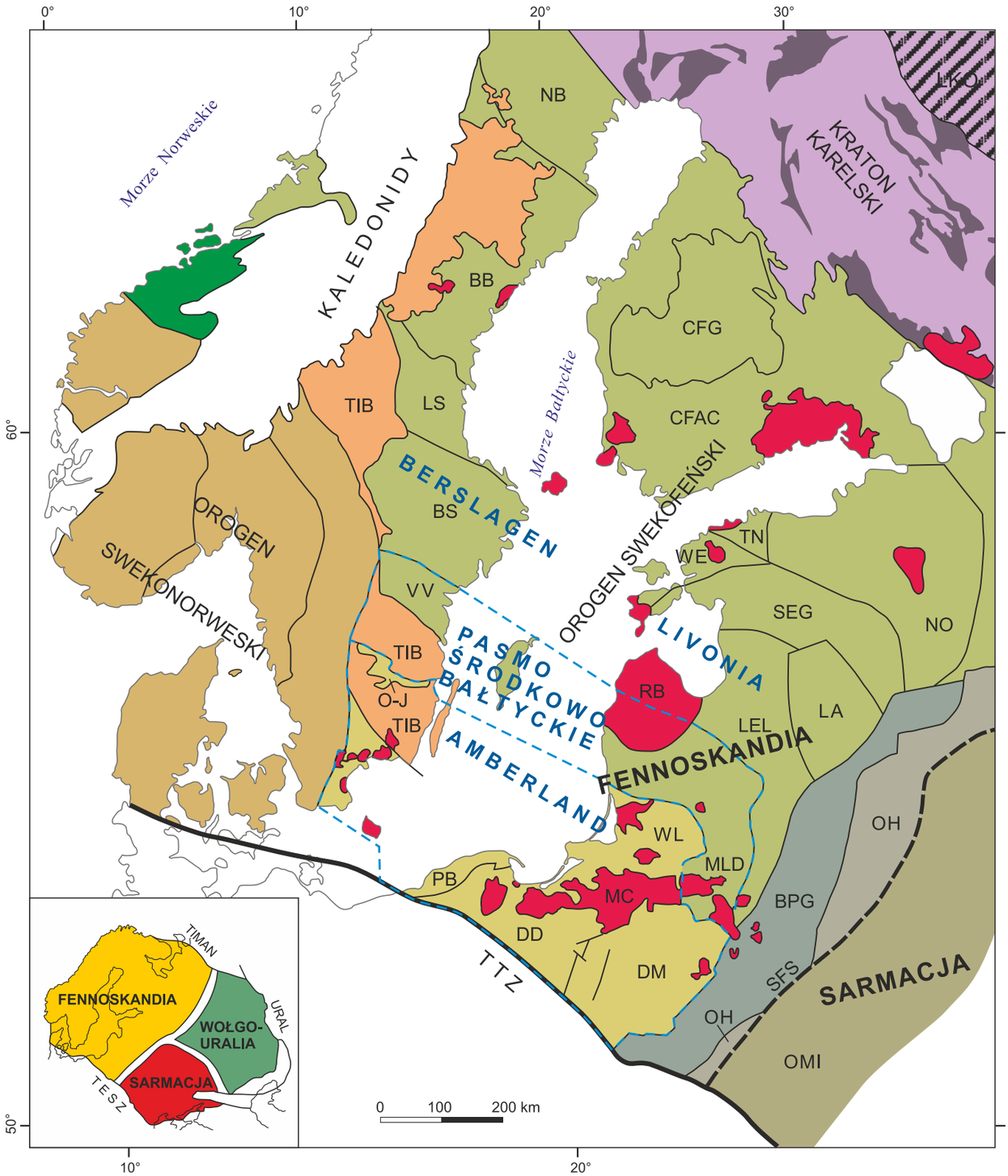


FIG. 8. Szkic geologiczny zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Bogdanova i in., 2006, 2015) ilustrujący położenie regionalnych jednostek tektonicznych omawianych w tekście: BPG – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; CFG – granitoidowy kompleks środkowej Finlandii; TIB – transskandynawskie pasmo magmowe; DD – domena dobrzyńska; MC – kompleks mazurski; MD – domena mazowiecka; PB – pasmo Pomorze-Blekinge; WL – domena zachodniolitewska; OMIB – ośnicko-mikaszewickie pasmo magmowe; SFS – szew Sarmacja-Fennoskandia; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista



Paleo- i mezoproterozoiczna skorupa regenerowana w czasie orogenezy swekonorweskiej (1,14–0,92 mld lat)

Intruzje AMCG (1,65–1,44 mld lat)

Transskandynawskie Pasmo Magmowe (1,81–1,75 mld lat)

Paleoproterozoiczna skorupa Fennoskandii:

1,69–1,65 mld lat

1,85–1,74 mld lat

1,95–1,85 mld lat

Paleoproterozoiczna skorupa Sarmacji:

1,90–1,85 mld lat

2,0–1,9 mld lat

2,0–1,95 mld lat

Kolizyjny orogen Lapland-Kola (1,91–1,88 mld lat)

Archaiczne i paleoproterozoiczne skały suprakrustalne (2,6–1,96 mld lat)

Skorupa archaiczna (3,5–2,6 mld lat)

FIG. 9. Mapa południowej części orogenu swekofeńskiego, przedstawiająca korelacje wieku i genezy skorupy pomiędzy domenami tektonicznymi w części centralnej i po obu stronach Morza Bałtyckiego. Położenie mikrokontynentów: Bergslagen-Livonia, Amberland oraz pasma środkowobałtyckiego według Bogdanovej i in. (2015). Objaśnienie skrótów: BB – basen botnicki; BS – region Bergslagen; BPG – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; CFAC – kompleks łuku środkowej Finlandii; CFG – środkowofiński kompleks granitoidowy; DD – domena dobrzyńska; DM – domena mazowiecka; LA – domena łatgalska; LEL – domena łotewsko-wschodniolitewska; LKO – orogen Lapland-Kola; LS – domena Ljusdal; MLD – strefa środkowolitewska; NB – (mikro) kraton Norrbotten; NO – domena nowogrodzka; OH – pasmo okołowsko-holeszowskie; O-J – pasmo Oskarshamn-Jönköping; OMI – ośnicko-mikaszewickie pasmo magmowe; PB – pasmo Pomorze-Blekinge; SEG – południowoestońska domena granulitowa; TN – domena tallińska; VV – domena Västervik; WE – domena zachodnioestońska; WL – domena zachodniolitewska; MC – kompleks mazurski; RB – batolit ryski; SFS – szew Fennoskandia-Sarmacja; TTZ – strefa Teisseire'a-Tornquista; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Skośna kolizja Fennoskandii z Sarmacją w okresie 1,82–1,80 mld lat temu (Bogdanova i in., 2015) wzmocniła akrecyjny wzrost skorupy, szczególnie w środkowej i południowej części orogenu swekofeńskiego, i wytworzyła wyraźnie transpresyjną strukturę południowej Fennoskandii. Powstały system regionalnych, w przewadze przesuwczych, stref ścinania skomplikował budowę geologiczną południowo-zachodniej Fennoskandii przed ok. 1,75 mld lat temu.

W Polsce, podobnie jak w podłożu zachodniej Litwy, Estonii i Łotwy, paleoproterozoiczną skorupę cechuje pasowy układ domen tektonicznych, zbudowanych ze skał o magmowym protolicie (Bogdanova i in., 2006, 2015; Skridlaite i in., 2021). Na obszarze zawężonym do południowej Fennoskandii (tj. tzw. obszaru bałtyckiego) apogeum aktywności magmowej przypada między 1,85 a 1,75 mld lat temu (na przełomie orosiru i stateru). Właśnie wtedy tworzyła się juwenilna skorupa o cechach aktywnego obrzeżenia kontynentu i łuku wysp VAG (fig. 10).

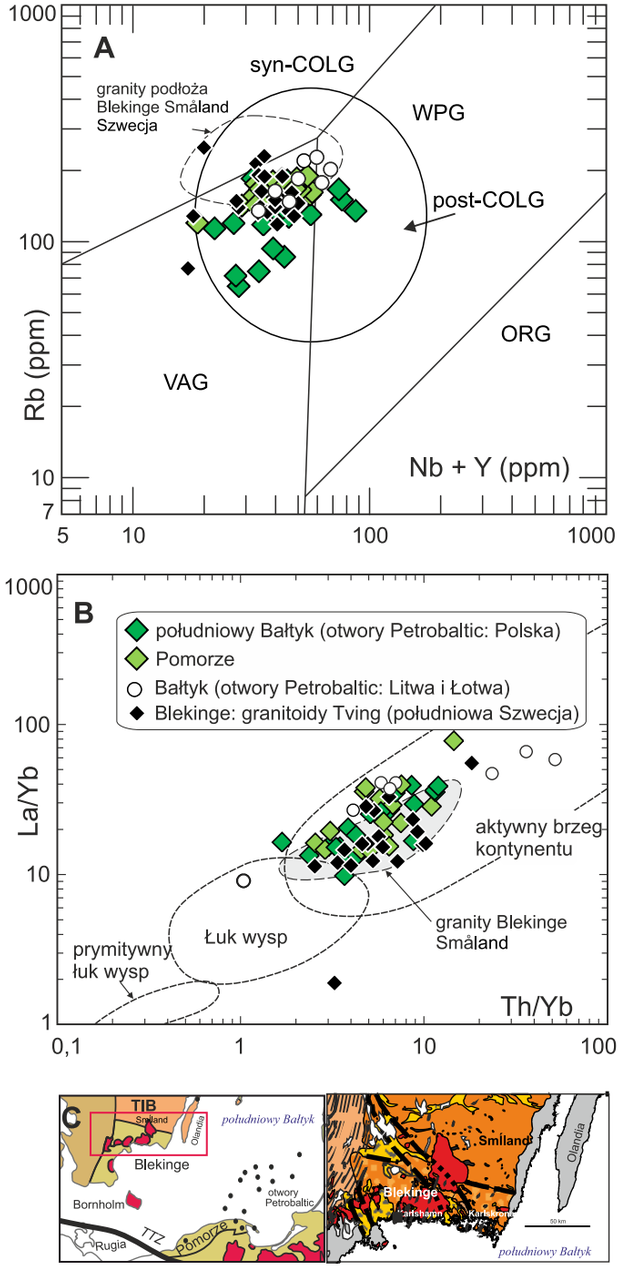


FIG. 10. Porównanie parametrów geochemicznych środowiska tektonicznego późnopaleoproterozoicznych skał magmowych (1,79–1,75 mld lat) ze wschodniego Pomorza (Słupsk, Żarnowiec, Hel, Darżlubie) i dna Bałtyku (otwory przedsiębiorstwa Petrobaltic) ze skałami z rejonu Blekinge i Småland (1,77–1,75 mld lat) południowej Szwecji i południowo-wschodniego Bałtyku: A – Określenie środowiska tektonicznego (por. Pearce i in., 1984): WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity postkolizyjne; B – Diagram La/Yb vs. Th/Yb dla skał paleoproterozoiku (por. Condie, 2005) pokazujący trend wzrastającej dojrzałości łuku magmowego; C – Wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianych domen i otworów wiertniczych. Wykorzystane na diagramach dane geochemiczne pochodzą z publikacji: Johanson i in., 2006; Krzemińska i in., 2021 oraz Salin i in., 2021

Warto wspomnieć, że model budowy podłoża krystalicznego (fig. 11) w polskiej części kratonu (Krzemińska i in., 2017), został skorelowany z jednostkami skorupowymi udokumentowanymi w podłożu krystalicznym południowej Szwecji, Litwy i Białorusi, a także północno zachodniej Ukrainy (Bogdanova i in., 2006, 2015) dzięki ujednoliceniu nomenklatury klasyfikacyjnej opartej na tych samych parametrach geochemicznych w zastosowaniu do odpowiednich typów skał (Herron, 1988; Middlemost, 1994; Le Maitre, 2002) i adekwatnej dyskryminacji geotektonicznej (Bhatia, 1983, 1985; Pearce i in., 1984; Bhatia, Crook, 1986; Meschede, 1986; Cabanis, Lecolle, 1989; Pearce, 1996). Paleoproterozoiczne skały plutoniczne podzielono na cztery kategorie intruzji: (1) synorogeniczne, (2) późnoorogeniczne, (3) postkolizyjne (Krzemińska i in., 2017), podobnie jak w podziale zastosowanym w litewskiej części EEC (Motuza, 2022).

Podłoże krystaliczne NE Polski, o wieku młodej skorupy w zakresie od 1,85–1,74 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017, 2021), jest terytorialnie związane z mikrokontynentem Amberland. Obejmuje ono pasmo zachodniolitewskie (WLD) (Bogdanova i in., 2015; Skridlaite i in., 2021) oraz większość jednostek w Polsce, takich jak domena mazowiecka (MD), dobrzyńska (DD) oraz Pomorze-Blekinge (PBD). W skali regionalnej można tam wyróżnić dwie grupy wiekowe magmowych skał synorogenicznych: starsze – o wieku ok. 1,85 do 1,80 mld lat, występujące we wschodniej części w podłożu domeny mazowieckiej (MD) i fragmentu domeny zachodniolitewskiej (WL), oraz nieznacznie młodsze, o wieku ok. 1,79–1,75 mld lat, udokumentowane na Pomorzu oraz w południowej części obszaru podłoża Bałtyku (rejon Rozewia) z kontynuacją do południowej Szwecji (Pomorze-Blekinge – PB na fig. 8 i 9). Na mapie anomalii magnetycznych obszar ten jest w większości pokryty dodatnimi, owalnymi anomaliami, które tworzą trend o przebiegu SWW–NEE, niemal prostopadły do TTZ (fig. 7).

Dostępny materiał wiertniczy z otworów na polskiej części szelfu Bałtyku (10 otworów) oraz na Pomorzu (4 otwory) świadczy o dominacji zdeformowanych granitoidów (Krzemińska i in., 2021), a niekiedy także o ich równowiekowym metamorfizmie w późnym paleoproterozoiku. Granitoidy te doskonale korelują się z „granitognejsami" z rejonu Blekinge (płd. Szwecja) o wieku krystalizacji 1,77–1,75 mld lat (fig. 8, 9, 10), związanymi z subdukcją wzdłuż południowej krawędzi Fennoskandii (Johansson i in., 2006; Johansson, 2016). Skały Blekinge zostały zdeformowane i częściowo wypiętrzone w stosunku do nieodkształconych granitoidów TIB-1 z bloku Småland położonego dalej na północ. Oficjalna mapa podłoża krystalicznego Szwecji (Bergman i in., 2012) wskazuje na autonomię tego obszaru, pomimo wieku skał magmowych zbliżonego do tego w TIB, podobnie jak w pasmie Blekinge w Szwecji.

Badania strukturalne skał magmowych z polskiej części szelfu Bałtyku (Salwa, 2013; Krzemińska i in., 2021) podkreślają powszechne występowanie foliacji S_1, wyrażonej głównie przez kierunkowe ułożenie blaszek biotytu. Wykazuje ona upady rzędu 56–68°, rzadko ok. 30°. Stwierdzone wskaźniki kinematyczne, głównie asymetryczne porfiroklasty typu σ, wskazują na formowanie foliacji w warunkach transpresji. Nie stwierdzono obecności struktur tektonicznych powstałych w warunkach kruchych. Badania głębszej struktury skorupy na tym terenie przy wykorzystaniu refleksyjnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN, głównie profili 5500 i 5600 (Mężyk i in., 2019), wskazują na występowanie nachylonej pod niewielkim kątem do subhoryzontalnej stratyfikacji skorupy, prawdopodobnie ukształtowanej w toku procesów orogenicznych. Przecina ją szereg niskokątowych (15–20°) nieciągłości tektonicznych, prawdopodobnie reprezentujących podatne strefy ścinania, zapadające w kierunkach o składowej, odpowiednio, NE i SE na przekrojach zorientowanych NE–SW i NW–SE. Ich orientacja jest zgodna z postulowaną wcześniej polaryzacją orogenu swekofeńskiego ku SW do W (np. Korja, Heikkinen, 2005). Południowo-zachodnia polaryzacja orogenu jest również zgodna z zanurzającymi się w kierunku NE reflektorami górnego płaszcza, które mogą odpowiadać zachowanym reliktom paleoproterozoicznej strefy subdukcji.

Kolejna domena w podłożu krystalicznym NE Polski, znana jako domena mazowiecka (MD; fig. 8, 9, 11), chociaż rozpoznana tylko pojedynczymi, izolowanymi otworami wiertniczymi, wpisuje się w ogólną geologiczną charakterystykę i ramy czasowe domeny swekofeńskiej. Zasadniczy epizod tworzenia się litosfery w rejonie tej domeny był związany z magmatyzmem wapniowo-alkalicznym o wieku ok. 1836–1829 mln lat, reprezentowanym przez ciała intruzywne o cechach granitowych łuków magmowych i/lub masywów granitów synkolizyjnych (fig. 12), znane z profili otworów wiertniczych Rajsk IG 1, Rajgród 1, Jastrzębna IG 1 i spągu Pietkowo IG 1 (Krzemińska i in., 2005; Wiszniewska i in., 2007; Krzemińska, 2010; Grabarczyk i in., 2023). Towarzyszy mu synchroniczny wulkanizm andezytowo-ryolitowy o cechach właściwych dla łuku wyspowego o wyraźnym związku ze strefą subdukcji. Podobny

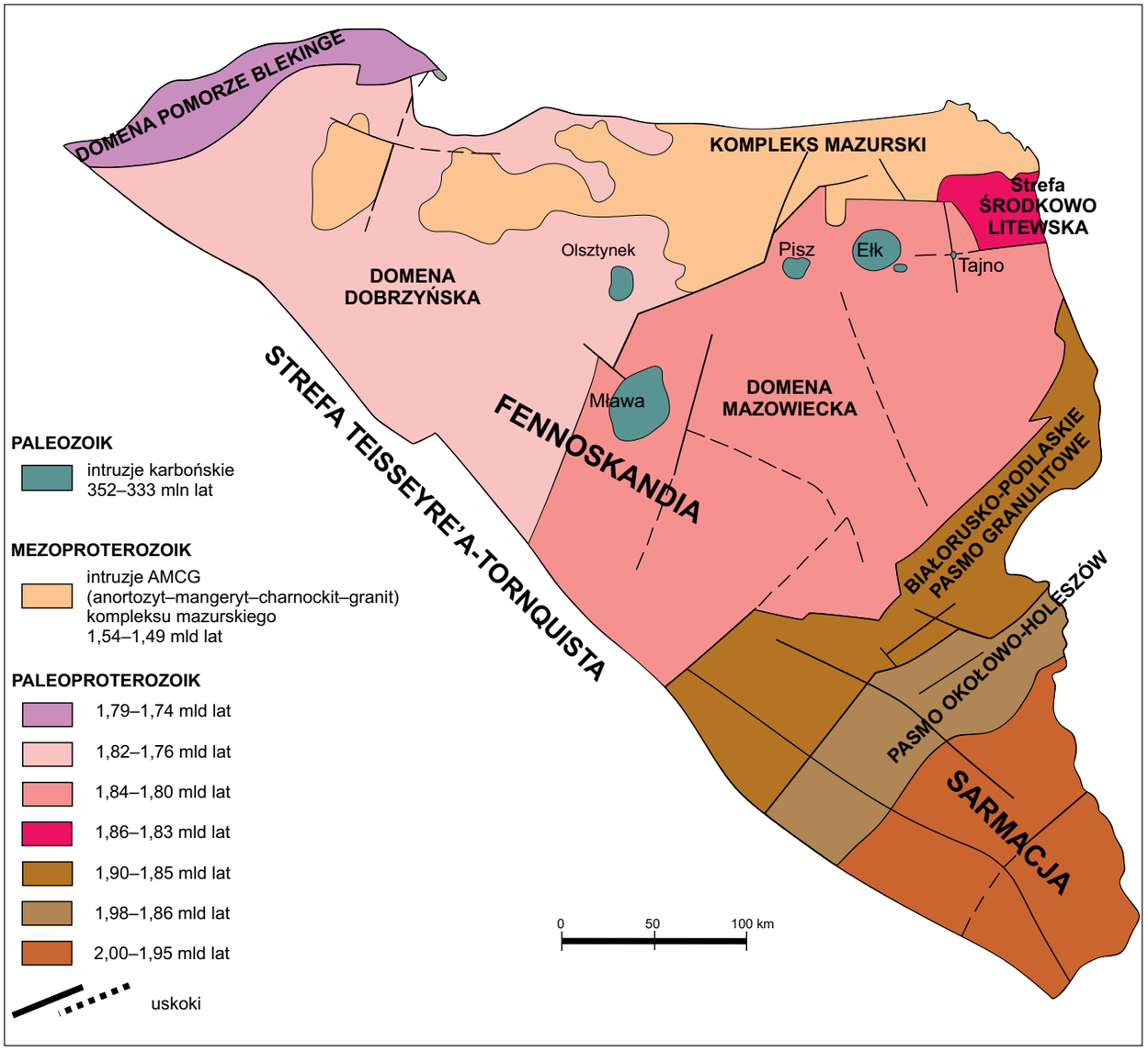


FIG. 11. Mapa jednostek tektonicznych podłoża krystalicznego NE Polski (Krzemińska i in., 2017)

wiek krystalizacji protolitu metawulkanitów (z otworów Mońki IG 1, IG 2, Tajno IG 5 i Bargłów IG 1, IG 2) wskazuje na czas największej aktywności pomiędzy 1,84 a 1,83 mld lat (1836–1829 mln lat), co odpowiada jednemu z ostatnich etapów orogenezy swekofeńskiej.

W domenie mazowieckiej zostały rozpoznane także relikty swekofeńskiego basenu sedymentacyjnego (Williams i in., 2009; Krzemińska i in., 2009), związanego z aktywnym w późnym paleoproterozoiku środowiskiem tektonicznym łuku wyspowego (fig. 13). Paragnejsy Mońki i Jastrzębna reprezentują zmetamorfizowane szarogłazy, łupki lub łupki żelaziste, które, podobnie jak metasedymenty z odsłoniętej części domen swekofeńskich (fig. 13), wskazują na ich genezę związaną z aktywnym obrzeżeniem kontynentu i środowiskiem tektonicznym kontynentalnego łuku wyspowego. Maksymalny wiek depozycji dla wspomnianych osadów wynosi 1,86–1,82 mld lat. Paragnejsy stanowią zapis wydarzeń związanych z fazą orogeniczną, podczas której w basenie sedymentacyjnym (marginalnym, załukowym czy też stanowiącym pryzmę akrecyjną) deponowany był materiał detrytyczny o dominującym wieku w zakresie 2,1–1,9 mld lat. Szereg przykładów z rejonu centralnej Fennoskandii potwierdza, że przewaga tej populacji detrytusu jest cechą metaosadów swekofeńskich w całej Finlandii i Szwecji (np. Claesson i in., 1993; Rutland i in., 2004; Sultan i in., 2005; Bergman i in., 2008; Williams i in., 2008; Sundblad i in., 2021). Osady te zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej ok. 1,83–1,82 mld lat temu podczas orogenezy swekofeńskiej (Williams i in., 2009). Wiek metamorfizmu prawdopodobnie młodnieje w kierunku południowym i południowo-zachodnim. W tym czasie analogiczne baseny sedymentacyjne istniały na obszarze Fennoskandii w dzisiejszej środkowej Szwecji (basen botnicki) i południowej Finlandii (Claesson i in., 1993; Lahtinen i in., 2002; Rutland i in., 2004; Sultan i in., 2005; Bergman i in., 2008).

4.1.4.2. Mezoproterozoiczna aktywność tektoniczna i magmowa

Na obszarze centralnej i południowej Fennoskandii, gdzie w stropie krystalicznego podłoża dominuje paleoproterozoiczna (swekofeńska, ~1,85–1,80 mld lat) skorupa, po dłuższej przerwie (ok. 200–300 milionów lat) w aktywności magmowej zaczął pojawiać się kolejny typ intruzji. W interwale czasowym pomiędzy ok. 1,6 a 1,4 mld lat temu doszło do umiejscowienia szeregu dużych batolitów o powierzchni do 18 000 km² oraz mniejszych ciał plutonicznych (np. Salminen i in., 2021), złożonych z skał takich jak: anortozyt (A), mangeryt (M), czarnokit (C) i granit (G). Współwystępujące ze sobą w różnych proporcjach i powiązane genetycznie, tworzą formację określaną często akronimem AMCG, która znacząco zmodyfikowała strukturę paleoproterozoicznych terranów. Wyjaśnienie, w jaki sposób wcześniejsze, odziedziczone struktury skorupy ziemskiej wpłynęły na geometrię i umiejscowienie masywów AMCG, pozostaje nadal otwartym pytaniem w geologii prekambru. Klasyczny model dotyczący genezy magmatyzmu AMCG wskazuje na ryfting kontynentalny, osłabienie skorupy ziemskiej, obecność uskoków, oraz lokalnie płytkie położenie Moho – jako główne czynniki sprzyjające lokalizacji tych intruzji (Emslie, 1978; Korja i in., 2001; Sharkov, 2010; Salminen i in., 2021; Solano-Acosta i in., 2025). W obrazie sejsmicznym pozostawiły one ślad w postaci ciał wysokoprędkościowych (fig. 6) widocznych na różnych głębokościach w skorupie (np. na profilu sejsmicznym P5, projekt POLONAISE'97). Pasma utworzone przez wspomniane intruzje układają się na powierzchni stropowej krystalicznego podłoża kratonu niezgodnie (niekiedy prostopadle) do granic pomiędzy domenami swekofeńskimi, odzwierciedlających geometrię wcześniejszej akrecji kontynentalnej (fig. 9). Dotychczasowe wyniki modelowań geofizycznych potwierdzają, że to lokalna struktura skorupy ziemskiej

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

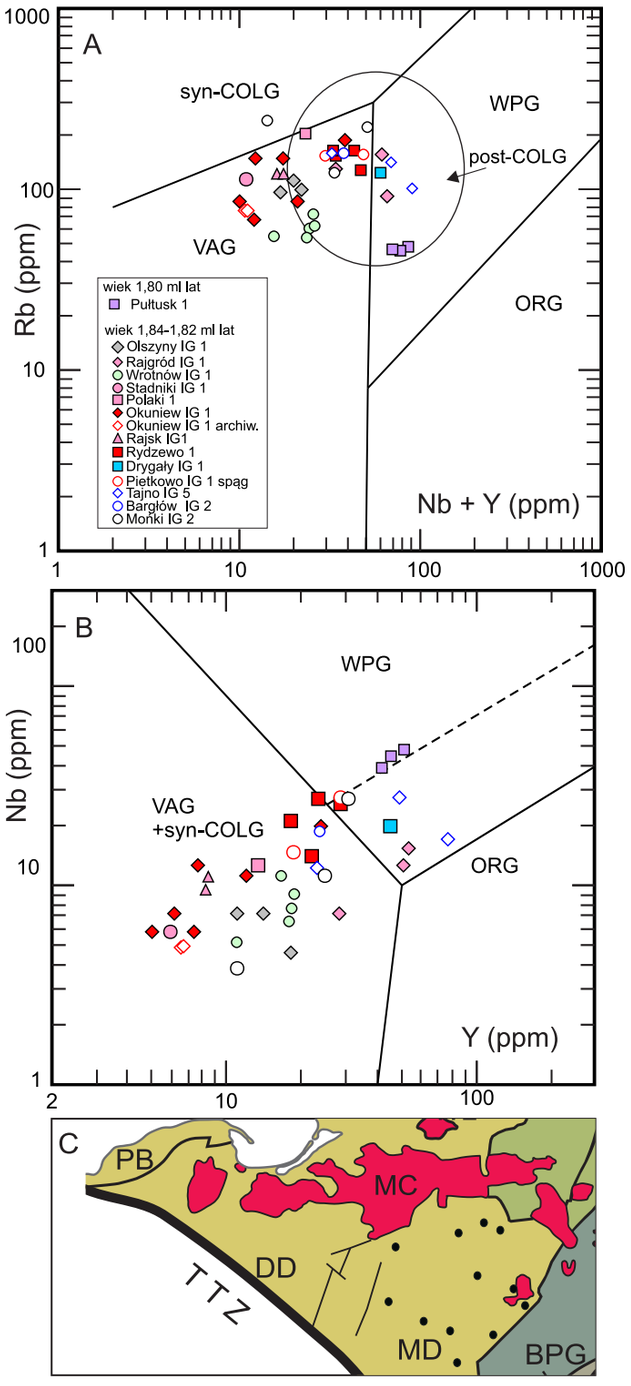


FIG. 12. Określenie środowisk tektonicznych skał metamagmowych domeny mazowieckiej (MD) w centralnej części podłoża krystalicznego NE Polski na podstawie diagramów (A) Pearce'a i in. (1984); oraz (B) Pearce'a (1996); C – Wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Wiek krystalizacji prezentowanych granitoidów zawiera się w zakresie od 1836 ±8 mln lat temu (Mońki IG 2) do 1823,4 ±9,5 mln lat temu (Drygały IG 1). Dla porównania wiek i pozycja granitoidów z profilu Pułtusk 1 o wieku 1800,4 ±7,8 mln lat. Wyróżnione środowiska: WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity pokolizyjne. Krzemińska i in., 2017

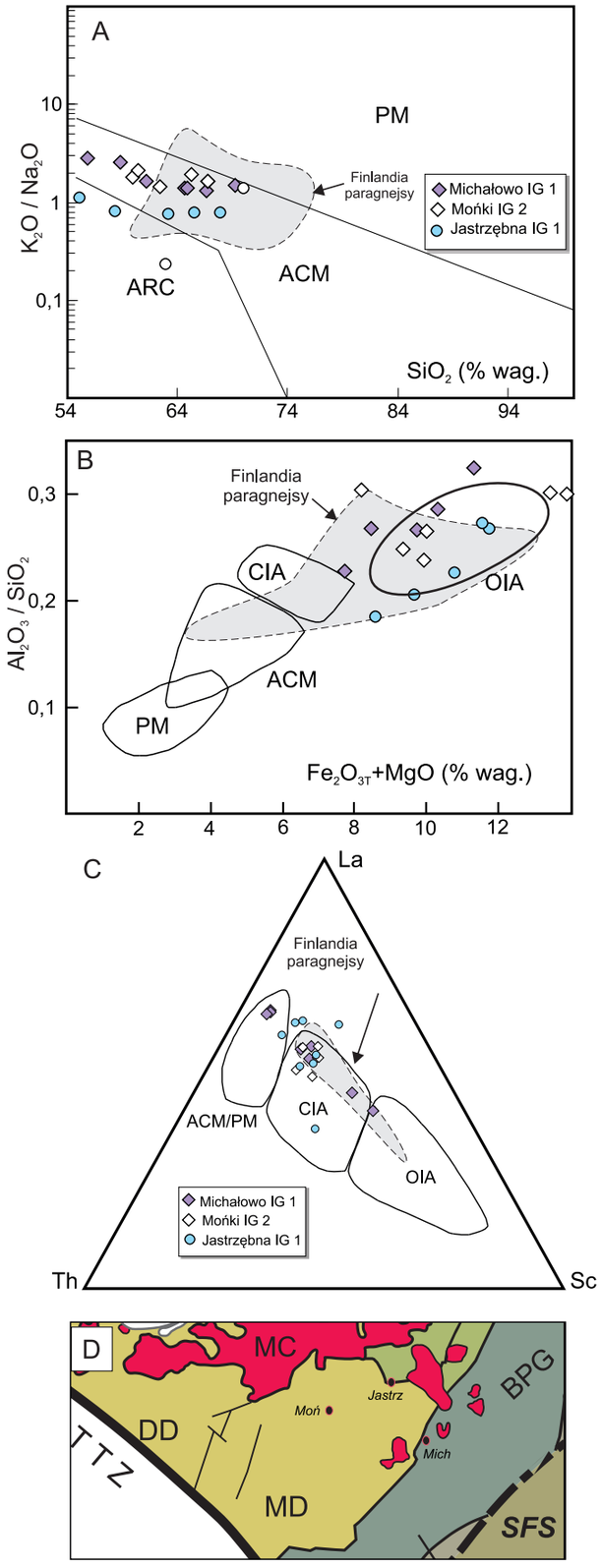


FIG. 13. Określenie środowiska tektonicznego paragnejsów z domeny mazowieckiej (MD) według Williamsa i in. (2009) na podstawie parametrów geochemicznych (A) Roser, Korsch (1986); (B) Bhatia, Crook (1986). Dla porównania pokazano cechy (szare pole) swekofeńskich paragnejsów z Finlandii (Lahtinen i in., 2002); (C) wycinek mapy z fig. 8 z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Wyróżnione środowiska: PM – pasywna krawędź kontynentu; ACM – aktywna krawędź kontynentu; CIA – kontynentalny łuk wyspowy; OIA – oceaniczny łuk wyspowy; ARC – łuk kontynentalny/oceaniczny, nierozdzielony

kontroluje umiejscowienie, a reaktywacja strefy ścinania wpływa na geometrię intruzji AMCG (Solano-Acosta i in., 2025). Wśród większych tego typu batolitów AMCG na omawianym obszarze wymienić można kompleksy: (1) Wiborg (o wieku 1,65–1,61 mld lat, Finlandia), (2) Åland (1,59–1,56 mld lat, Szwecja), (3) Salmi (1,55–1,53 mld lat, Rosja) oraz (4) Ragunda (1,53–1,50 mld lat, Szwecja) i (5) kompleks mazurski (1,53–1,50 mld lat, Polska). Są one często zdominowane przez granity z teksturą typu rapakiwi (z porfirokryształami skaleni). Geochemicznie skały te odpowiadają (fig. 14) tektonicznemu środowisku granitoidów wewnątrzpłytowych (Andersson i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002; Ripa, Stephens, 2020; Wahlgren, Stephens, 2020).

W kompleksie mazurskim występują masywy anortozytowe Kętrzyna, Suwałk i Sejn oraz granitoidy (Wiszniewska, Krzemińska, 2021; Grabarczyk i in., 2026), które – z uwagi na niemal identyczny czas krystalizacji – korelowane są często z litewskimi intruzjami Lazdijai, Veisiejai i Kabeliai oraz z białoruskim kompleksem Grodno–Mosty (Skridlaite i in., 2003; Taran, 2005; Wiszniewska i in., 2007). Wymienić tu należy ponadto kompleks kościerski na Kaszubach (Kościerzyna, Malbork) oraz duże ciało magmowe na Podlasiu, w rejonie Pietkowa (Krzemińska i in., 2017; Grabarczyk i in., 2023), które dopełniają obrazu asocjacji wewnątrzpłytowego magmatyzmu AMCG w podłożu krystalicznym NE Polski.

Warto podkreślić, że począwszy od 1,6 mld lat, ewolucja zachodniej i wschodniej części Fennoskandii przebiegała w odrębny sposób. Panowały tam różne reżimy tektoniczne: na wschodzie dominowały ekstensja i procesy ryftowe oraz magmatyzm wewnątrzpłytowy, podczas gdy wzdłuż południowo-zachodniego brzegu Fennoskandii w dalszym ciągu zachodziła akrecja młodej skorupy kontynentalnej (Bingen i in., 2008; Bogdanova i in., 2008), wyrażona w postaci wydarzeń orogenicznych – gotyjskiego (1,64–1,52 mld lat temu) i telemarskiego (1,52–1,48 mld lat temu), które doprowadziły do przyrostu skorupy kontynentalnej w kierunku zachodnim. W południowej Fennoskandii wydarzenie o wieku 1,47–1,42 mld lat, znane jako orogeneza hallandzka, obejmowało metamorfizm wysokiego stopnia i plutonizm granitowy. Z tego też powodu magmatyzm AMCG w niektórych publikacjach jest wiązany bezpośrednio z orogenezą określaną mianem duńsko-polskiej (ang. *Danopolonian orogeny*) lub danopolońskiej (Cymerman, 2004, 2014; Bogdanova i in., 2008), której największa aktywność przypada pomiędzy 1,47 a 1,42 mld lat temu. Wspomniane ramy czasowe zbiegają się w czasie z orogenezą hallandzką (1,47–1,38 mld lat) wyróżnianą w południowo-zachodniej Szwecji. W nazewnictwie do określenia zdarzeń tektoniczno magmowych w południowej Fennoskandii zaczęto niedawno używać nieformalnego, łącznego terminu „wydarzenie hallandzko-danopolońskie" (ang. *Hallandian-Danopolonian event*) o wieku 1,47–1,38 mld lat temu (Brander, Söderlund, 2009).

Niemniej jednak na większości obszaru Fennoskandii, tam gdzie występuje skorupa swekofeńska, mezoproterozoiczne intruzje AMCG, które osiągają swój szczyt aktywności w okresie 1,60–1,40 mld lat, zbiegającym się z czasem rozpadu superkontynentu Kolumbia (np. Johansson i in., 2022), interpretowane są jako przejawy magmatyzmu wewnątrzpłytowego (lub kratonicznego; Motuza, 2022).

Kwestia określenia środowiska tektonicznego właściwego dla powstawania skał asocjacji AMCG między 1,65 a 1,45 mld lat temu oraz jej poszczególnych składników pozostaje przedmiotem dyskusji (Ashwal, 1993; Emslie i in., 1994; Scoates, 1994; McLelland i in., 2004, 2010; Čečys, Benn, 2007; Morisset i in., 2009; Bogdanova i in., 2008; Bingen i in., 2008).

W południowej Fennoskandii batolit Rygi, złożony z anortozytu, norytu, gabra, mangerytu i granitu typu rapakiwi, w tym najbardziej klasycznej jego odmiany, jaką jest wiborgit, który intrudował ok. 1,57 mld lat temu wzdłuż północnego krańca WLD (Rämö i in., 1996; Rämö, Haapala, 2005), jest interpretowany jako efekt magmatyzmu kratonicznego (Motuza, 2022). Podobnie granitoidy rapakiwi z Estonii (na wyspach Saaremaa i Ruhnu), klasyfikowane są jako anorogeniczne efekty tektoniki ekstensyjnej (Soesoo i in., 2020).

W części EEC, w najbliższym sąsiedztwie podłoża krystalicznego NE Polski, asocjacja AMCG uznawana jest za efekt magmatyzmu anorogenicznego (np. Dörr i in., 2002; Gawęda i in., 2009; Motuza, 2022), postkolizyjnego (Duchesne i in., 2010) lub wewnątrzpłytowego (Skridlaite i in., 2021).

W odniesieniu do skał AMCG w Polsce istnieje także inna opinia (Cymerman, 2004, 2014), która proponuje rozpatrywanie skał plutonicznych kompleksu mazurskiego, w tym masywu suwalskiego (1,53–1,50 mld lat), jako efektu tektoniki kompresyjnej i/lub transpresyjnej, chociaż w prawie każdym z otworów wiertniczych stwierdzano mniej liczne od związanych z deformacją kompresyjną, ale wiarygodne wskaźniki świadczące także o ekstensyjnym typie deformacji (Cymerman, 2007).

Dane strukturalne i kinematyczne zgromadzone przez cytowanego autora z najlepiej rozpoznanego otworami poszukiwawczymi obszaru suwalskiego masywu anortozytowego, a także z jego otoczenia, między innymi z SW części Litwy, wskazują na dominację reżimu kompresyjnego, wyrażonego rozwojem silnie heterogenicznych stref ścinania podatnego o charakterze nasuwczym, na etapie synlub późnoorogenicznych wydarzeń orogenezy duńsko-polskiej. Cymerman (2007) sugeruje rozpatrywanie ciał magmowych AMCG (lokalnie o małej miąższości i tektonicznie rozczłonkowanych) jako syntektonicznych intruzji powstałych w wyniku mechanizmów tektoniki kompresyjnej lub transpresyjnej, do umiejscowienia których miało prawdopodobnie dojść w trakcie orogenezy duńsko-polskiej.

W Polsce pasmo intruzji skał AMCG rozciąga się zgodnie z generalnym równoleżnikowym trendem strukturalnym (fig. 9). Podobny kierunek tego lineamentu niezależnie wskazano nieco dalej na północ, na Litwie (Motuza, 2005, 2022). Dotyczy to równoleżnikowej strefy, która przecina obszar Litwy (zob. też podrozdział 4.1.4.3) w postaci strefy deformacji Telesze oraz Dryświaty–Połock (Telšiai–Drūkšiai–Polotsk; Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022).

W obrazie geofizycznym, w tym w przeprowadzonym ostatnio modelowaniu na obszarze kompleksu mazurskiego (Petecki, Wiszniewska, 2021), strefa wysokiego gradientu magnetycznego (tzw. lineament Krasnopola) po południowej stronie mapy suwalskiego masywu anortozytowego znajduje swój odpowiednik również na mapie anomalii grawimetrycznych. Ten główny lineament geofizyczny o nieco wygiętym przebiegu, generalnie wzdłuż kierunku E–W, interpretuje się jako uskok ograniczający obrzeże masywu AMCG na południu. Układ anomalii magnetycznych i grawimetrycznych na północy jest zorientowany niemal równolegle do lineamentu Krasnopola. Ta wyraźnie widoczna na mapach strefa oddziela nie tylko dwie duże domeny geologiczne o różnym wieku i genezie: magmowy mezoproterozoiczny masyw suwalski o powinowactwie AMCG i wieku ~1,5 mld lat od późnopaleoproterozoicznego otoczenia domeny mazowieckiej. Pojawia się tu też niewielki sejneński masyw anortozytowy (AMCG) o podobnym wieku (Grabarczyk i in., 2026).

W oparciu o refleksyjne profile sejsmiczne PolandSPAN™, Mężyk i in. (2019) opisali występowanie wielkoskalowych struktur tektonicznych, nazwanych przez nich *S-C' fabric*, mających stanowić analog znanej z mezoskopowych stref ścinania w skałach magmowych i metamorficznych tekstury deformacyjnej typu ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego (ang. *extensional crenulation cleavage*; np. Platt, Vissers, 1980), znanej też pod nazwą pasemek ścinania C' (ang. *C' shear bands*; np. Fossen, 2010), widocznych w obrazie sejsmicznym skorupy. Według interpretacji Mężyka i in. (2019) utworzenie się struktur S-C', musiało nastąpić już przed magmatyzmem AMCG (Mężyk i in., 2019).

Na modelach 2D profili P4 i P5 dobrze widoczne są dwa masywy anortozytowo-gabronorytowe, suwalski i kętrzyński, zaznaczające się jako ciała wysokoprędkościowe do głębokości ok. 11 km (Grad i in., 2002). Zwiększone wartości współczynnika odbicia notowane na profilach sejsmicznych w pobliżu ciał AMCG mogą oznaczać fragmenty rozwarstwionego materiału dolnej skorupy. Zaobserwowano je wcześniej (fig. 6) także wzdłuż profilu POLONAISE'97 P4 pomiędzy profilami P3 i P5 (Grad i in., 2002).

Niektóre kontakty ciał AMCG pokrywają się ze strefami o zwiększonym współczynniku refleksyjności skorupy ziemskiej, co sugeruje, że była to reaktywacja odziedziczonych, obecnych wcześniej stref ścinania, która mogła zapewnić kanały dla umieszczenia magmy AMCG. Zaproponowana została hipoteza, według której rozwarstwienie nadmiernie pogrubionej litosfery swekofeńskiej może wyjaśniać przewarstwienie magmy gabrowej. Zgodnie z klasycznymi modelami magmatyzmu AMCG magma macierzysta oraz jej pochodna anortozytowa, wznosiły się do poziomu środkowej i górnej skorupy wraz z granitoidami powstałymi w wyniku wytapiania ze skał skorupy (np. McLelland i in., 2010).

Powszechnie przyjmuje się, że powstawanie masywów anortozytowych (oraz innych składników formacji AMCG) wymaga dwuetapowej krystalizacji polibarycznej, która wyraża się wstępną krystalizacją pod sklepieniem głęboko zakorzenionej komory magmowej, np. dominującego plagioklazu i bogatych w glin (do 7% wag. Al_2O_3) megakryształów ortopiroksenu przy ciśnieniu ok. 10–13 kbar, co odpowiada głębokościom rzędu 35 do 44 km. Późniejsze wznoszenie się w warunkach regionalnej ekstensji zawierającego kryształy plagioklazu niestabilnego stopu przez skorupę do końcowego po-

ziomu na głębokości 10–17 km prowadzi do dopełnienia procesu krystalizacji w warunkach ok. 3–5 kbarów (Ashwal, 1993, 2010), tj. w obrębie średnich głębokości dolnej (~20–35 km) lub środkowej (~10–25 km) skorupy ziemskiej. W AMCG w kompleksie mazurskim dowodem na ten dwuetapowy model krystalizacji stopu pozostają relikty bogatych w glin wysokociśnieniowych ortopiroksenów (>7% wag. Al_2O_3), znalezione w charnockitach AMCG z wiercenia Bilwinowo IG 1 (Bagiński, Krzemińska, 2005). Generowane w dolnej skorupie stopy wznosiły się następnie do górnej skorupy, wykorzystując rozwarstwianie się nadmiernie pogrubionej litosfery oraz postkolizyjną ekstensję, sprzyjającą napływowi i umiejscawianiu się magmy gabrowej powstałej w wyniku dekompresyjnego topnienia. Wyniki analiz izotopowych całych skał, ujemne wartości epsilon neodymu εNd (od –2,7 do –6,4), potwierdzają udział starej skorupy w stopach macierzystych skał AMCG (Krzemińska i in., 2021). Batolity AMCG w Polsce (np. Mazury, Kaszuby, Kościerzyna, Malbork, a także Pietkowo IG 1) o wieku 1,48–1,45 mld lat (obszar Bałtyku), reprezentują szereg pulsów intruzji magm o podobnych cechach geochemicznych (Krzemińska i in., 2021; Grabarczyk i in., 2023), odpowiadających ferro-potasowym, alkaliczno-wapniowym granitom typu A. Ich lokalizacja w skorupie nie wydaje się przypadkowa. Umiejscowienie tych dużych kompleksów magmowych było prawdopodobnie kontrolowane przez lineamenty tektoniczne, stanowiące strefy osłabienia w litosferze. Rozwarstwienie litosfery wzdłuż tych struktur mogło doprowadzić do kontaktu rozgrzanej astenosfery z podstawą skorupy, zapewniając w ten sposób dodatkowe ciepło niezbędne do stopienia dolnej części skorupy, jak wynika z konkluzji petrogenetycznych w odniesieniu do skał kompleksu mazurskiego (Duchesne i in., 2010).

4.1.4.3. Deformacje nieciągłe w podłożu krystalicznym

Dość złożonym aspektem badania struktur w zakrytym podłożu krystalicznym jest jakościowa interpretacja i prześledzenie nieciągłości tektonicznych. Wspólną cechą pierwszych opracowań kartograficznych podłoża krystalicznego NE Polski (Kubicki, Ryka, 1982) było przyjęcie bardzo wyraźnej dominacji zespołów uskoków południkowych oraz równoległych (rzadziej prostopadłych) do TTZ. Ówczesna wersja obrazu przebiegu stref tektonicznych w znacznej mierze była oparta na badaniach fotolineamentów w pokrywie platformowej w drodze interpretacji zdjęć satelitarnych (Bażyński, Daniel-Danielska, 1982). Jednakże w przypadku zakrytego podłoża krystalicznego bezpośrednim zapisem występowania nieciągłości tektonicznych pozostają specyficzne typy skał związanych ze strefami ścinania i uskokami, takich jak mylonity, kataklazyty i brekcje, dostępne do badania w rdzeniach wiertniczych (Cymerman, 2004). Głównym problemem przy rozpoznawaniu i rekonstruowaniu ewolucji struktur nieciągłych – podatnych i kruchych, w skałach podłoża krystalicznego jest powszechny brak danych o wieku deformacji, które pomogłyby umiejscowić w czasie rozpoznane struktury, a następnie skorelować fazy tektoniczne w szerszej skali regionalnej. Wprawdzie szczegółowe analizy strukturalne w skali rdzeni wiertniczych (Cymerman, 2004) niekiedy pokazują pewne względne relacje przestrzenne i czasowe podatnych i kruchych stref przemieszczeń, to jednak dopiero postępy w datowaniu izotopowym ich wieku, np. na podstawie analiz (np. metodą K-Ar) autogenicznych faz mineralnych pozwoliłyby w miarę wiarygodnie odtworzyć niektóre elementy złożonej ewolucji strukturalnej skał podłoża kratonu, w tym epizody aktywności stref nieciągłości w skałach krystalicznych i ich reaktywacji. Przypadek reaktywacji uskoku prekambryjskiego podłoża dość precyzyjnie rozpoznany został na podstawie danych strukturalnych i geochronologicznych uzyskanych metodą K-Ar w południowo-zachodniej Finlandii (Nordbäck i in., 2022). Wyniki te pokazują, że skały krystaliczne w centralnej części tarczy bałtyckiej, która ukształtowała się w trakcie jednej z faz orogenezy swekofeńskiej (1,88–1,87 mld lat temu), doświadczyły kilku faz kruchych deformacji pomiędzy ok. 1,75 a 0,90 mld lat temu. W polskiej części podłoża krystalicznego EEC tego typu badania wieku deformacji jak dotąd nie były prowadzone.

W zakrytej pokrywą osadową platformowej części Fennoskandii określanie chronologii aktywności stref przemieszczeń wykonywane było jedynie sporadycznie, ponieważ rzadko można pozyskać charakterystykę tych struktur jednocześnie na podstawie obrazu geofizycznego i bezpośrednich danych petrologicznych. Wyjątkiem jest tu obszar Litwy. Modelowanie pól magnetycznych i grawitacyjnych (Korabliova, Šliaupa, 2006) ujawniło elementy sieci dyslokacyjnej w obrębie struktur paleoproterozoicznych. Kilka równoleżnikowych stref dyslokacyjnych o wyraźnej składowej przesuwczej przecina wcześniej dominujące kierunki strukturalne (o podstawowej orientacja N–S) domen paleoproterozoicznych (np. sąsiadujące ze sobą strefy deformacji Telsze oraz Dryświaty–Połock (Telšiai–Drūkšiai–Polotsk; Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022) – (DPDZ). Równoleżnikowa strefa deformacji DPDZ w pobliżu granicy z Białorusią przecina domenę wschodniolitewską (ELD). DPDZ ma szerokość 35–40 km i składa się z dwóch subrównoległych pasów (o przebiegu E–W), wyrażonych liniowym przebiegiem anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Zgodnie z wynikami modelowania geofizycznego DPDZ może penetrować skorupę na głębokość rzędu 20 km (Šliaupa, Popov, 1998). Strefa ścinania Telsze na Żmudzi (TSZ) biegnie także w kierunku E–W, mniej więcej na zachodnim przedłużeniu strefy Drūkšiai–Połock. Ma ona szerokość ok. 15–20 km i jest wyznaczona wyraźnymi anomaliami grawitacyjnymi i magnetycznymi. Po raz pierwszy zinterpretowano tę strukturę jako nasunięcie w pokrywie osadowej dewonu. Dalsze badania wykazały jednak, że strefa ścinania Telsze jest także obecna w prekambryjskim podłożu krystalicznym (Šliaupa, 2002; Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022). Nowe mapy podłoża krystalicznego na obszarze zakrytych domen swekofeńskich w południowej Fennoskandii (a także na obszarze zdominowanym przez AMCG w Polsce) pokazują system stref przemieszczeń o orientacji E–W (Bogdanova i in., 2015, Krzemińska i in., 2017; Soesoo i in., 2020; Skridalite i in., 2021). Ich wiek zwykle nie jest określony, jednak znany jest w odniesieniu do DPDZ, gdzie datowanie U-Pb autigenicznego tytanitu w mylonicie, który najwyraźniej powstał podczas retrogresji równoczesnej z mylonityzacją pokazuje, że formowanie się tej strefy nastąpiło ok. 1534 ±9 mln lat temu. Zarówno TSZ, jak i DPDZ zostały reaktywowane ok. 1460 mln lat temu (Vejelyte i in., 2010, 2012; Motuza, 2022).

Analogiczne epizody tektoniczne mogły w tym czasie doprowadzić do przemieszczeń i związanych z nimi deformacji w obrębie kompleksu mazurskiego. W niemal wszystkich otworach wiertniczych główne składniki litologiczne AMCG są pocięte dajkami mikrogranitów, pegmatytów, aplitów oraz żyłami mineralnymi, często skaleniowymi nachylonymi pod różnym kątem. Kontakty dajek i żył z otaczającymi skałami AMCG są przeważnie ostre, a przy samym kontakcie minerały rudne wykazują ułożenie kierunkowe (Salwa, 2013). Rezultaty badań U-Pb wieku cyrkonów z żył z kilku rejonów i poziomów suwalskiego masywu anortozytowego i jego otoczenia AMCG (Wiszniewska, Krzemińska, 2021) wskazują wiek aplitów 1480 mln lat oraz pegmatytów 1475 mln lat. Jest to epizod tylko nieznacznie młodszy od zakresu wieku AMCG. Jak dotąd są to jedyne wyniki datowania deformacji tektonicznych w polskiej części podłoża krystalicznego, związanego ze skorupą Fennoskandii.

4.1.5. Podłoże krystaliczne obszaru Sarmacji

Sarmacja – jeden trzech głównych elementów składowych kratonu wschodnioeuropejskiego – obejmuje tarczę ukraińską i platformowy w swym charakterze masyw woroneski, rozdzielone przez paleozoiczny prypecko-dnieprowsko-doniecki (nazwa od rzek: Prypeci, Dniepru i Dońca) basen ryftowy (Bogdanova i in., 1997, 2015; Claesson i in., 2001; Shumlyanskyy i in., 2018). Kompleksy skalne tarczy ukraińskiej uformowane głównie w archaiku, między 3,75 a 2,70 mld lat temu, zawierają też młodsze strefy o wieku skał magmowych od 2,25 do 2,03 mld lat. Dwa paleoproterozoiczne pasma skał juwenilnych znane są jako orogen Wołga–Don (albo orogen wschodniosarmacki – na północnym wschodzie Ukrainy), aktywny między 2,20 a 2,05 mld lat temu (Terentiev i in., 2016; Terentiev, Santosh 2020) oraz pasma orogeniczne Teterwi (nazwa od rzeki Teterew, ukr. *Teteriv*, w północno-środkowej części Ukrainy) i Osnitsk–Mikaszewiczi (OMIB w północno-zachodniej części Ukrainy), aktywne odpowiednio między 2,11–2,10 oraz 2,00 a 1,98 mld lat temu (Bogdanova i in., 2006; Shumlyanskyy i in., 2017, 2018; Johansson i in., 2022). I właśnie fragment tej skrajnie północno-zachodniej części Sarmacji pojawia się w architekturze podłoża krystalicznego południowo-wschodniej Polski.

W obrazie geofizycznym struktura OMIB widoczna jest jako silna anomalia magnetyczna (fig. 7), rozciągająca się na dystansie ponad 650 km, od Białorusi (kompleks Mikaszewiczi) przez zachodnią Ukrainę (kompleks Osnitsk) do wschodniej Polski. W litologii OMIB występują zespoły wulkanitów (o składzie bazaltowym i riolitowym, ciała gabroidowe, dajki dolerytowe) i skały hipabisalne, datowane na 2,02 mld lat. Obecne są tu także masywy granitoidowe o wieku 1,98–1,95 mld lat (Scherbak i in., 1990, 2005; Shumlyanskyy i in., 2017; Kuzmenkova i in., 2019). Charakterystyka geochemiczna skał budujących OIMB wskazuje, że powstały one w środowisku związanym ze strefą subdukcji lub aktywnym brzegiem kontynentu (Bogdanova i in., 1997, 2006; Claesson i in., 2001).

W zachodniej części Sarmacji po stronie ukraińskiej skały metaosadowe pozostają słabo zbadane. Jednak właśnie skały klastyczne oraz detrytyczne cyrkony w nich zawarte umożliwiły wskazanie powiązań genetycznych w obrębie Sarmacji.

Wśród nielicznych otworów we wschodniej Polsce sięgających krystalicznego podłoża, tylko w jednym profilu, Kaplonosy IG 1, natrafiono na silnie zdeformowane skały metaosadowe, występujące na głębokości 1883–1924 m. Rozpoznano tam paragnejsy (biotytowe, biotytowo-sillimanitowe i granatowo-sillimanitowo-biotyto-

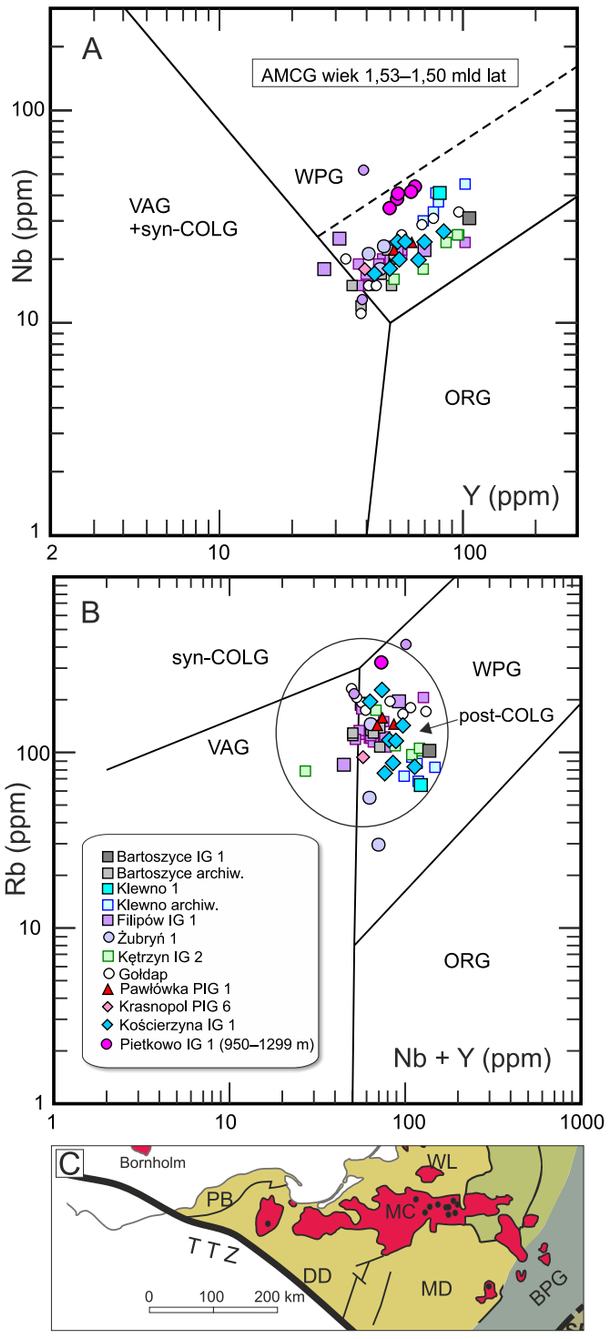


FIG. 14. Określenie środowiska tektonicznego na podstawie diagramów (A) Pearce'a i in. (1984) i (B) Pearce'a (1996) dla mezoproterozoicznych granitoidów typu A należących do formacji AMCG z kompleksu mazurskiego rejonu Kościerzyny oraz południowego Bałtyku; (C) wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworów wiertniczych. Regionalne dane geochemiczne wg Dörra i in. (2002); Duchesne'a i in. (2010); Krzemińskiej i in. (2017); Grabarczyka i in. (2023). Wyróżnione środowiska: WPG – granity wewnątrzpłytowe; VAG – granity łuków wulkanicznych; syn-COLG – granity synkolizyjne; ORG – granity grzbietów oceanicznych; post-COLG – granity pokolizyjne

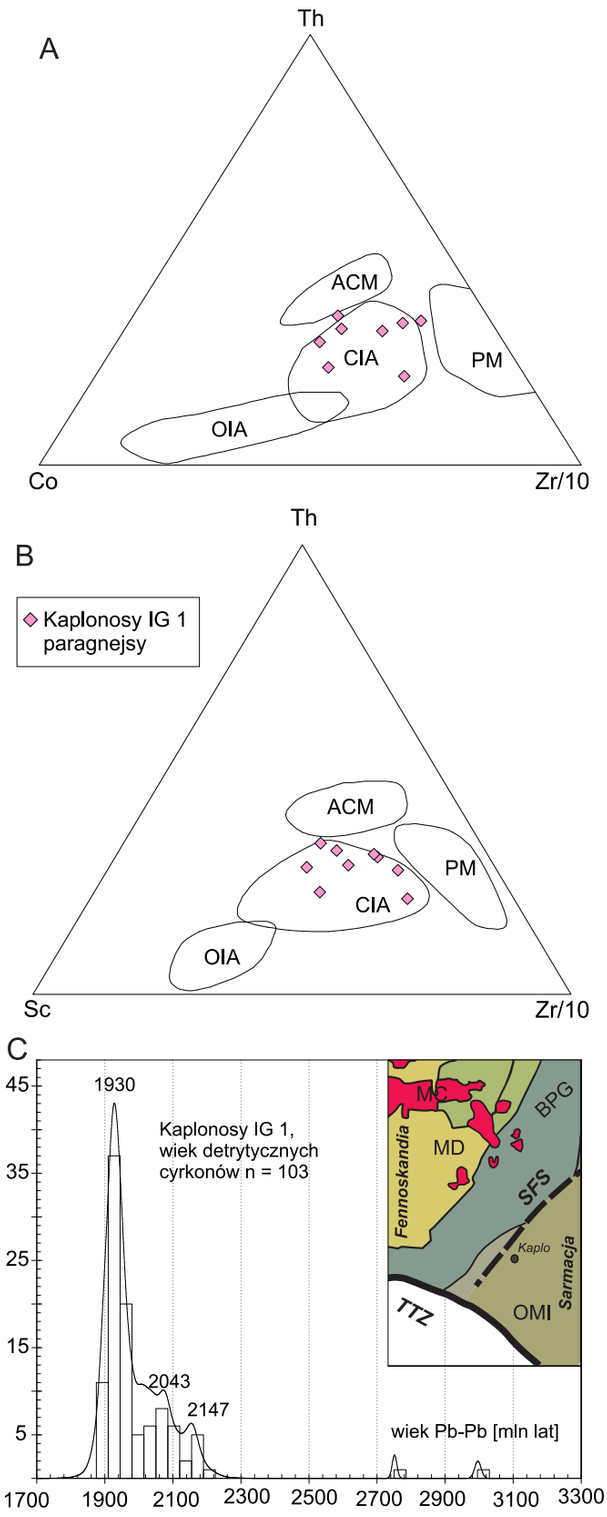


FIG. 15. Diagramy dyskryminacyjne (A, B; wg Bhatia, Crooka, 1986) dla określenia obszarów źródłowych detrytusu w paragnejsach z otworu Kaplonosy IG 1, przypuszczalnie ulokowanych na aktywnym brzegu kontynentu Sarmacji, oraz (C) populacje wiekowe detrytycznych cyrkonów z tego otworu, obok wycinek mapy z fig. 8, z lokalizacją omawianej domeny i otworu wiertniczego Kaplonosy IG 1. Maksymalny wiek depozycji: 1906,2 ±7,5 mln lat. Wiek metamorfizmu: 1799,4 ±9,8 mln lat – typowy dla domen z NW części bloku Sarmacji i zbliżony do wieku kolizji Fennoskandii z Sarmacją (~1,80 mld lat). Wyróżnione środowiska: PM – pasywna krawędź kontynentu; ACM – aktywna krawędź kontynentu; CIA – kontynentalny łuk wyspowy; OIA – oceaniczny łuk wyspowy

we, z obecnością kordierytu). Ich protolitem były osady typu wak, miejscami łupki ilaste i arkozy. Dane geochemiczne wskazują, że materiał źródłowy, z którego utworzyły się te niezbyt dojrzałe osady klastyczne, pochodził z niszczenia skał głównie krystalicznych, powstałych w środowisku o cechach kontynentalnego łuku wyspowego (CIA) i aktywnego obrzeżenia kontynentu (ACM; fig. 15A, B). Ziarna archaiczne należą w nich do rzadkości (n = 2/103). Wiek detrytycznych cyrkonów (fig. 9B) podkreśla wyraźną dominację paleoproterozoicznych skał źródłowych (n = 101/103). Generalnie widoczne są tu trzy grupy detrytusu z maksimami: 1930 ±4,4 mln lat (67%), 2043 ±8 mln lat (23%) i – najmniej liczna grupa – 2147 ±12 mln lat (10%). Wszystkie mają swoje odpowiedniki wśród skał orogenicznych na brzegu Sarmacji (Scherbak i in., 1990, 2005). Osady te generalnie cechuje dopływ materiału wyłącznie z denudacji najbliższego aktywnego łuku kontynentalnego Sarmacji, powstałego podczas orogenezy w riaku, jeszcze przed połączeniem z Fennoskandią (Shumlyanskyy i in., 2017; Kuzmenkova i in., 2019). Detrytus gromadzony był na aktywnym brzegu Sarmacji, co najmniej do ok. 1,9 mld lat temu (fig. 15C). Dość istotną cechą jest brak detrytusu charakterystycznego dla swekofeńskich basenów Fennoskandii o wieku 1,86–1,80 mld lat (Williams i in., 2009). Niewątpliwie materiał klastyczny pochodził z kilku proksymalnych źródeł brzegu Sarmacji. Datowania metamorfizmu i, miejscami, migmatyzacji metaosadów, określono na podstawie analiz U-Pb obrostów na brzegach detrytycznych cyrkonów w paragnejsach z otworu Kaplonosy IG 1, które wskazują na wiek ok. 1799,4 ±9,8 mln lat (Krzemińska i in., 2017). Deformacje tektoniczne kompleksu paragnejsowego przewierconego wspomnianym otworem miały zachodzić w warunkach podatnego ścinania o kinematyce normalno-zrzutowej, a następnie ścinania podatnego w reżimie nasuwczym (Salwa, 2013). Metamorfizm i deformacje były efektem sukcesywnej skośnej kolizji bloków Sarmacji i Fennoskandii ok. 1,80–1,78 mld lat temu.

4.1.6. Położenie szwu tektonicznego Fennoskandia–Sarmacja

Szew pomiędzy paleoproterozoicznymi domenami Fennoskandii i Sarmacji (Gorbatschev, Bogdanova, 1993; Bogdanova i in., 2001) stanowi jedną z kluczowych granic w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego. Połączenie obu domen w jedną całość pod koniec paleoproterozoiku, ok. 1,8–1,7 mld lat temu, zakończyło etap ich konwergencji, który został zastąpiony przejawami wspólnej tektoniki wewnątrzpłytowej. Ogólnie, w skali całej południowo-zachodniej części kratonu, strefa szwu kolizyjnego między Fennoskandią a Sarmacją (SFS) obejmuje pozostałości paleoproterozoicznych aktywnych brzegów kontynentów, oceanicznych łuków wyspowych oraz obszarów załukowych (Bogdanova i in., 2006, 2015). Chociaż ogólna orientacja SFS w kierunku północno-wschodnim i południowo-zachodnim jest dobrze znana, dokładna jego lokalizacja i wewnętrzna struktura pozostają przedmiotem dyskusji. SFS wykazuje cechy intensywnej tektoniki kontrakcyjnej, związanej z kolizją kontynentalną, ale również wyraźne przejawy wielkoskalowej ekstensji postkolizyjnej, której towarzyszył postkolizyjny magmatyzm podczas późnego paleoproterozoiku, między ok. 1,80–1,74 i 1,71–1,67 mld lat temu (Bogdanova i in., 2006, 2013). Podczas późniejszych etapów ewolucji kratonu, w przybliżeniu wzdłuż strefy SFS, doszło do utworzenia się mezoproterozoiczno-neoproterozoicznego aulakogenu Orsza–Wołyń, w obrębie którego pod koniec ediakaru wykształciły się pokrywy lawowe i tufowe wewnątrzpłytowego wulkanizmu ryftowego (Shumlyanskyy i in., 2017; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Badania geofizyczne wykazują w tym rejonie obecność dużych soczewkowatych ciał w środkowej skorupie, charakteryzujących się podwyższoną gęstością i prędkościami sejsmicznymi (Petecki, Rosowiecka, 2017; Milano i in., 2019; Janik i in., 2022). Generalnie obszar w pobliżu strefy skośnej kolizji południowej części Fennoskandii z północno-zachodnią Sarmacją (fig. 7, 8) cechuje skomplikowany układ elementów strukturalnych, nie ułatwiający precyzyjnego określenia lokalizacji strefy kolizyjnego połączenia (szwu) między Fennoskandią a Sarmacją, będącego od dekad obiektem badań i dyskusji.

(1) Jedna z najwcześniejszych interpretacji sugerowała, że strefa SFS może być związana z regionalną dyslokacją, jaką stanowi uskok Mińska (EUROBRIDGE Working Group, 1999). Miały na to wskazywać wyniki eksperymentu sejsmicznego EUROBRIDGE'96 i profilu o kierunku NW–SE, poprowadzonego przez Litwę i Białoruś. Granice wyróżnionych na profilu bloków skorupowych wydawały się nachylać systematycznie w kierunku południowo-wschodnim, co zinterpretowano jako zgodne z sukcesywnym, nasuwczym dokowaniem kolejnych terranów w tym kierunku wzdłuż pasma centralnobiałoruskiego.

(2) W następnych latach nowe zestawienia danych petrologicznych i geochronologicznych z obszaru Białorusi przyczyniły się do reinterpretacji położenia SFS (Bogdanova i in., 2015). Rozszerzono zasięg skorupy Sarmacji ku NW aż do granulitowego pasma białorusko-podlaskiego (BPG) i terranu okołowsko-holeszowskiego (O-H), zawierającego maficzne i ultramaficzne skały metamagmowe o geochemicznych cechach właściwych dla oceanicznych łuków wysp. Zaproponowane interpretacje sugerują (Bogdanova i in., 2015), że ok. 1,99 do 1,90 mld lat temu BPG było stosunkowo dojrzałym łukiem magmowym. Powyższy wiek odbiega znacząco od zakresu wiekowego orogenezy swekofeńskiej w Fennoskandii i przemawia za przynależnością BGP do Sarmacji, jako jej najmłodszego fragmentu.

(3) Alternatywna interpretacja umieszcza szew kolizji Fennoskandii i Sarmacji znacznie dalej w kierunku południowym (Narkiewicz i in., 2011). Koncepcja ta, oparta na analizie wyników eksperymentu sejsmicznego CELEBRATION 2000, zakłada hipotetyczną lokalizację strefy szwu wzdłuż północno-zachodniej krawędzi tzw. bloku Narola. Na profilach sejsmicznych CEL03 i CEL14 uzasadniać ją ma wąska strefa silnie pogrubionej skorupy (Janik i in., 2005), gdzie powierzchnia Moho osiąga maksymalną głębokość, przekraczającą 52 km.

(4) Współczesna interpretacja tektoniczna nowszych danych wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej, uzyskanych w toku projektu PolandSPAN™ (Mężyk i in., 2021), prowadzi do wniosku o nasuwczym charakterze strefy SFS, gdzie nasunięcie skorupy Sarmacji na skorupę Fennoskandii odbyło się w kierunku północno-zachodnim wzdłuż złożonego systemu wznoszących się w tym kierunku w górnej i środkowej skorupie licznych, anastomozujących powierzchni nieciągłości, tworzących zbiegające się ku NW formy klinokształtne o długości dziesiątek do 150 km, zakorzenione na granicy dolnej i środkowej skorupy poniżej strefy Iwanowo–Borysow. W masie nasuniętej biorą udział pasmo okołowsko-holeszowskie (O-H) i białorusko-podlaskie pasmo granulitowe (BPG), które tym samym wydają się związane z brzegiem Sarmacji. Niezależnie wiadomo, że pasmo O-H reprezentuje głównie paleoproterozoiczne metamagmowe granulity o charakterze wapniowo-alkalicznym, związane ze środowiskiem dojrzałych łuków wyspowych (Bibikova i in., 1995; Skridlaite, Motuza, 2001; Bogdanova i in., 2006). Z tej jednostki pochodzi niewiele oznaczeń wiekowych U-Pb. Obejmują one zakres 1,88 do 1,80 mld lat; wyznaczono tam też znacznie starszy wiek modelowy Nd $_{TDM}$ ok. 2,3 mld lat (Claesson i in., 2001).

Zdaniem autorów wspomnianej interpretacji tektonicznej SFS (Mężyk i in., 2021), skomplikowany układ widocznych na profilach refleksyjnych powierzchni nieciągłości tektonicznych wskazuje na specyficzną, „ukrytą i rozproszoną" budowę tej strefy szwu (ang. *diffuse cryptic suture zone*), gdzie jest prawdopodobny efekt synkolizyjnego masowego, wielkoskalowego przemieszania materii obu domen skorupowych pozostających ze sobą w kontakcie wzdłuż SFS. Dokładny charakter samego szwu pozostaje hipotetyczny, niemniej jednak SFS nie powinien być utożsamiany w prosty sposób z uskokiem Mińska (Bogdanova i in., 2015; Mężyk i in., 2021).

(5) Kolejny zaproponowany na podstawie danych sejsmicznych model tektoniczny, który okazuje się w dużej mierze zbieżny z modelem Mężyka i in. (2021), znacznie jednak go uzupełniając, stanowi interpretację wyników głębokiego eksperymentu sejsmicznego TTZ-South (Janik i in., 2020). Profil TTZ-South o długości 550 km, biegnący w kierunku NW–SE przeprowadzono w 2018 r. na terenie Polski i Ukrainy wzdłuż wynikającego z map pól potencjalnych biegu strefy Teisseyre'a-Tornquista, w swej polskiej części powtarzając przebieg wcześniejszego profilu CEL-03. Profil został zrealizowany metodą szerokokątnej refleksji i refrakcji (WARR). W Polsce rozciąga się wzdłuż strefy radomsko-kraśnickiej i jednostki Narola, stanowiących kontynuację ku wschodowi i południowemu wschodowi obszaru łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Profil TTZ-South przecina zatem obszar prognozowanego szwu tektonicznego między Fennoskandią i Sarmacją (SFS) w obrębie kratonu EEC. Uzyskany z przetworzenia pomiarów wykonanych wzdłuż profilu model sejsmiczny (Janik i in., 2022) ukazuje dwa wielkoskalowe połogie nasunięcia ku NW sarmackiej domeny krystalicznego podłoża kratonu na domenę fennoskandzką w postaci wielkich złożonych płaszczowin o skali skorupowej, sięgających – jak się wydaje – swymi korzeniami powierzchni Moho. Struktura szwu SFS w tym ujęciu jest zilustrowana i dokładniej opisana w rozdziale WZS 4.1.

(6) Model oparty na kontroli parametrów izotopowych wieku skał w stropie podłoża krystalicznego został opracowany przez Krzemińską i współautorów (2017). Przy opracowaniu przez tych autorów nowej mapy stropu podłoża krystalicznego (fig. 11) dość istotną rolę w interpretacji SFS odegrały bezpośrednie dane z dostępnych wierceń, w tym wiek protolitu magmowego, wiek metamorfizmu i populacje wiekowe materiału detrytycznego określone w oparciu o geochronologię U-Pb cyrkonów. Za przynależnością do bloku Sarmacji przemawiają cechy geochemiczne i wiek detrytusu paragnejsów np. w rejonie z otworu Kaplonosy IG 1 (fig. 15),

wiek metamorfizmu zbliżony do czasu kolizji obu bloków oraz luka czasowa między najmłodszą populacją cyrkonów a wiekiem metamorfizmu, niespotykana w innych swekofeńskich metaosadach, a także cechy środowiska tektonicznego skał źródłowych. Jednocześnie na podlaskim odcinku pasma BPG dostępne z wierceń dane dotyczące stropu podłoża krystalicznego nie potwierdzają jednoznacznie sarmackiego charakteru pasma, jaki miałby wynikać ze zmodyfikowanej interpretacji zasięgu domen skorupy sarmackiej (Bogdanova i in., 2015). W granulitach z otworów Mielnik IG 1 i Czyże IG 1 wiek protolitu jest ogólnie młodszy (odpowiednio 1845 ±17 mln lat i 1848 ±13 mln lat) od ram czasowych typowych dla magmatyzmu zachodniej Sarmacji tzn. od 2,0–1,95 do 1,98–1,95 mld lat oraz 1,80 mld lat (Bogdanova i in., 2015). Także wiek metamorfizmu facji granulitowej ok. 1825 ±10 mln lat nawiązuje do zakresu częściej notowanego na brzegu Fennoskandii. Taki niejednoznaczny charakter położenia skał stropu podłoża krystalicznego może być argumentem wspierającym dwa ostatnie modele SFS, zakładające nasuwczy charakter szerokiej strefy kolizji dwóch domen skorupowych.

(7) Najnowszy zaproponowany model został oparty na wskazaniach refleksyjnych profili sejsmicznych PolandSPAN™, w połączeniu z dwuwymiarowym modelowaniem grawimetrycznym i magnetycznym oraz trójwymiarowymi modelami geofizycznymi głębokości podłoża i grubości skorupy ziemskiej (Mikołajczak i in., 2026). Zakłada on, że SFS nie odpowiada pojedynczej dyslokacji, lecz reprezentuje strefę o szerokości ok. 100–120 km, obejmującą białorusko-podlaski pas granulitowy i pas okołowski. Obecne w obrębie tej strefy kontrasty litologiczne i geofizyczne odzwierciedlają przeplatanie się jednostek skorupy ziemskiej z kolidujących domen fennoskandzkiej i sarmackiej. Interpretuje się je jako pozostałości po łukowych kompleksach magmowych, maficznych kompleksach magmowych lub skałach metamorficznych wysokiego ciśnienia, które są charakterystyczne dla szwów kolizyjnych. Obrazowanie sejsmiczne i modelowanie geofizyczne pokazują, że anomalie te rozciągają się na całą skorupę, wskazując na głęboko zakorzenioną kolizję paleoproterozoiczną. Północne i południowe granice strefy szwu pokrywają się odpowiednio z krawędziami granulitu białorusko-podlaskiego i pasów magmowych Osnitsk–Mikaszewiczi.

LITERATURA

Abramovitz T., Berthelsen A., Thybo H., 1997. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data. Tectonophysics, 270: 259–278.

Åhäll K.-I., Connelly J.N., 2008. Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 m.y. of Proterozoic crustal growth. Precambrian Research, 161: 452–474.

Åhäll K.-I., Larson S., 2000. Growth-related 1.85–1.55 Ga magmatism in the Baltic Shield; a review addressing the tectonic characteristics of Svecofennian, TIB 1-related, and Gothian events. GFF, 122: 193–206.

Andersson U.B., Neymark L.A., Billström K., 2002. Petrogenesis of Mesoproterozoic (Subjotnian) rapakivi complexes of central Sweden: implications from U-Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 92: 201–228.

Andersson U.B., Sjöström H., Högdahl K., Eklund O., 2004. The Transscandinavian igneous belt, evolutionary models. Geological Survey of Finland Special Paper, 37: 104–112.

Ashwal L.D., 1993. Anorthosites. Minerals and Rocks Series. Vol. 21. xix + 422 pp. Berlin, Springer-Verlag.

Ashwal L.D., 2010. The temporality of anorthosites. Canadian Mineralogist, 48: 711–728.

BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along Babel profiles A and B in the southern Baltic Sea. Geophysical Journal International, 112: 325–343.

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

Bażyński J., Daniel-Danielska B., 1982. Mapa geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych. *W*: Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (red. S. Kubicki, W. Ryka). Inst. Geol., Warszawa.

Bergman S., Högdahl K., Nironen M., Ogenhall E., Sjöstrom H., Lundqvist L., Lahtinen R., 2008. Timing of Palaeoproterozoic intra-orogenic sedimentation in the central Fennoscandian Shield: evidence from detrital zircons in metasandstone. Precambrian Research, 161: 231–249.

Bergman S., Stephens M.B., Andersson J., Kathol B., Bergman T., 2012. Sveriges berggrund, skala 1:1 miljon (Bedrock Map of Sweden, Scale 1:1 Million). Series K, 423. Sveriges geologiska undersökning, Uppsala.

Berthelsen A., 1993. Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *W*: EUROPROBE Symposium (red. D.G. Gee, M. Beckholmen). Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 255, A-20: 19–31.

Bhatia M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology, 91: 611–627.

Bhatia M.R., 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45: 97–113.

Bhatia M.R., Crook K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting, discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 181–193.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Claesson S., Kirnozova T.I., 1995. Isotopic age, nature and structure of Precambrian crust of Belarus. Stratigraphy and Geological Correlation, 3/6: 591–601.

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Glushchenko V.V., 2009. Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. Stratigraphy and Geological Correlation, 17: 561–573.

Bingen B., Andersson J., Söderlund U., Möller C., 2008. The Mesoproterozoic in the Nordic countries. Episodes, 31: 29–34.

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

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1997. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

Bogdanova S.V., Page L.M., Skridalite G., Taran L., 2001. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: 39Ar/40Ar geochronological constrains. Tectonophysics, 339: 39–66.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlowskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko I., Taran L. and EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 599–625.

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

Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Vitaly I., 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: 196–216.

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.

Brander L., Söderlund U., 2009. Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden. International Journal of Earth Sciences, 98: 499–516.

Cabanis B., Lecolle M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 309: 2023–2029.

Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. Geological Society, London, Special Publications, 318: 1–36.

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

Čečys A., Benn K., 2007. Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE-WSW Danopolonian shortening. International Journal of Earth Sciences, 96: 397–414.

Čermák V., Šafanda J., Guterch A.,1989. Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. Tectonophysics, 164: 151–163.

Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.S., 1993. Svecofennian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research, 64: 109–130.

Claesson S., Bogdanova 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.

Collins W.J., 2002. Nature of extensional accretionary orogens. Tectonics, 21: 6-1-6-12.

Condie K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? Lithos, 80: 33–44.

Cymerman Z., 2004. Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 180: 7–117.

Cymerman Z., 2007. Czy istnieje mazurska, prawoskrętna strefa podatnego ścinania? Przegląd Geologiczny, 55: 157–167.

Cymerman Z., 2014. Analiza strukturalno-kinematyczna i mezoproterozoiczna ewolucja tektoniczna masywu suwalskiego i jego otoczenia (NE Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 201: 5–133.

Czuba W., Grad M., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., POLONAISE P5 Working Group, 2002. Upper crustal seismic structure of the Mazury complex and Mazowsze massif within East European Craton in NE Poland. Tectonophysics, 360: 115–128.

Literatura

Dadlez R., Grad M., Guterch A., 2005. Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? Tectonophysics, 411: 111–128.

Dąbrowski A., Karaczun K., 1956. Morfologia podłoża prekambryjskiego w północno-wschodniej Polsce. Przegląd Geologiczny, 4: 341–344.

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.

Emslie R.F., 1978. Anorthosite Massifs, Rapakivi Granites, and Late Proterozoic Rifting of North America. Precambrian Research, 7: 61–98.

Emslie R.F., Hamilton M.A., Thériault R.J., 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. The Journal of Geology, 102: 539–558.

EUROBRIDGE'95 Working Group, 2001. Deep seismic profiling within the East European Craton. Tectonophysics, 339: 153 –175.

FENNIA Working Group, 1998. P- and S-velocity structure of the Baltic Shield beneath the FENNIA profile in southern Finland. Rep. S-38. Institute of Seismology, University of Helsinki.

Fossen H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press (U.K.).

Gawęda A., Krzemińska E., Wiszniewska J., 2009. Granity typu A w kompleksie mazurskim – przyczynek do dyskusji o klasyfikacji granitów. Przegląd Geologiczny, 57: 478–485.

Gorbatschev R., 2004. The Transscandinavian Igneous Belt introduction and background. Special Paper of the Geological Survey of Finland, 37: 9–20.

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

Grabarczyk A., Wiszniewska J., Krzemińska E., Petecki Z., 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.

Grabarczyk A., Krzemińska E., Shumlyanskyy L., Wiszniewska J., 2026. Magma source and tectonic setting of gabbronorite–anorthosite massifs: geochemical and isotopic evidence from the 1.5 Ga Sejny Intrusion (Mazury Complex, NE Poland). Precambrian Research, 432: 107942.

Grad M., 2019a. Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre–Tornquist Line and the edge of the East European Craton. Geochemistry, 79: 422–433.

Grad M., 2019b. Linia Teisseyre'a-Tornquista – ewolucja poglądów na temat krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Przegląd Geofizyczny, 64: 167–183.

Grad M., Guterch A., 2006. Sejsmiczne modele struktury skorupy ziemskiej strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) w północno-zachodniej i centralnej Polsce. *W*: Budowa litosfery centralnej i północnej Polski – obszar projektu sejsmicznego POLONAISE '97 (red. P. Krzywiec, M. Jarosiński). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 41–52.

Grad M., Luosto U., 1987. Seismic models of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland. Annales Geophysicae, 5B: 639–650.

Grad M., Polkowski M., 2016 Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 105: 1199–1214.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 295–309.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108, 2541.

Grad M., Janik T., Guterch A., Środa P., Czuba W., EUROBRIDGE' 94–97, POLONAISE'97, CELEBRATION 2000 Seismic Working Group, 2006. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. Geological Quarterly, 50: 9–22.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G.R., Miller K., 1998. Seismic experiment spreads across Poland. Eos Transactions, American Geophysical Union, 79: 302–305.

Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G. R., POLONAISE Working Group, 1999. POLONAISE'97 – an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics, 314: 101–121.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., De Vos W., Thybo H., 2010. Crustal structure and structural framework. EAGE Publications, Houten.

Heikkinen P., Luosto U., 2000. Review of some features of the seismic velocity models in Finland. *W*: LITHOSPHERE: a Symposium on the Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland (red. L. Pesonen, A. Korja, S.-E. Hjelt): 35–41. Inst. of Seismol., Helsinki.

Herron M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Petrology, 58: 820–829.

Högdahl K., Andersson U.B., Eklund O., 2004. The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. Geological Survey of Finland Special Paper, 37: 1–12.

Janik T., Yliniemi J., Grad M., Thybo H., Tiira T., POLONAISE P2 Working Group, 2002. Crustal structure across the TESZ along POLONAISE'97 seismic profile P2 in NW Poland. Tectonophysics, 360: 129–152.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., CELEBRATION'2000 Working Group (Środa P., Komminaho K., Hrubcova P., Czuba W., Malinowski M.), 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Mechie J., Głuszynski A., Omelchenko V., Legostaeva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2020. TTZ-South seismic experiment. Geofizicheskiy Zhurnal – Geophysical Journal (Kiev), 42: 3–15.

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., Głuszynski 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: 1–112.

Johansson Å.E., 2016. U-Pb SIMS dating of some granitoids from eastern Blekinge, southern Sweden. GFF, 138: 430–444.

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

Johansson Å.E., 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.E., 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.

Jubitz K.-B., Znosko J., Franke D., Garetskyy R. (red.), 1986. Southwest border of the East European Platform. Tectonic Map 1:500 000. IGCP Project 86. Z.G.I., Berlin.

Karaczun K., 1982. Skały podłoża krystalicznego w świetle badań geofizycznych. *W*: Atlas podłoża krystalicznego NE Polski (red. S. Kubicki, W. Ryka): 3–5. Inst. Geol. Warszawa.

Karaczun K., Kubicki S., Ryka W., 1975. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w skali 1: 500 000. Inst. Geol., Warszawa.

Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 895–903.

Korabliova L., Sliaupa S., 2006. Relationship of the relief and potential fields of Lithuania and their influence on surface geodynamic processes. *W*: Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005: 52–54.

Korja A., Heikkinen P., 2005. The accretionary Svecofennian orogen - insight from the BABEL profiles. Precambrian Research, 136: 241–268.

Korja A., Heikkinen P., Aaro S., 2001. Crustal structure of the northern Baltic Sea palaeorift. Tectonophysics, 331: 341–358.

Korja A., Lahtinen R., Nironen M., 2006. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. Geological Society, London, Memoirs, 32: 561–578.

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.

Krzemińska E., 2010. Geochemiczna i izotopowa rekonstrukcja środowiska geotektonicznego domeny mazowieckiej w podłożu prekambryjskim północno-wschodniej Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 195: 1–74.

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

Krzemińska E., Wiszniewska J., Skridlaite G., Williams I., 2009. Late Svecofennian sedimentary basins in the crystalline basement of NE Poland and adjacent area of Lithuania: ages, major sources of detritus, and correlations. Geological Quarterly, 53: 255–272.

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

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.

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 geochemis-

Literatura

try of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. Precambrian Research, 370, 106560.
Krzemińska E., Krzemiński L., Demaiffe D., Poprawa P., Williams I.S., Wiszniewska J., 2025. Evidence of magmatic versus hydrothermal zircon ages and mantle-crust interactions obtained from the Carboniferous alkaline intrusions at the margin of East European Craton (NE Poland). Gondwana Research, 142: 44–72.
Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.
Kubicki S., Ryka W., 1974. Krystalinik platformy wschodnioeuropejskiej. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 1. Wydaw. Geol., Warszawa.
Kubicki S., Ryka W., 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.
Kubicki S., Ryka W., Znosko J., 1972. Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 16: 523–545.
Kukkonen I.T., Lauri L.S., 2009. Modelling the thermal evolution of a collisional Precambrian orogen: high heat production migmatitic granites of southern Finland. Precambrian Research, 168: 233–246.
Kuzmenkova O., Bekker A., Hoffmann A., Shumlyanskyy L., 2019. The U-Pb zircon age of the Paleoproterozoic Kopan granitoid complex (Belarus). *W*: Zdobutki i Perspektivi rozvitku geologichnoï nauki v Ukraïni: Zb. tez nauk. konf., prisvyach. 50-richchyu Inst. Geokhim., mineral., rudoutvorennya im. M.P. Semenenka. T. 1 (Proc. Sci. Conf. Devoted to 50th Anniversary of M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy, and Ore Formation). National Academy of Sciences of Ukraine “Achievements and Development of the Geological Sciences in Ukraine”. 1: 231–232.
Lahtinen R., Huhma H., Kousa J., 2002. Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data. Precambrian Research, 116: 81–109.
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, P.A. Nurmi, O.T. Rämö): 481–532. Elsevier, Amsterdam.
Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A., 2008. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. Episodes, 31: 20–28.
Lahtinen R., Korja A., Nironen M., Heikkinen P., 2009. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia. Geological Society, London, Special Publications, 318: 237–256.
Le Maitre R.W., 2002. Igneous rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
Luosto U., Lanne E., Korhonen H., Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuć E., 1984. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in central Finland. Annales Geophysicae, 2: 559–570.
Luosto U., Tiira, T., Korhonen H., Azbel I., Burmin V., Buyanov A., Kosminskaya I., Ionkis V., Sharov N., 1990. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland. Geophysical Journal International, 101: 89–110.
Luosto U., Grad M., Guterch A., Heikkinen P., Janik T., Komminaho K., Lund C., Thybo H., Yliniemi J., 1994. Crustal structure along the SVEKA’91 profile (Finland), Proceedings and Activity Report 1992–1994, XXIV General Assembly of European Seismological Commission, Sept. 19–24, Athens, Greece, 2: 974–983.
Majorowicz J.A., Čermak V., Šafanda J., Krzywiec P., Wróblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE’97 seismic experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 28: 375–391.
Malehmir A., Bergman B., Andersson B., Sturk R., Johansson M., 2018. Seismic imaging of dyke swarms within the Sorgenfrei–Tornquist Zone (Sweden) and implications for thermal energy storage. Solid Earth, 9: 1469–1485.
Mansfeld J., Beunk F.F., Barling J., 2005. 1.83–1.82 Ga formation of a juvenile volcanic arc – implications from U-Pb and Sm-Nd analyses of the Oskarshamn-Jönköping Belt, southeastern Sweden. GFF, 127: 149–157.
Mazur S., Mikołajczak 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., 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., Gągała Ł., Kufrasa M., Krzywiec P., 2018. Application of two-dimensional gravity models as input parameters to balanced cross-sections across the margin of the East European Craton in SE Poland. Journal of Structural Geology, 116: 223–233.
McLelland J.M., Bickford M.E., Hill B.M., Clechenko C.C., Valley J.W., Hamilton M.A., 2004. Direct dating of Adirondack massif anorthosite by U-Pb SHRIMP analysis of igneous zircon: implications for AMCG complexes. Geological Society of America Bulletin, 116: 1299–1317.
McLelland J.M., Selleck B.W., Hamilton M.A., Bickford M.E., 2010. Late-to post-tectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites. Canadian Mineralogist, 48: 729–750.
Meschede M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207–218.
Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2019. Imaging the East European Craton margin in northern Poland using extended correlation processing of regional seismic reflection profiles. Solid Earth, 10: 683–696.
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.
Middlemost E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37: 215–224.
Mikołajczak M., Mazur S., Krzywiec P., 2026. Revisiting the Fennoscandia–Sarmatia Paleoproterozoic Suture: evidence from the PolandSPAN™ seismic survey and integrated geophysical modelling. Precambrian Research, 433, 108001.
Milano M., Fedi M., Fairhead J.D., 2019. Joint analysis of the magnetic field and total gradient intensity in central Europe. Solid Earth, 10: 697–712.
Morisset C.E., Scoates J.S., Weis D., Friedman R.M., 2009. U-Pb and Ar-40/Ar-39 geochronology of the Saint-Urbain and Lac Allard (Havre-Saint-Pierre) anorthosites and their associated Fe-Ti oxide ores, Quebec: evidence for emplacement and slow cooling during the collisional Ottawan orogeny in the Grenville Province. Precambrian Research, 174: 95–116.
Motuza G., 2004. Lietuvos Prekambro Kristalinio Pamato Geologinis Žemėlapis. Lietuvos geologijos tarnyba.
Motuza G., 2005. Structure and formation of the crystalline crust in Lithuania. Special Papers Polish Mineralogical Society, 26: 69–79.
Motuza G., 2022. The Precambrian Geology of Lithuania: An Integratory Study of the Platform Basement Structure and Evolution. Regional Geology Reviews, Springer Nature, Cham.
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., Kotov A., 2008. Extensive charnockitic-granitic magmatism in the crystalline crust of West Lithuania. Geologija, 61: 1–16.
Narkiewicz M., Petecki Z., 2016. Comment on “Is the Teissey-re-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?” by Mazur et al. Tectonics, 35: 1595–1599.
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.
Nordbäck N., Mattila J., Zwingmann H., Viola G., 2022. Precambrian fault reactivation revealed by structural and K-Ar geochronological data from the spent nuclear fuel repository in Olkiluoto, southwestern Finland. Tectonophysics, 824, 229208.
Pearce J., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19: 120–125.
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.
Petecki Z., Rosowiecka O., 2017. A new magnetic anomaly map of Poland and its contribution to the recognition of crystalline basement rocks. Geological Quarterly, 61: 934–945.
Petecki Z., Wiszniewska J., 2021. Internal structure of the buried Suwałki Anorthosite Massif (East European Craton, NE Poland) based on borehole, magnetic and gravity data combined with new petrological results. Geological Quarterly, 65: 1–17.
Phillips T.B., Jackson C.A.-L., Bell R.E., Duffy O.B., 2018. Oblique reactivation of lithosphere-scale lineaments controls rift physiography – the upper-crustal expression of the Sorgenfrei–Tornquist Zone, offshore southern Norway. Solid Earth, 9: 403–429.
Platt J.P., Vissers R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. Journal of Structural Geology, 2: 397-410.
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.
Pożaryski W. (red.), 1974. Budowa Geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, Cz.1 Niż Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
Rämö O.T., Haapala I., 2005. Rapakivi granites. W: Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield (red. M. Lehtinen i in.): 533–562. Elsevier.
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.
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, London, Memoirs, 50: 269–288.
Roser B.P., Korsch R.J. 1986. Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO2 Content and K2O/Na2O Ratio. Journal of Geology, 94: 635–650.

Literatura

Rutland R.W.R., Williams I.S., Korsman K., 2004. Pre-1.91 Ga deformation and metamorphism in the Palaeoproterozoic Vammala Migmatite Belt, southern Finland, and implications for Svecofennian tectonics. Bulletin of the Geological Society of Finland, 76: 93–140.

Ryka W., 1973. Stratygrafia. Prace Instytutu Geologicznego, 68: 138–148.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East European Platform in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 347: 17–28.

Ryka W., 1990. Podłoże krystaliczne polskiej części południowego Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 34: 21–36.

Ryka W., 1998. Geologia suwalskiego masywu anortozytowego (północno-wschodnia Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 19–26.

Ryka W., Dadlez R., 1995. Podłoże krystaliczne. Plate IV. *W*: Geologiczny atlas południowego Bałtyku (red. E.J. Mojski). Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.

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

Salwa S., 2013. Opracowanie modelu budowy geologicznej podłoża pokrywy osadowej polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Archiwum NAG, CBGD: 1047424, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Scoates J.S., 1994. Magmatic evolution of anorthositic and monzonitic rocks in the mid-Proterozoic Laramie anorthosite complex, Wyoming, United States of America. University of Wyoming.

Sharkov E., 2010. Middle-proterozoic anorthosite–rapakivi granite complexes: An example of within-plate magmatism in abnormally thick crust: Evidence from the East European Craton. Precambrian Research, 183: 689–700.

Shcherbak N.P., Pap A.M., Bartnitsky E.N., Zayats A.P., 1990. The uranium – lead isotopicage of granitoids in Belarussia (w j. rosyjskim). Doklady Akademii Nauk Belorusskoy SSR, 34: 740–743.

Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnya I.M., Ponomarenko A.N., 2005. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (po rosyjsku). The Archean. Naukova Dumka, Kiev.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu., 2007. Geodynamics of the Eastern Margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic. Geotectonica, 41: 38–62.

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). Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting, Québec City, Canada.

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 (w j. ukraińskim).

Skridlaite G., Motuza G., 2001. Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. Tectonophysics, 339: 113–133.

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., 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.

Šliaupa S., 2002. Kinematic features of the Telšiai fault in the western Lithuania: structural and permeability prognosis. Geologija, 38: 24–30.

Šliaupa S., Popov M., 1998. Linkage between basement and neotectonic linear structures in Lithuania. Litosfera, 2: 23–36.

Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T., 2004. Outlines of the Precambrian basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, 53: 149–164.

Soesoo A., Nirgi S., Plado J., 2020. The evolution of the Estonian Precambrian basement: geological, geophysical and geochronological constraints. Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, 10: 18–33.

Solano-Acosta J.D., Soesoo A., Hints R., 2025. Integrated geophysical and emplacement modelling of the Märjamaa and Kloostri rapakivi granitoids, Estonia: insights into intrusion geometry and tectonic controls, Precambrian Research, 430, 107938.

Sorgenfrei T., Buch A., 1964. Deep tests in Denmark 1935–1959. Danmarks geologiske Undersøgelse, III Række, (36): 1–146.

Stephens M.B., Ripa M., Lundström I., Persson L., Bergman T., Ahl M., Wahlgren C.-H., Persson P.-O., Wickström L., 2009. Synthesis of the bedrock geology in the Bergslagen region, Fennoscandian Shield, southcentral Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) Ba 58: 1–259.

Sultan L., Claesson S., Plink-Björklund P., 2005. Proterozoic and Archean ages of detrital zircon from the Palaeoproterozoic Västervik Basin, SE Sweden: implications for provenance and timing of deposition. GFF, 127: 17–24.

Sundblad K., Salin E., Claesson S., Gyllencreutz R., Billström K., 2021. The Precambrian of Gotland, a key for understanding the Proterozoic evolution in southern Fennoscandia. Precambrian Research, 363, 106321.

Środa P., POLONAISE P3 Working Group, 1999. P- and S-wave velocity model of the southwestern margin of the Precambrian east European craton; POLONAISE'97, profile P3. Tectonophysics, 314: 175–192.

Taran L.N., 2005. Gabbro-diorite-granodiorite-granite assemblage in Precambrian of NW Belarus. Special Papers PTMin, 26: 85–89.

Taran L.N., Bogdanova S.V., 2001. The Fennoscandia – Sarmatia junction in Belarus new inferences from a PT – study. Tectonophysics, 339: 193–214.

Terentiev R., Santosh M., 2020. Baltica (East European Craton) and Atlantica (Amazonian and West African Cratons) in the Proterozoic: the pre-Columbia connection. Earth-Science Reviews, 210, 103378.

Terentiev R.A., Skryabin V.Y., Santosh M., 2016. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent. Precambrian Research, 273: 165–184.

Thybo H., 2000. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 46: 145–160.

Vejelyte I., Bogdanova S., Salnikova E., Yakovleva S., Fedoseenko A., 2010. Timing of ductile shearing within the Drūkšiai-Polotsk Deformation Zone, Lithuania: a U-Pb titanite age. Estonian Journal of Earth Sciences, 59: 256–262.

Vejelyte I., Bogdanova S., Yi K., Cho M., 2012. The paleo- to Mesoproterozoic tectonic and magmatic evolution of the Telsiai and Druksiai-Polotsk deformation zones in the crystalline basement of Lithuania, East European Craton, reconstructed by U-Pb zircon geochronology. Proceedings of the 34th International Geological Congress, Brisbaine, Australia.

Wahlgren C.-H., Stephens M.B., 2020. Reworking of older (1.8 Ga) continental crust by Mesoproterozoic (1.5–1.4 Ga) orogeny, Blekinge-Bornholm orogen, southeastern Sweden. Geological Society, London, Memoirs, 50: 291–312.

Wilde-Piórko M., Grad M., TOR Working Group, 2002. Crustal structure variation from the Precambrian to Palaeozoic platforms in Europe imaged by the inversion of teleseismic receiver functions – project TOR. Geophysical Journal International, 150: 261–270.

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

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.

Wybraniec S., 1999. Transformation and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Yliniemi J., 1991. Deep seismic soundings in the University of Oulu. Structure and Dynamics of the Fennoscandian Lithosphere, Proc. 2nd Workshop on Investigation of the Lithosphere in the Fennoscandian Shield by Seismological Methods, 1–6.

Znosko J., 1986. O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Przegląd Geologiczny, 34: 545–552.

Znosko J. (red.), 1998 – Atlas tektoniczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

4.2. STREFA TEISSEYRE'A-TORNQUISTA I GŁĘBOKIE PODŁOŻE NIŻU POLSKIEGO

Stanisław Mazur

Granica pomiędzy platformą prekambryjską północno-wschodniej Polski a platformą paleozoiczną Polski środkowej i zachodniej przebiega wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (TT), wyrażonej w geofizycznych polach potencjalnych. Strefa TT stanowi geofizyczne odzwierciedlenie strefy przejściowej pomiędzy grubą skorupą platformy prekambryjskiej na północnym wschodzie a cieńszą skorupą podłoża platformy paleozoicznej na południowym zachodzie. Wspomniana strefa przejściowa jest całkowicie przykryta osadami ediakarskimi i fanerozoicznymi, a jej przebieg rozpoznano wyłącznie na podstawie danych geofizycznych, w tym tych, które definiują strefę TT. Szerokość strefy TT sięga 50 km, odzwierciedlając zmianę głębokości granicy Moho o 6–8 km oraz nachylenie stropu prekambryjskiego podłoża, który obniża się ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km pod miąższymi sukcesjami osadowymi paleozoiku i mezozoiku. W konsekwencji grubość skorupy krystalicznej zmniejsza się w obrębie strefy TT o 16–20 km. Jednocześnie zmniejszeniu ulega grubość całej litosfery – ze 150–200 km pod platformą prekambryjską do 80–120 km pod platformą paleozoiczną. Choć interpretacje charakteru strefy TT i jej geologicznego uzasadnienia zmieniały się kilkakrotnie w przeszłości, nowe dane sugerują, że odwzorowuje ona strefę wycienienia skorupy kontynentalnej, uformowaną w wyniku ediakarskiego ryftingu, a następnie poddaną dalszemu rozciąganiu w trakcie ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie. W efekcie tych procesów platforma paleozoiczna na znacznym obszarze południowo-zachodniej Polski spoczywa na silnie rozciągniętej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego, która sięga w podłożu tej platformy aż do granicy bloków górno- i dolnośląskiego.

4.2.1. Wprowadzenie

Strefa Teisseyre'a-Tornquista stanowi jeden z najbardziej spektakularnych lineamentów geofizycznych Europy (Pharaoh, 1999; Pharaoh i in., 2006). Tradycyjnie jest ona utożsamiana z granicą tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską a platformą paleozoiczną (fig. 1; Pharaoh, 1999). Wspomniana granica jest dobrze widoczna na refrakcyjnych profilach sejsmicznych jako strefa przejściowa pomiędzy grubą skorupą wschodniej Europy a cieńszą skorupą paleozoicznej platformy Europy Zachodniej (np. Guterch i in., 2010). Podobnie, strefa TT jest dobrze rozpoznawalna na mapach anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (np. Wybraniec, 1999) oraz na mapach rozkładu strumienia cieplnego (np. Čermák i in., 1989). Położona na północny wschód od strefy TT platforma prekambryjska posiada gruby, paleoproterozoiczny i – poza granicami Polski – archaiczny cokół (fundament) krystaliczny, którego pokrywa osadowa obejmuje (miejscami) dosyć miąższe sekwencje neoproterozoiczne i fanerozoiczne. Na południowym zachodzie ze strefą TT graniczą, z kolei, zdeformowane tektonicznie serie osadowe pasm fałdowo-nasuwczych kaledonidów pomorskich (zob. podrozdział 5.1.3) i zewnętrznej strefy waryscydów (zob. podrozdział 5.1.4.2; fig. 2). W związku z tym na obszarze Polski, na południowy zachód od strefy TT, wyróżnia się platformę paleozoiczną, której cokół stanowi nie tylko podłoże krystaliczne, ale także pofałdowane, choć niezmetamorfizowane, dolnopaleozoiczne sukcesje osadowe kaledonidów oraz dolno- i górnopaleozoiczne sukcesje waryscydów. Pokrywę platformową tworzą natomiast niezdeformowane lub tylko słabo tektonicznie zdeformowane serie posylurskie w przypadku kaledonidów oraz pokarbońskie – na obszarze waryscydów. Jak już wspomniano, granicę zasięgu obu platform w przypowierzchniowych partiach skorupy wyznacza się w przybliżeniu wzdłuż strefy TT. Nie oznacza to jednak, że granica skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego na wszystkich poziomach głębokościowych podściela strefę TT, gdyż podłoże i pokrywa kratonu w rzeczywistości przedłużają się ku południowemu zachodowi poza strefę TT i stanowią krystaliczną część cokołu platformy paleozoicznej. Kwestia ta jest szerzej dyskutowana w dalszej części rozdziału[1].

Strefa TT, mimo iż znana tylko z pomiarów geofizycznych, była najczęściej interpretowana w przeszłości wprost jako struktura tektoniczna – reliktowa granica płyty tektonicznej kratonu wschodnioeuropejskiego, rozdzielająca starą Europę prekambryjską od młodszej, paleozoicznej (np. Tornquist, 1908; Teisseyre, 1921; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015). Istniały jednak również alternatywne opinie, według których kraton wschodnioeuropejski – a przynajmniej jego dolna skorupa – sięgać ma dalej na południowy zachód, pod platformę paleozoiczną, a zatem poza strefę TT (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999; Grad i in., 2002; Winchester i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009; Mazur i in., 2015, 2016a, b, 2021; Mikołajczak i in., 2019). Przez długi czas odpowiedź na pytanie: jakiego rodzaju jest budowa głębokiego podłoża strefy TT, pozostawała niejasna z powodu braku odpowiednich danych geofizycznych obrazujących jej głęboką strukturę. Sytuacja ta poprawiła się wraz z pojawieniem się wysokorozdzielczych profili sejsmiki refleksyjnej obrazujących strukturę południowo-zachodniego skłonu platformy prekambryjskiej (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014).

Poniżej, w oparciu o wyniki wcześniejszych, wstępnych prac przeglądowych (Mazur i in., 2017, 2018a), przedstawiono wyniki ilościowej interpretacji danych grawimetrycznych i magnetycznych, zintegrowanych z interpretacją profili sejsmicznych programu PolandSPAN™ oraz POLCRUST-01, a także z niektórymi starszymi profilami sejsmiki refrakcyjnej. W oparciu o te dane przedstawiono interpretację wgłębnej struktury przejścia między platformami prekambryjską i paleozoiczną warunkującej geofizyczny obraz strefy TT, a także struktur głębokiego podłoża Niżu Polskiego rozciągającego się dalej na południowy zachód, aż po Sudety i blok górnośląski (fig. 2). Dane te wskazują na wspomnianą na wstępie kontynuację prekambryjskiej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego oraz jego dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej ku południowemu zachodowi – pod platformę paleozoiczną zachodniej Polski. Osobną kwestią dyskutowaną w literaturze (np. Mazur i in., 2015, 2018a) jest ewentualna obecność kilu skorupowego występującego pod strefą TT.

W szerszym kontekście geologii europejskiej, zaprezentowane dane przemawiają za lokalizacją strefy kolizji Awalonii z Baltiką – szwu kaledońskiego (szew Thora) – nie wzdłuż strefy TT, lecz wyraźnie dalej na południowy zachód, w północno-wschodnich Niemczech i południowo-zachodniej Polsce (zob. też podrozdział 5.1.3). Dodatkową implikacją jest położenie rozległych paleozoicznych i permsko-mezozoicznych basenów osadowych zachodniej Polski nad rozciągniętym, wycienionym i głęboko pogrążonym obrzeżeniem paleokontynentu Baltiki. Argumenty geofizyczne i geologiczne przedstawione poniżej wskazują, że głębokie struktury skorupowe odzwierciedlone przez strefę TT zostały uformowane w prekambrze podczas rozpadu Rodinii i dodatkowo przebudowane podczas ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021).

4.2.2. Obraz geofizyczny strefy Teisseyre'a-Tornquista

Głęboka struktura skorupy w strefie przejścia między kratonem wschodnioeuropejskim a platformą paleozoiczną, utożsamianą od dawna ze strefą TT, jest najlepiej zobrazowana przez gęstą sieć sejsmicznych profili refrakcyjnych (Guterch, Grad, 2006), głębokie profile refleksyjne (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014; fig. 3) oraz rezultaty wysokiej jakości powierzchniowych i lotniczych badań grawimetrycznych i magnetycznych (fig. 4; np. Wybraniec, 1999). Strefa TT ma ok. 50 km szerokości i poniżej niej dochodzi do wyraźnej zmiany głębokości powierzchni Moho. Podczas gdy głębokość Moho pod polską częścią platformy prekambryjskiej sięga 42–49 km, pod platformą paleozoiczną zmniejsza się do 31–38 km (np. Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Jednocześnie strop prekambryjskiego podłoża w obrębie strefy TT opada ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km (fig. 5; Mazur i in., 2015; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019; Krzywiec i in., 2017a).

Rozkład prędkości fal poprzecznych (S) w górnym płaszczu Ziemi, uzyskany na podstawie tomografii sejsmicznej, potwierdza, że strefa TT pokrywa się z rozległą strefą przejściową pomiędzy obszarem wysokich prędkości fal S pod platformą prekambryjską a obszarem niskich prędkości pod platformą paleozoiczną (Zhu i in., 2015). Dodatkowo strefa TT odpowiada kierunkowi szybszego rozchodzenia się fal S w górnym płaszczu (Zhu, Tromp, 2013). Jest to zgodne z płynnymi zmianami anizotropii sejsmicznej na granicy platformy prekambryjskiej i paleozoicznej (Vecsey i in., 2014).

[1] Należy przy okazji wyjaśnić, że, aby nadmiernie nie komplikować przedstawienia na mapach geologicznych i tektonicznych przestrzennych zagadnień współwystępowania na różnych głębokościach i w różnych planach strukturalnych oraz nakładania się na siebie w rzucie pionowym elementów odmiennych jednostek tektonicznych, za granice tektoniczne pomiędzy nimi w typowym ujęciu geologiczno-kartograficznym przyjmuje się granice wynikające z sytuacji zachodzących na powierzchni obrazowanej na mapie. I tak, w przypadku granicy pomiędzy platformami prekambryjską a paleozoiczną wyznaczanej w rejonie Lubelszczyzny, najpłycej uwidocznia się ona na powierzchni podjurajskiej, odsłaniającej utwory karbonu i starsze. Na tej powierzchni za granicę między obiema platformami należy zatem przyjąć front deformacji waryscyjskiej w obrębie sukcesji fanerozoicznej, nadścielającej fundament krystaliczny EEC (kratonu wschodnioeuropejskiego, ang. *East European Craton*). Front ten przebiega wzdłuż stref uskokowych Kocka oraz Izbicy–Zamościa (Krzywiec i in., 2017a; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Kufrasa i in., 2019; zob. też podrozdziały 4.3 i 5.1.4.2), a zdeformowana tektonicznie pokrywa EEC stanowi tam już podłoże platformy paleozoicznej, podścielonej też przez głębiej leżący fundament EEC. Przykład ten pokazuje trudności przy próbach jednoznacznego definiowania zasięgu i granic niektórych jednostek tektonicznych.

Strefa TT wyraźnie odznacza się również w obrazach pola siły ciężkości i pola magnetycznego (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999) oraz w rozkładzie strumienia cieplnego (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Generalnie, obszary platformy prekambryjskiej, w których strop krystalicznego podłoża zalega stosunkowo płytko, odpowiadają strefom wysokich anomalii grawimetrycznych i magnetycznych. Natomiast platforma paleozoiczna, w której podłoże krystaliczne zalega głębiej, cechuje się niskimi wartościami tych anomalii (fig. 4).

Strefa TT, znajdująca się pomiędzy tymi kontrastującymi domenami geofizycznymi, pokrywa się z maksymalnym lateralnym gradientem pola siły ciężkości i pola magnetycznego (fig. 4). Na całej długości strefy TT głęboka struktura skorupy na przejściu między platformą prekambryjską i paleozoiczną jest przykryta grubą serią osadów paleozoicznych, permsko-mezozoicznych i czwartorzędowych. Z tego względu rekonstrukcja jej współczesnej wgłębnej budowy oraz ewolucji tektonicznej w przeszłości musi opierać się przede wszystkim na interpretacji danych geofizycznych i wynikach wierceń – natomiast geologia powierzchniowa ma tu znaczenie drugorzędne.

Struktura sejsmiczna kratonu wschodnioeuropejskiego, ujawniona w refrakcyjnych badaniach sejsmicznych, charakteryzuje się trzema niemal poziomymi i jednolitymi warstwami o prędkościach fal P wynoszących 6,1–6,4, 6,5–6,7 i 7,0–7,2 km/s, wraz ze wzrostem głębokości (Grad i in., 2002). Głębokość nieciągłości Moho wynosi od 39–45 km w północno-wschodniej Polsce do 50 km na Litwie (fig. 6; Guterch, Grad, 2006; Mazur i in., 2021). Paleoproterozoiczny kraton wschodnioeuropejski składa się głównie z granulitów, migmatytów, anortozytów i granitognejsów (Krzemińska i in., 2017; zob. też podrozdział 4.1). Skały te tworzą pasma o przebiegu północno-wschodnim, przebiegające w przybliżeniu prostopadle do strefy TT (Bogdanova i in., 1996; Krzemińska i in., 2017). Pokrywa osadowa platformy prekambryjskiej na jej południowo-zachodnim skłonie składa się z trzech sukcesji: ediakarsko-wczesnopaleozoicznej, dewońsko-karbońskiej i permsko-mezozoicznej. Sekwencja dolnego paleozoiku ma znaczną miąższość i duży lateralny zasięg. Jej dolna część powstała na pasywnym obrzeżeniu kontynentalnym Baltiki, przechodząc ku górze w sylurski basen przedgórski kaledonidów (zob. podrozdział 5.1.3), który rozwinął się przed frontem nasunięć kaledońskich (Poprawa i in., 1999; Mazur i in., 2018b).

Platforma paleozoiczna charakteryzuje się miąższą górną skorupą o niskich prędkościach fal podłużnych P (<6,0 km/s) do głębokości ok. 20 km, stosunkowo cienką skorupą środkową (6–12 km) z V_p w zakresie 6,2–6,4 km/s i dolną skorupą o prędkościach 6,8–7,2 km/s (np. Guterch, Grad, 2006). Dolna skorupa w północno-zachodniej Polsce wykazuje wysoki gradient prędkości i silną refleksyjność (Guterch, Grad, 2006). Nieciągłość Moho zalega na głębokości od 38 do 31 km w środkowej i północnej Polsce (fig. 6; Guterch, Grad, 2006). Pokrywę osadową platformy paleozoicznej tworzy basen polski, którego permsko-mezozoiczne wypełnienie osadowe osiąga maksymalną miąższość 8 km (fig. 7; Dadlez i in., 1995; zob. podrozdział 5.2.1). Największa miąższość występuje w bruździe środkowopolskiej, wydłużonym depocentrum sedymentacyjnym o przebiegu NW–SE, przylegającym do strefy TT od południowego zachodu (fig. 7; Dadlez i in., 1995). To depocentrum uległo następnie inwersji tworząc antyklinorium środkowopolskie w późnej kredzie–wczesnym paleogenie (np. Dadlez i in., 1995; Krzywiec, 2002). Pod basenem polskim zalega gruba sekwencja karbońska, reprezentująca osady pasywnego obrzeżenia Laurosji i waryscyjskiego basenu przedgórskiego (np. Mazur i in., 2010, 2020). Sukcesja karbońska uległa deformacji na obszarze waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (np. Mazur i in., 2020). Osady przedpermskie sięgają maksymalnie 4–5 km grubości (Dadlez i in., 1995; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019), ale zostały nawiercone jedynie na wąskim obszarze kaledonidów pomorskich, bezpośrednio na południowy zachód od strefy TT (fig. 1, 2). Ich litologia jest podobna do litologii dolnopaleozoicznego basenu bałtyckiego na południowo-zachodnim skłonie platformy prekambryjskiej (np. Modliński, Podhalańska, 2010).

4.2.3. Modelowanie geofizyczne strefy granicznej kratonu i platformy paleozoicznej z użyciem danych grawimetrycznych, magnetycznych i sejsmicznych

Punktem wyjścia do przeprowadzonych analiz była obserwacja, że w północnej i centralnej Polsce strefie TT towarzyszą rozległe ujemne anomalie grawimetryczne – tzw. pomorski i kujawski niże grawimetryczne – wydłużone równolegle do jej przebiegu (fig. 4). Odmienna sytuacja występuje w południowo-wschodniej Polsce, gdzie strefa TT przecina obszar dodatnich anomalii związanych z małopolskim wyżem grawimetrycznym, nie powodując jego wyraźnych zaburzeń. W tym rejonie dodatnie anomalie grawimetryczne są interpretowane jako efekt obecności w dolnej skorupie ciał o wysokiej gęstości (np. Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005, 2009; Środa i in., 2006). Z kolei geneza ujemnych anomalii równoległych do strefy TT w północnej i centralnej Polsce nie jest jednoznaczna. Uwzględniając fakt spłycenia granicy Moho pod platformą paleozoiczną względem platformy prekambryjskiej (Grad i in., 2002; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010), należałoby raczej oczekiwać obecności anomalii dodatnich. Efekt ten jest jednak częściowo równoważony przez jednoczesne pogłębienie stropu krystalicznego podłoża ku południowemu zachodowi. W jakim stopniu te przeciwstawne czynniki kompensują się wzajemnie – lub czy dodatkowo działają inne mechanizmy – pozostaje pytaniem otwartym, którego nie da się rozstrzygnąć na podstawie samej analizy jakościowej. Wymaga to zastosowania ilościowych modeli geofizycznych opartych na precyzyjnej analizie danych. Podobna niejednoznaczność dotyczy interpretacji anomalii magnetycznych. Na podstawie samej analizy wizualnej trudno jednoznacznie stwierdzić, czy silny lateralny gradient pola magnetycznego w strefie TT (fig. 4) wynika wyłącznie z głębokiego pogrążenia magnetycznego podłoża pod platformą paleozoiczną, czy też odzwierciedla kontakt bloków skorupy krystalicznej o różnej podatności magnetycznej.

Do opracowania modeli ilościowych wykorzystano dane z profili sejsmicznych PolandSPAN (Krzywiec i in., 2014), przetworzonych do skali głębokościowej (fig. 8). Wprowadzenie do modeli horyzontów sejsmicznych odpowiadających stropowi krystalicznego podłoża oraz głównym jednostkom litostratygraficznym w pokrywie osadowej istotnie zmniejszyło niejednoznaczność rozwiązań, ograniczając liczbę możliwych interpretacji. Ponieważ oryginalne profile PolandSPAN nie obrazują dolnej skorupy ani granicy Moho, zostały one zintegrowane z danymi grawimetrycznymi i magnetycznymi w celu pełnego odwzorowania struktury skorupy wzdłuż strefy TT. Do modelowania głębokości stropu dolnej skorupy oraz granicy Moho wykorzystano siatki opracowane przez Maystrenkę, Scheck-Wenderoth (2013) oraz Mazura i in. (2021), powstałe na podstawie łącznej inwersji danych grawimetrycznych oraz horyzontów sejsmicznych z eksperymentów refrakcyjnych.

Modelowanie dwuwymiarowe przeprowadzono wzdłuż wybranych profili PolandSPAN, które przecinają strefę TT w całości lub częściowo (fig. 4; Mazur i in., 2015, 2016a, 2018a; Mikołajczak i in., 2019). Zastosowano oprogramowanie Geosoft GM-SYS, oparte na klasycznej metodzie Talwaniego, Ewinga (1960), umożliwiającej obliczenie syntetycznych odpowiedzi grawimetrycznych i magnetycznych generowanych przez ciała zdefiniowane w modelu. Szczegółowy opis metodologii znajduje się w cytowanych wyżej publikacjach.

4.2.4. Struktura wgłębna skorupy ziemskiej w strefie Teisseyre'a-Tornquista

Analiza ilościowa potwierdziła szereg wcześniejszych ustaleń dotyczących budowy skorupy ziemskiej w rejonie strefy TT, przedstawionych m.in. przez Królikowskiego, Peteckiego (1995), Królikowskiego, Wybrańca (1996) oraz Wybrańca (1999). Uzyskane wyniki wskazują, że strefa TT wyznacza granicę dwóch kontrastujących domen litosferycznych, wzdłuż której występują maksymalne lateralne gradienty pola siły ciężkości i pola magnetycznego (fig. 4). Modelowanie dwuwymiarowe potwierdziło również, że granica Moho znajduje się płycej pod platformą paleozoiczną niż pod platformą prekambryjską (fig. 8).

Oprócz potwierdzenia znanych wcześniej cech, badania dostarczyły także nowych informacji na temat wgłębnej budowy skorupy w rejonie strefy TT, dotąd nieopisywanych w literaturze. W szczególności wykazano, że dopasowanie obliczonych anomalii grawimetrycznych w modelach geofizycznych do profilów obserwowanych wymaga założenia lokalnego obniżenia granicy Moho w obrębie strefy TT. Trzy modele dla profilów PL-5300, PL-5400 i PL-5600 (fig. 8) wskazują na obecność kilu skorupowego pod strefą TT w Polsce środkowej i północno-zachodniej. Struktura ta ma szerokość 20–30 km i jest zlokalizowana pod osiową częścią kujawskiego i pomorskiego niżu grawimetrycznego. Kil sięga do głębokości 46–48 km, co oznacza, że granica Moho w jego obrębie jest położona o ok. 6–8 km głębiej niż w otaczających obszarach (fig. 7). W modelowaniu przyjęto minimalną realistyczną gęstość skorupy w obrębie strefy TT – 2,7 g/cm³ – co jest wartością niższą niż sugerowana na podstawie danych sejsmiki refrakcyjnej (Grad i in., 2003; Guterch i Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Gdyby zwiększyć tę wartość zgodnie z danymi sejsmicznymi, kil skorupy byłby większy, prawdopodobnie zbliżony do zaprezentowanego przez Grada i in. (2003: ich figura 8a). Również odrzucenie założeń o zwiększonej gęstości górnego płaszcza pod platformą paleozoiczną (jak przyjęto w modelach PL-5300 i PL-5400, por. Grad i in., 2003; Janik i in., 2009) skutkowałoby większym rozmiarem modelowanego kilu.

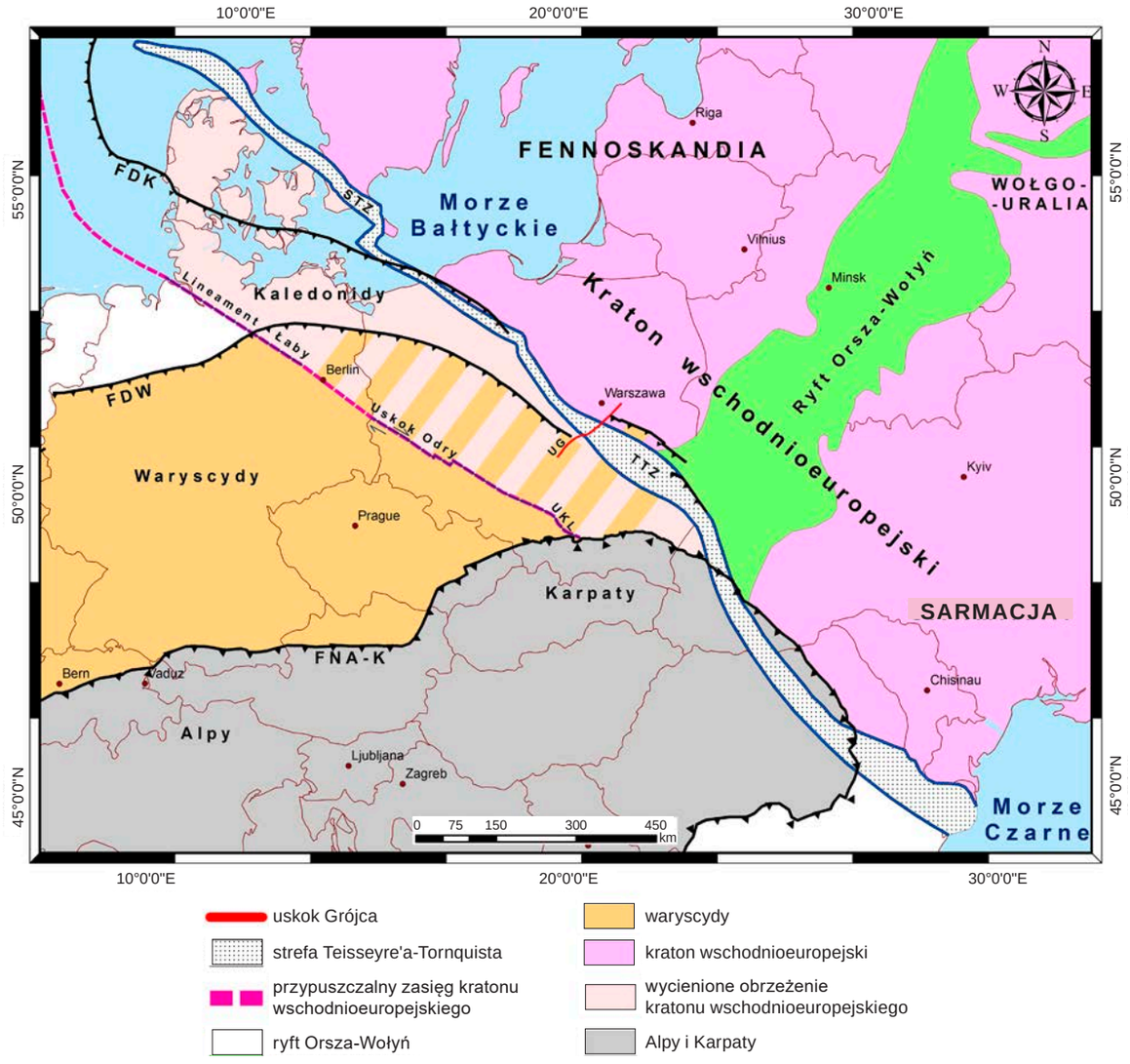


FIG. 1. Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej pokazująca położenie strefy TT. Mapę skompilowano na podstawie kilku źródeł, w tym Bogdanovej i in. (2008) oraz Mikołajczaka i in. (2019). Naprzemienne pomarańczowe i bladoróżowe pasy obrazują obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego przykryte przez pasmo waryscyjskie i jego basen przedgórski oraz basen permsko-mezozoiczny. Układ współrzędnych użyty na wszystkich mapach w tym rozdziale to Polska'92. FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNA-K – front nasunięć alpejsko-karpackich; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec

Modele dwuwymiarowe wykazują ciągłość strukturalną stropu podłoża krystalicznego w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego, który systematycznie zapada ku południowemu zachodowi. Strop krystalicznego podłoża zanurza się pod permsko-mezozoiczne osady basenu polskiego oraz starsze formacje paleozoiczne w jego części północno-zachodniej, a także pod bloki łysogórski i małopolski w części południowo-wschodniej (fig. 8). Głębokość stropu krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego w obrębie strefy TT wynosi od 11–13 km w Polsce północno-zachodniej i centralnej do 16–18 km w Polsce południowo-wschodniej (fig. 9).

Geometria profili magnetycznych przecinających strefę TT odpowiada przebiegowi stropu podłoża, który zapada w kierunku południowo-zachodnim (fig. 8). Świadczy to o tym, że głównym czynnikiem kontrolującym lateralne gradienty pola magnetycznego w obrębie strefy TT jest zmienność głębokości występowania podłoża krystalicznego. Wniosek ten potwierdza również obserwowany wzrost długości falowej anomalii magnetycznych w miarę zbliżania się do strefy TT od strony platformy prekambryjskiej (fig. 4B). Długość falowa to najmniejsza odległość między dwoma punktami, w których wykres zmienności magnetyzacji – mający kształt sinusoidy – powtarza się w taki sam sposób.

Podsumowując, modelowanie dwuwymiarowe nie wykazało obecności wyraźnych kontrastów gęstości w obrębie skorupy krystalicznej wzdłuż strefy TT w centralnej i północno-zachodniej Polsce. Co więcej, nawet przy założeniu minimalnej dopuszczalnej gęstości podłoża krystalicznego (2,7 g/cm³), nie udało się odwzorować obserwowanych ujemnych anomalii grawimetrycznych w rejonie Pomorza i Kujaw bez wprowadzenia lokalnego obniżenia granicy Moho pod strefą TT. W przeciwieństwie do tego, w rejonie Lubelszczyzny jest obserwowany wyraźny kontrast gęstości w obrębie skorupy, który jednak wiąże się z obecnością ciał o podwyższonej gęstości zlokalizowanych w krystalicznym podłożu (Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005; Środa i in., 2006).

Modele dwuwymiarowe wskazują na ciągłość stropu podłoża krystalicznego na całej ich długości od platformy prekambryjskiej po podłoże platformy paleozoicznej. Brak jest dowodów na kontakt w poprzek strefy TT odrębnych bloków litosfery o odmiennych własnościach fizycznych. Potwierdza to również obecność niezaburzonych tektonicznie osadów dolnopaleozoicznych, które zalegają bezpośrednio na krystalicznym podłożu wzdłuż środkowego odcinka strefy TT. W częściach północno-zachodniej i południowo-wschodniej strefy TT obserwuje się deformacje w obrębie pokrywy osadowej, jednak mają one charakter naskórkowy i są związane z obecnością, odpowiednio, kaledońskiego (Mazur i in., 2016a) i waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Antonowicz i in., 2003; Krzywiec i in., 2017a, b).

4.2.5. Implikacje dla ewolucji tektonicznej

W ciągu ostatnich trzech dekad strefa TT była najczęściej interpretowana jako reliktowa granica tektoniczna utworzona w ediakarze i we wczesnym paleozoiku wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia paleokontynentu Baltika (np. Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Niektórzy zwolennicy tej hipotezy zakładali, że strefa TT reprezentuje strefę przesuwczą, stanowiącą szew tektoniczny utworzony w miejscu transformującej granicy płyt litosfery (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015).

Jednakże regularna, niezaburzona geometria stropu krystalicznego podłoża na skłonie platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy TT (fig. 8), ujawniona dzięki profilom sejsmicznym POLAND-SPAN (Mazur i in., 2015, 2016a; Krzywiec i in., 2017a) oraz POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Krzywiec i in., 2017b), a także poprzez modelowanie pól potencjalnych (Mazur i in., 2015, 2016a, b, 2017, 2018a), jest trudna do pogodzenia z obecnością paleozoicznego szwu tektonicznego w tej strefie. Również obecność niezaburzonych osadów dolnopaleozoicznych zalegających bezpośrednio na podłożu krystalicznym w centralnej Polsce (fig. 8) stoi w sprzeczności z taką interpretacją.

Jeśli uznać, że Baltika była paleokontynentem powstałym w wyniku rozpadu Rodinii w ediakarze (Torsvik i in., 1990, 1992) i istniejącym aż do kolizji z Laurencją w sylurze, wówczas podłoże

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

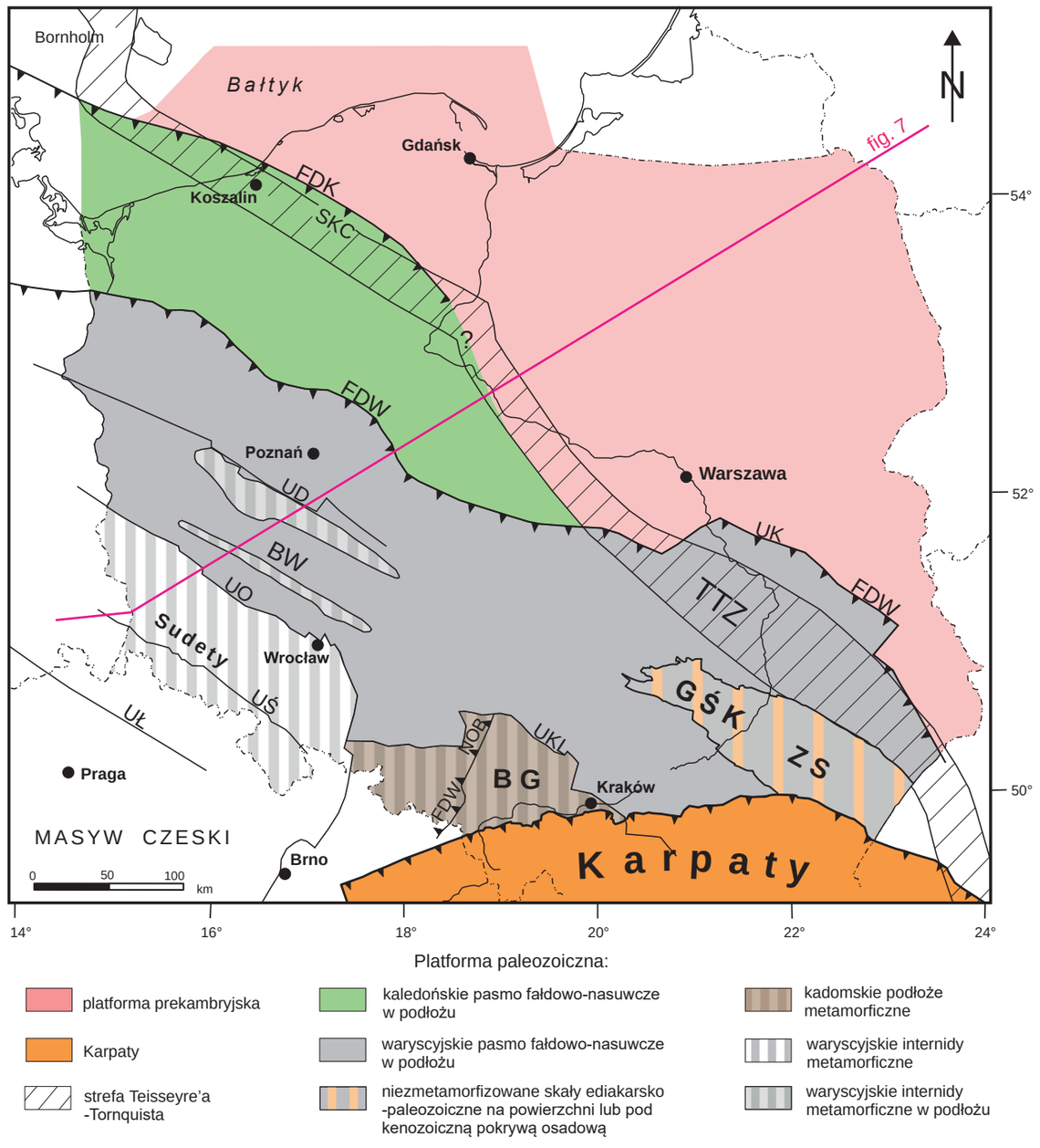


FIG. 2. Prowincje tektoniczne Polski pod permsko-kenozoiczną pokrywą platformową (Mazur, 2024, zmodyfikowano). BG – blok górnośląski; BW – blok wolsztyński; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; GŚK – Góry Świętokrzyskie; NOB – nasunięcie Orłowej–Boguszowic; SKC – strefa Koszalin–Chojnice; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska; UK – uskok Kocka; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki; ZS – zrąb Sanu

krystaliczne po obu stronach strefy TT należy do Baltiki. Oznacza to również, że oś ediakarskiego ryftu znajdowała się na zachód od obecnej pozycji strefy TT. Przedłużenie prekambryjskiej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego pod paleozoiczną platformę Polski środkowej i zachodniej postulował już Berthelsen (1998) na podstawie profilu sejsmicznego LT-7. Według tego autora strefa TT miała reprezentować jednak permsko-mezozoiczny „pseudoszew tektoniczny" (ang. *pseudosuture*), powstały podczas otwierania się basenu polskiego. Miał się on utworzyć nad niskokątową, listryczną powierzchnią odkłucia w plastycznej części skorupy, w wyniku wczesnopermskiego ryftingu kontynentalnego – zgodnie z klasycznym modelem Wernickego (1985). Model Berthelsena został w dużej mierze przyjęty w pracy przeglądowej Pharaoha (1999), dotyczącej głębokiej budowy strefy szwu transeuropejskiego (TESZ), rozwiniętej na południowo-zachodnim obrzeżeniu platformy prekambryjskiej. Jednocześnie uskok Kraków–Lubliniec, wyznaczający obecną granicę między terranem Brunovistulii a blokiem małopolskim (fig. 2), został zinterpretowany jako potencjalna granica Baltiki (Żaba, 1999).

Niektórzy badacze, mimo inspiracji koncepcją Berthelsena (1998), przyjęli ją tylko częściowo. Grad i in. (2002) oraz Winchester i in. (2002) uznali, że jedynie dolna skorupa Baltiki sięga poza strefę TT, aż do uskoku Odry (fig. 10), podczas gdy górną skorupę interpretowano jako kaledońską pryzmę akrecyjną. Pogląd, zgodnie z którym górna skorupa i dolnopaleozoiczna część platformy paleozoicznej miały pochodzenie awalońskie, został jednak zakwestionowany po odkryciu, że ordowickie i sylurskie osady kaledonidów pomorskich pochodzą ze źródeł związanych z Baltiką (Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2006).

Głęboka architektura litosfery w poprzek strefy TT została odwzorowana wzdłuż profilu P4 (fig. 10) przez Wilde-Piórko i in. (2010) na podstawie danych refrakcyjnych i telesejsmicznych. Na ich profilu występuje gwałtowna zmiana grubości litosfery pod strefą TT – z ok. 200 km pod platformą prekambryjską do ok. 120 km pod przyległą częścią platformy paleozoicznej (zob. także Geissler i in., 2010; Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013; Janutyte i in., 2014). Ponadto, ok. 150 km na południowy zachód od strefy TT występuje kolejny wyraźny spadek grubości litosfery – z 120 do 90 km – na granicy litosfery i astenosfery (fig. 10).

Jednocześnie Dadlez i in. (2005), kontynuując wcześniejsze interpretacje Brochwicza-Lewińskiego i in. (1984) oraz Pożaryskiego (1990), zaproponowali hipotezę, według której strefa TT powstała w miejscu transformującej krawędzi Baltiki podczas orogenezy kaledońskiej. Zdaniem tych autorów, proksymalne terrany o pochodzeniu bałtyckim dokowały wzdłuż strefy TT do obrzeżenia paleokontynentu Baltiki. Mimo że Dadlez i in. (2005) nie zaprezentowali nowych danych, to ich koncepcja przewidywała obecność skorupy Baltiki w głębokim podłożu platformy paleozoicznej na południowy zachód od strefy TT. Interpretacja Dadleza i in. (2005) została również przywołana w publikacjach opartych na danych z głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015), który przecina południowo-wschodnią Polskę (fig. 3). Interpretacja ta jednak ignoruje fakt, że profil POLCRUST-01 jednoznacznie dokumentuje przedłużenie krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego w kierunku południowo-zachodnim, pod bloki łysogórski i małopolski, na odległość co najmniej 50 km poza strefę TT (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2017b).

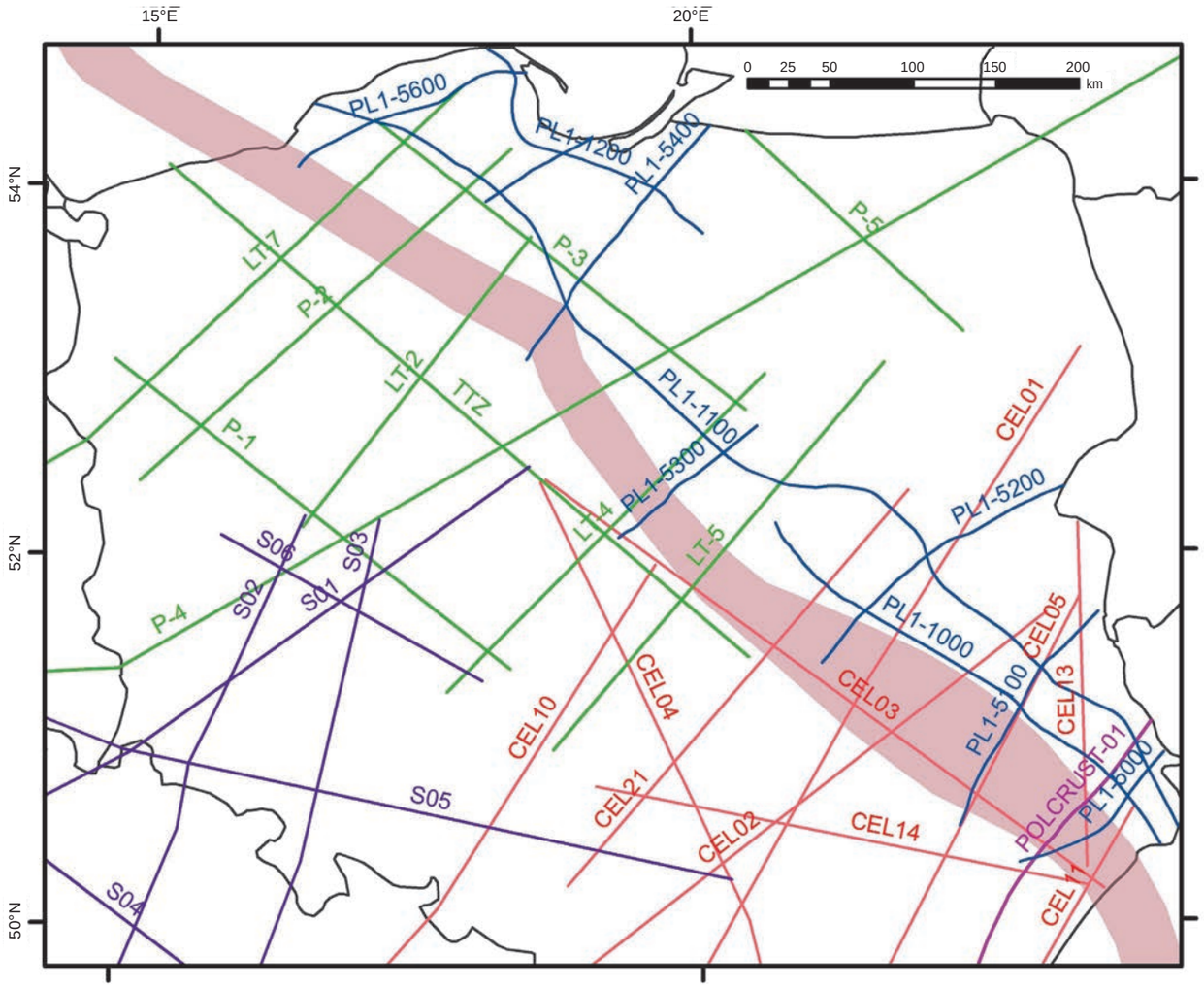
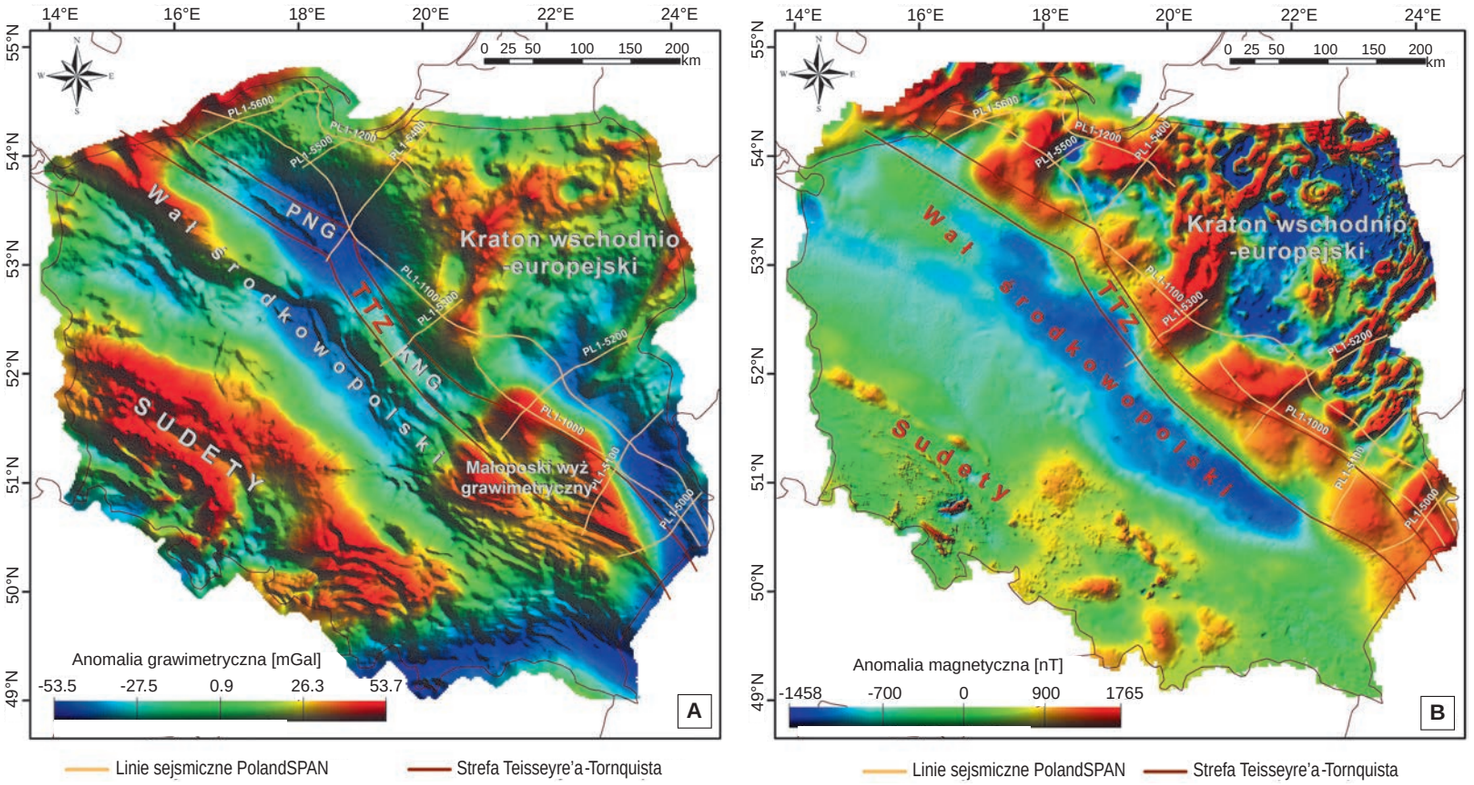


FIG. 3. Ogólnokrajowy zasięg głębokich profili sejsmicznych (wg Mazura i in., 2021). Półprzezroczysty, różowy poligon pokazuje zasięg strefy Teisseyre'a-Tornquista. Sejsmiczne badania refleksyjne: PolandSPAN (PL, niebieski); POLCRUST-01 (fioletowy). Sejsmiczne badania refrakcyjne: POLONAISE'97 (P, zielony); profil TTZ (TTZ, zielony); profile LT (LT, zielony); CELEBRATION'2000 (CEL, różowy); SUDETES-2003 (S, fioletowy)

4 Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

FIG. 4. Mapy anomalii pól potencjalnych na obszarze Polski z lokalizacją strefy TT i wybranych struktur tektonicznych oraz profili sejsmicznych projektu PolandSPAN™ (podkład wg Wybrańca, 1999). A – mapa anomalii siły ciężkości z poprawką Bouguera. Dane grawimetryczne pozyskano z pomiarów naziemnych i zinterpolowano w siatce o oczku 2000 m. Przy obliczeniach zastosowano korektę Bouguera przy założonej gęstości 2,67 g/cm³; B – mapa anomalii magnetycznych zredukowana do bieguna (RTP). Siatka całkowitej intensywności pola magnetycznego została opracowana na podstawie danych z pomiarów naziemnych i lotniczych, zinterpolowana w siatce o oczku 500 m i kontynuowana w górę do wysokości 500 m ponad powierzchnię terenu. KNG – kujawski niż grawimetryczny; PNG – pomorski niż grawimetryczny; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista



4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

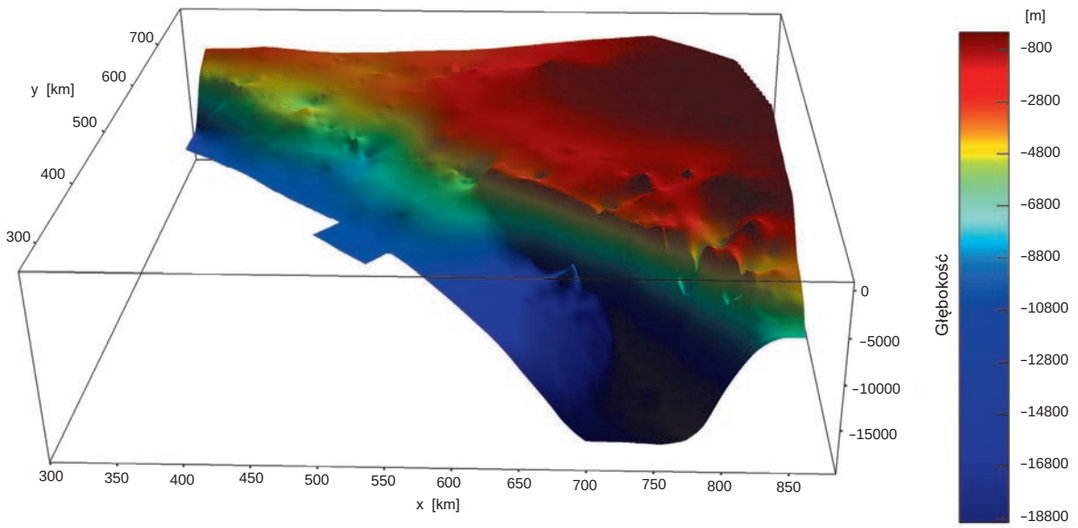


FIG. 5. Widok perspektywiczny (patrząc na północ) stropu krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre'a-Tornquista (wg Mazura i in., 2018a).

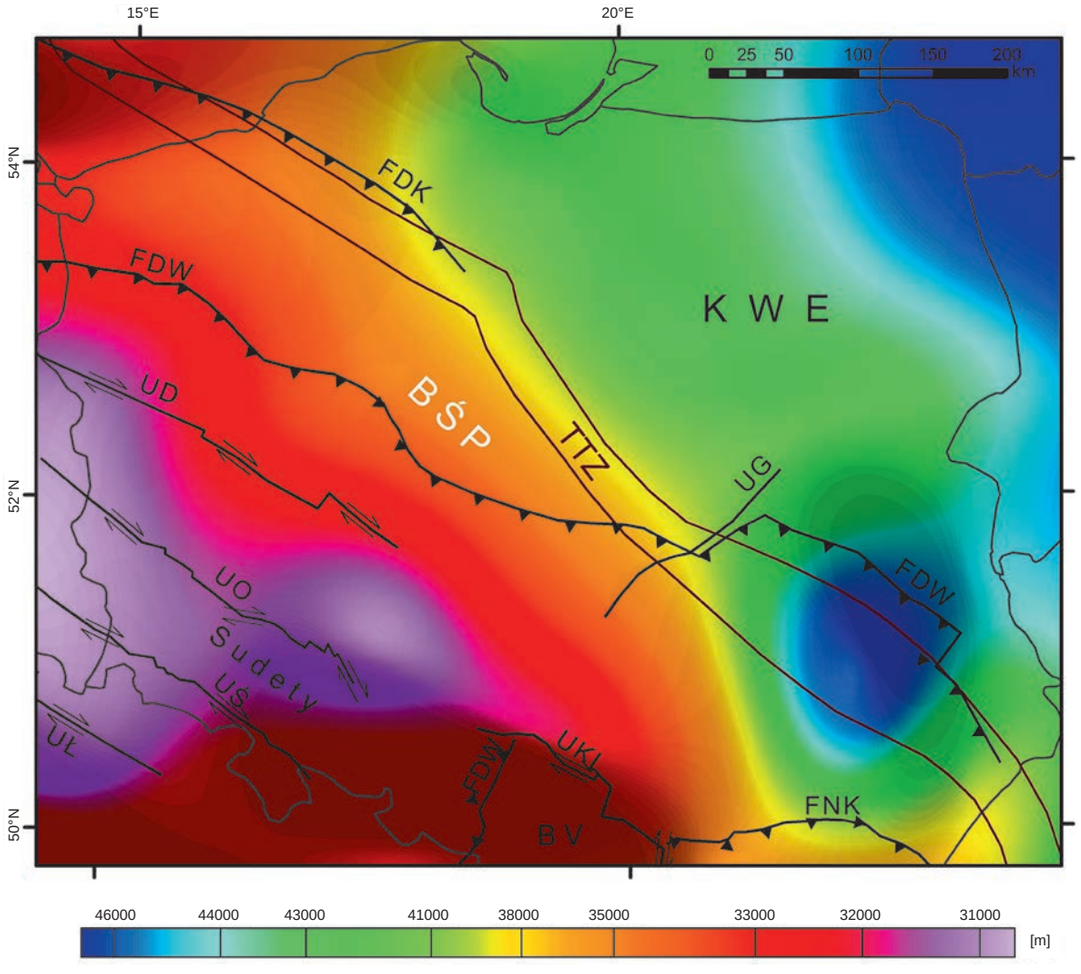


FIG. 6. Głębokość Moho na obszarze Polski z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi (wg Mazura i in., 2021). Głębokie położenie Moho zaznacza się pod platformą prekambryjską i strefą Teisseyre'a-Tornquista, szczególnie w rejonie małopolskiego wyżu grawimetrycznego. Płytkie położenie Moho odpowiada domenie waryscyjskiej i terranowi Brunowistulii. BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; KWE – kraton wschodnioeuropejski; UD – uskok Dolska; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki

Dane zaprezentowane w niniejszym rozdziale w znacznym stopniu wspierają hipotezę Berthelsena (1998), zgodnie z którą w głębokim podłożu platformy paleozoicznej Polski centralnej i zachodniej występuje nie tylko dolna część skorupy, lecz cała grubość krystalicznej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej wraz z jej dolnopaleozoiczną pokrywą osadową. Podobną interpretację można zastosować wobec bloków małopolskiego i łysogórskiego, których głębokie podłoże krystaliczne – w świetle przedstawionych tu danych oraz wcześniejszych interpretacji Malinowskiego i in. (2005) oraz Żelaźniewicza i in. (2009) – również należy do kratonu wschodnioeuropejskiego.

Pomimo podobieństw, istnieją istotne różnice między hipotezą Berthelsena (1998) a przedstawioną tu interpretacją. Zaprezentowane tu wyniki nie wspierają nie tylko istnienia wczesnopaleozoicznej strefy przesuwczej wzdłuż strefy TT, lecz również obecności permskiej strefy uskokowej o dużym rzucie w skali całej skorupy, zdolnej do zmiany jej grubości (Berthelsen, 1998). Ilustruje to m.in. centralna część strefy TT (fig. 8), gdzie sukcesja osadów starszych od permu nie wykazuje oznak deformacji tektonicznych (Mazur i in., 2015, 2016b, 2017, 2018a). Deformacje pokrywy osadowej platformy fanerozoicznej w środkowej części strefy TT ograniczają się do efektów tektoniki solnej oraz stosunkowo niewielkich uskoków normalnych (por. Krzywiec, 2012; Mazur i in., 2015).

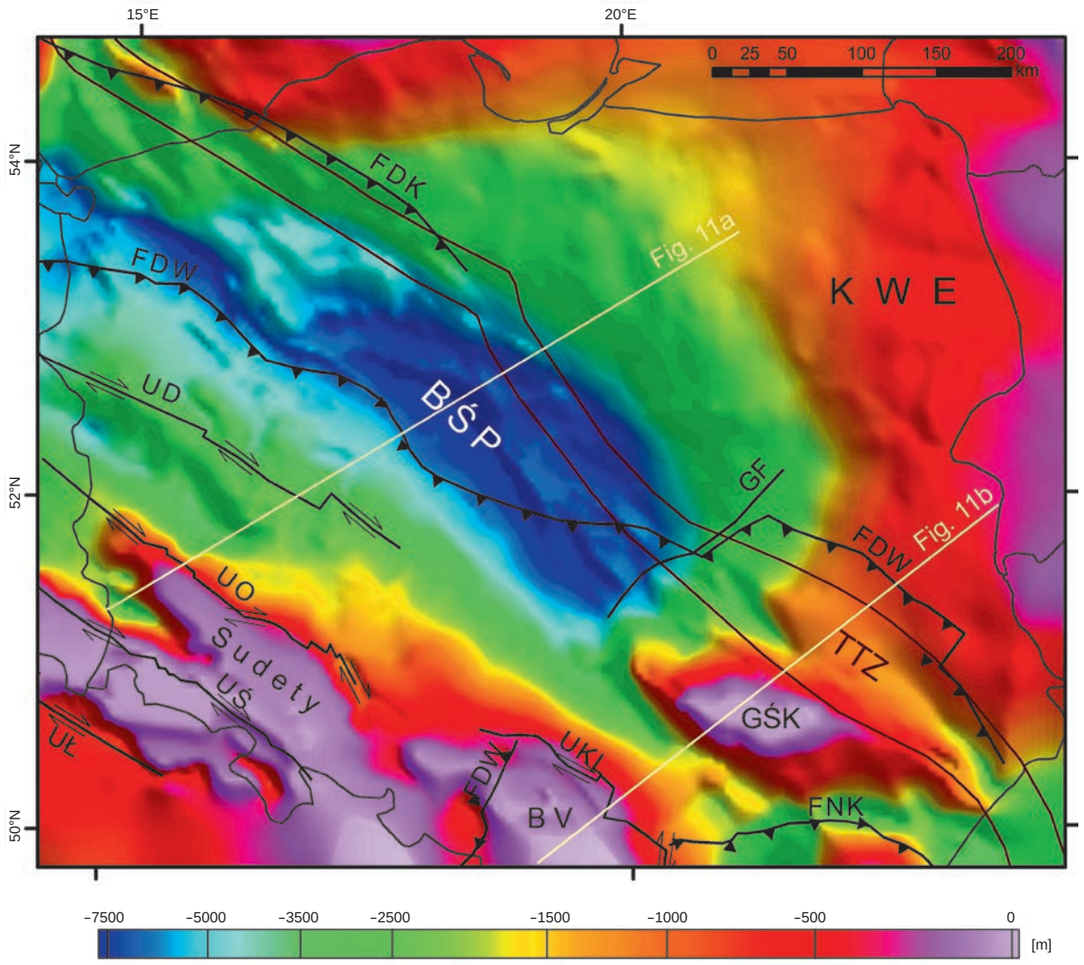


FIG. 7. Głębokość spągu osadów permsko-kenozoicznych, w tym wulkanitów permsko-karbońskich, na obszarze Polski, z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi. Żółte linie pokazują lokalizację przekrojów przedstawionych na fig. 11. BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; GF – uskok Grójca; GŚK – Góry Świętokrzyskie; KWE – kraton wschodnioeuropejski; TTZ – strefa Teisseyre'a–Tornquista; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków-Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki

4.2.6. Budowa głębokiego podłoża Niżu Polskiego

Głęboką strukturę skorupy ziemskiej związaną ze strefą TT (fig. 2) zinterpretowano ostatnio w kategoriach wycienienia skorupy kontynentalnej powstałego podczas rozpadu superkontynentu Rodinia (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Zgodnie z tą koncepcją, rozciągnięta i wycieniona skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego rozciąga się na południowy zachód poza strefę TT, pod podłoże permsko-mezozoicznego basenu niemiecko-polskiego oraz zewnętrznego pasa fałdowo-nasuwczego orogenu waryscyjskiego (fig. 10) – obszaru wcześniej opisywanego jako transeuropejska strefa szwu (TESZ; np. Pharaoh, 1999). W przeciwieństwie jednak do platformy prekambryjskiej, domniemane krystaliczne podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego położone na południowy zachód od strefy TT przykrywają osady przedpermskie, które zostały zdeformowane w trakcie cykli kaledońskiego (Pomorze; fig. 2) i waryscyjskiego (Wielkopolska, Lubelszczyzna; np. Dadlez i in., 1994; Mazur i in., 2020). Dlatego obszar ten konwencjonalnie zalicza się – o czym była już mowa na początku rozdziału – do platformy paleozoicznej. Podział ten, jak wynika z przeglądu faktów przedstawionych w tym rozdziale, nie jest jednak jednoznaczny.

Obecnie dostępna ograniczona wiedza o budowie głębokiego podłoża Niżu Polskiego opiera się głównie na wynikach refrakcyjnych i szerokokątowych refleksyjno-refrakcyjnych eksperymentów sejsmicznych (np. Perchuć, 1984; Guterch i in., 1986; Guterch, Grad, 2006). Skorupa pod północno-wschodnim obrzeżeniem Masywu Czeskiego (Sudety) charakteryzuje się dwuwarstwową strukturą z niskimi prędkościami fal podłużnych P aż po granicę Moho (6,6 km/s; Grad i in., 2002, 2003, 2008). Struktura ta rozciąga się dalej na północny wschód poza uskok Odry – umownie uznawany za geologiczną granicę Masywu Czeskiego – i kończy się w rejonie uskoku Dolska, ok. 100 km dalej na północny wschód (fig. 10). Budowa skorupy między uskokiem Dolska a strefą TT jest uderzająco odmienna od sudeckiej i wykazuje trójwarstwową strukturę prędkości typową dla kratonów. Obejmuje ona: (1) grubą skorupę górną o niskich prędkościach fal P (<6,2 km/s) sięgających głębokości ok. 20 km; (2) cienką skorupę środkową o umiarkowanej prędkości fal P (~6,4 km/s) oraz (3) skorupę dolną o prędkości 6,5–7,2 km/s, charakteryzującą się wysokim gradientem prędkości fal P wraz z głębokością (Grad i in., 2002, 2003; Guterch, Grad, 2006). Głębokość granicy Moho waha się od 38 km pod centrum Polski do 31 km pod jej południowo-zachodnią częścią (fig. 6; Guterch, Grad, 2006; Mazur i in., 2021). Charakter grubej skorupy górnej pozostaje niejasny – wcześniej interpretowano ją jako niskometamorficzną sekwencję wulkaniczno-osadową (Puziewicz, 2006). Taka interpretacja jest zgodna z poglądem, że gruba skorupa górna reprezentuje osadowe wypełnienie ryftu ediakarskiego, który poprzedzał rozpad Rodinii (Pharaoh i in., 2006; Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Geometria kontaktu pomiędzy dwoma domenami skorupy położonymi odpowiednio na północny wschód i południowy zachód od uskoku Dolska oraz kinematyka samego uskoku pozostają nieznane ze względu na ograniczenia szerokokątowej metody sejsmicznej. Uskok ten najczęściej przedstawiany jest jako stromy do subwertykalnego w poziomie skorupy górnej i środkowej (np. Grad i in., 2002, 2003). Z drugiej strony, obrazowanie sejsmiczne wskazuje, że dolna skorupa o wysokich prędkościach fal P rozciąga się ku południowemu zachodowi aż po uskok Odry (Grad i in., 2002, 2003, 2008). Dlatego dane sejsmiczne nie pozwalają jednoznacznie stwierdzić, czy waryscyjska skorupa została ścięta przez stromy uskok przesuwczy, czy też nasunięta na brzeg platformy wschodnioeuropejskiej na odległość rzędu 100 km (Mazur, Schulmann, 2025). Dodatkową komplikację może wprowadzić obecność pomiędzy uskokami Odry i Dolska środkowej skorupy o proweniencji awalońskiej (zob. też podrozdział 5.1.3).

Skorupa krystaliczna pod bruzdą środkowopolską ma asymetryczną geometrię ryftowego obrzeżenia kontynentu z wyraźną strefą przewężenia skorupy (fig. 11), odpowiadającą definicjom zaproponowanym przez Osmundsena, Ebbinga (2008), Péron-Pinvidic, Manatschala (2009), Mohna i in. (2012) oraz Manatschala i in. (2015). Strefa przewężenia skorupy krystalicznej w przybliżeniu pokrywa się lokalizacyjnie z wcześniej zdefiniowaną strefą TT (fig. 11). Zredukowana miąższość skorupy krystalicznej pod bruzdą środkowopolską i większością basenu polskiego jest mała, co znajduje odzwierciedlenie w wielkości współczynnika rozciągnięcia β obliczonej dla tego obszaru (Mazur i in., 2021). W geologii współczynnik beta (β) służy do określenia stopnia wycienienia skorupy ziemskiej w trakcie ryftingu lub innych procesów ekstensyjnych. Definiuje się go jako stosunek początkowej grubości skorupy do jej końcowej grubości po rozciąganiu. Im wyższa wartość β, tym większe wycienienie skorupy. Dla bruzdy środkowopolskiej i basenu polskiego wartość współczynnika β wynosi 3,68, co mieści się w typowym zakresie dla pasywnych obrzeżeń kontynentów (2,5–6,5; np. Hopper i in., 2004), a nie dla wczesnych etapów ryftingu kontynentalnego. Dla porównania, najbardziej rozciągnięte frag-

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

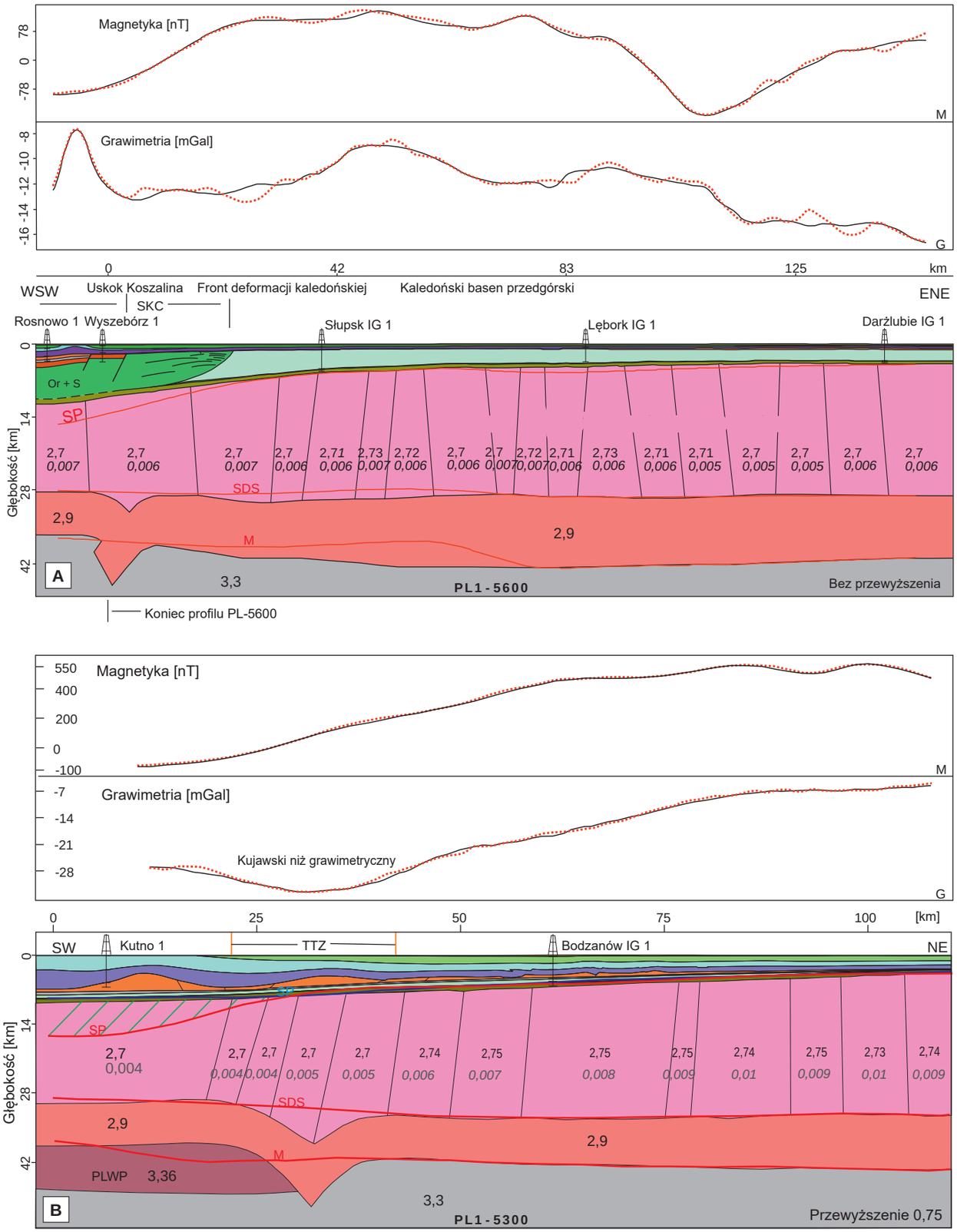


FIG. 8. Dwuwymiarowe modele grawimetryczne i magnetyczne dla wybranych profili PolandSPAN. G – profile grawimetryczne; M – profile magnetyczne; gruba czerwona linia kropkowana – dane obserwacyjne; cienka czarna linia ciągła – syntetyczna odpowiedź modelu. Modele geologiczne dla profili: PL1-5600; A – wg Mazura i in. (2016a) – model rozszerzony na południowy zachód na podstawie refrakcyjnych sejsmicznych danych i danych otworowych; PL1-5300; B – wg Mazura i in. (2015); PL1-5400; C – wg Mazura i in. (2016b) – model rozszerzony na południowy zachód na podstawie sejsmicznych danych refrakcyjnych; PL1-5100; D – struktura części fanerozoicznej wg Krzywca i in. (2017) i Moho wg Malinowskiego (2016). Wartości liczbowe na modelach przedstawiają gęstości skorupy krystalicznej i górnego płaszcza (g/cm^3); te zapisane kursywą przedstawiają podatności magnetycznej skał (cgs). Czerwone horyzonty na modelach geologicznych reprezentują położenie Moho (M), stropu dolnej skorupy (SDS) i stropu krystalicznego podłoża (SP) na podstawie interpolacji danych refrakcyjnych (Majdański, 2012). Niebieskie horyzonty na modelach B i C pokazują lokalizację stropu skonsolidowanego podłoża (SP) na podstawie modelu prędkości 3D wg Grada i Polkowskiego (2016). PLWP – płaszcz litosferyczny o wysokiej prędkości fal sejsmicznych; SKC – strefa Koszalin–Chojnice; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

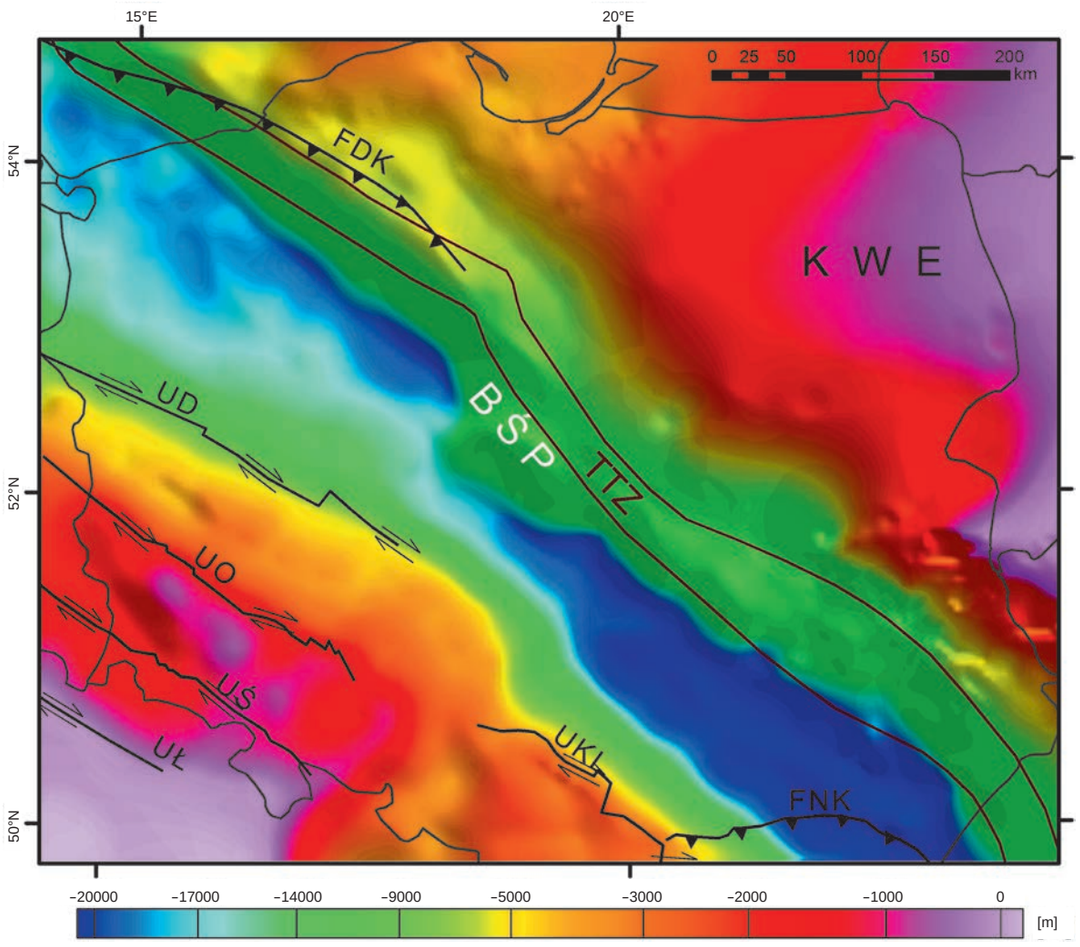


FIG. 9. Głębokość podłoża krystalicznego na mapie Polski z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi (wg Mazura i in., 2021). Strop podłoża krystalicznego wykazuje wyraźne obniżenie o przebiegu NW–SE, rozciągające się na południowy zachód od strefy TTZ.
BŚP – bruzda środkowopolska;
FDK – front deformacji kaledońskiej;
FNK – front nasunięć karpackich;
KWE – kraton wschodnioeuropejski;
UD – uskok Dolska;
UKL – uskok Kraków–Lubliniec;
UŁ – uskok górnej Łaby;
UO – uskok Odry;
UŚ – uskok śródsudecki

menty rowu centralnego na Morzu Północnym cechują się współczynnikiem β równym 2,4. Jest to znacznie więcej niż wartość β obliczona dla permsko-mezozoicznego rozciągnięcia w obrębie bruzdy środkowopolskiej, która wynosi jedynie 1,3–1,4 (fig. 11; Mazur i in., 2021). Niski permsko-mezozoiczny współczynnik β dla bruzdy środkowopolskiej tłumaczy się nie tylko pierwotnym usytuowaniem tektonicznym ryftu w obrębie grubej litosfery, ale również mniej intensywnym rozciąganiem w mezozoiku. To drugie wynikało ze zmiany reżimu naprężeń regionalnych we wczesnym triasie na ekstensję o kierunku E–W, związaną z początkiem formowania się systemu ryftowego Morza Północnego. W rezultacie, ukośnie ułożona struktura bruzdy środkowopolskiej była mniej podatna na rozciąganie podczas głównych faz ryftingu od triasu do środkowej jury.

Znaczna wartość wyliczonego rozciągnięcia skorupy krystalicznej pod basenem polskim (fig. 11) jest konsekwencją przyjęcia założenia, że prędkość sejsmiczna V_p = 6,0–6,1 km/s wyznacza strop podłoża krystalicznego. Poziom ten jest dobrze zdefiniowany na podstawie danych otworowych i sejsmicznych w północno-wschodniej i południowo-zachodniej Polsce. Jednak pomiędzy strefą TT a domeną waryscyjską znajduje się pakiet skał o miąższości dochodzącej do 10 km oraz o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s. Zastosowanie różnych progów prędkości dla określenia stropu podłoża krystalicznego daje więc znacząco odmienne wyniki. Co więcej, strop górnej skorupy o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s zazwyczaj leży poniżej 9 km, a więc poza zasięgiem wierceń, z wyjątkiem wąskiego pasma kaledonidów pomorskich i okolic Gór Świętokrzyskich. W konsekwencji możliwe są dwie sprzeczne interpretacje podłoża basenu polskiego.

(1) Górna skorupa o prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s to paleoproterozoiczne podłoże krystaliczne, a pomierzona niska prędkość sejsmiczna wynika z anizotropii sejsmicznej. Silnie zuskokowana górna skorupa może wykazywać anomalnie niskie prędkości wzdłuż strefy TT w profilach refrakcyjnych (zwykle o orientacji NE–SW). Skutkiem byłby niski współczynnik β i niska wartość rozciągnięcia skorupy w ediakarze.

(2) Górna skorupa o niskiej prędkości to słabo zmetamorfizowane skały osadowe, porównywalne do skał ediakarskich szeroko rozprzestrzenionych pod przykryciem młodszych osadów w południowo-wschodniej Polsce. Ta interpretacja implikuje wysoki współczynnik β i znaczące rozciągnięcie skorupy.

Druga z interpretacji wydaje się lepiej uzasadniona z dwóch powodów: (1) w przypadku kaledonidów pomorskich i okolic Gór Świętokrzyskich V_p = 5,75 km/s odpowiada w przybliżeniu stropowi zdeformowanego, lecz niemetamorficznego dolnego paleozoiku (np. Mazur i in., 2016a, 2021); oraz (2) dane petrofizyczne sugerują, że górna skorupa o niskiej prędkości V_p = 5,75–5,95 km/s pod basenem polskim to niskometamorficzna sekwencja wulkaniczno-osadowa (Puziewicz, 2006). Co więcej, głębokie profile refrakcyjne równoległe do strefy TT (np. Grad i in., 1999) nie wykazują znacząco wyższych prędkości, z wyjątkiem południowo-wschodniej Polski, gdzie postulowano strukturalnie uwarunkowaną anizotropię górnej skorupy (Środa, 2006).

Dostępne głębokie refleksyjne profile sejsmiczne (Malinowski i in., 2013, 2016; Mazur i in., 2015, 2016a, 2018a) pokazują gładką powierzchnię stropu podłoża krystalicznego, bez normalnych uskoków zakorzenionych w podłożu i równoległych do osi bruzdy środkowopolskiej, niezależnie od tego, czy zostały one potem odwrócone. Z kolei profile refrakcyjne (np. Guterch, Grad, 2006) nie wskazują na lokalne wyniesienie granicy Moho pod bruzdą środkowopolską (fig. 11). Z drugiej strony, utworzenie przestrzeni akomodacyjnej dla 8-kilometrowej sekwencji osadowej bruzdy nie byłoby możliwe bez rozciągnięcia skorupy krystalicznej. Musiało się ono dokonać poprzez podatne rozciąganie podłoża krystalicznego. Skala tego procesu nie jest znana, a jedyną ostrożną hipotezą, jaką można przyjąć, jest założenie takiego samego współczynnika rozciągnięcia (1,31) dla skorupy krystalicznej, jak dla całej skorupy z uwzględnieniem dzisiejszej głębokości Moho (fig. 6). W wyniku takiego założenia grubość skorupy krystalicznej przed permem wynosiłaby 21–22 km, a rzeczywisty permsko-mezozoiczny współczynnik β osiągał wartość ~1,4. Wartość tę oszacowano przyjmując, że połowa redukcji grubości skorupy (~2,5 km) wynikała z hipotetycznego wyniesienia nieciągłości Moho (Mazur i in., 2021). Przyjmując miąższość skorupy krystalicznej sprzed permu równą 22 km, współczynnik β związany z ediakarskim rozciąganiem i rozpadem kontynentu osiągał wartość ~2,2, czyli ~1,6 razy więcej niż w czasie permsko-mezozoicznego rozciągania. Oszacowany współczynnik β = 2,2 dla ediakarskiego ryftowania byłby jednak dalece niewystarczający, by doprowadzić do rozpadu Rodinii. Oznacza to, że pogrzebany pod basenem polskim kopalny brzeg kontynentalny Baltiki (fig. 11) jest niekompletny. Jego zewnętrzna część musiała zostać tektonicznie usunięta, przekształcona lub przykryta inną jednostką, a współczesny kontakt z domenami waryscyjską i kadomską (Brunowistulia) ma wyraźnie charakter tektoniczny.

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

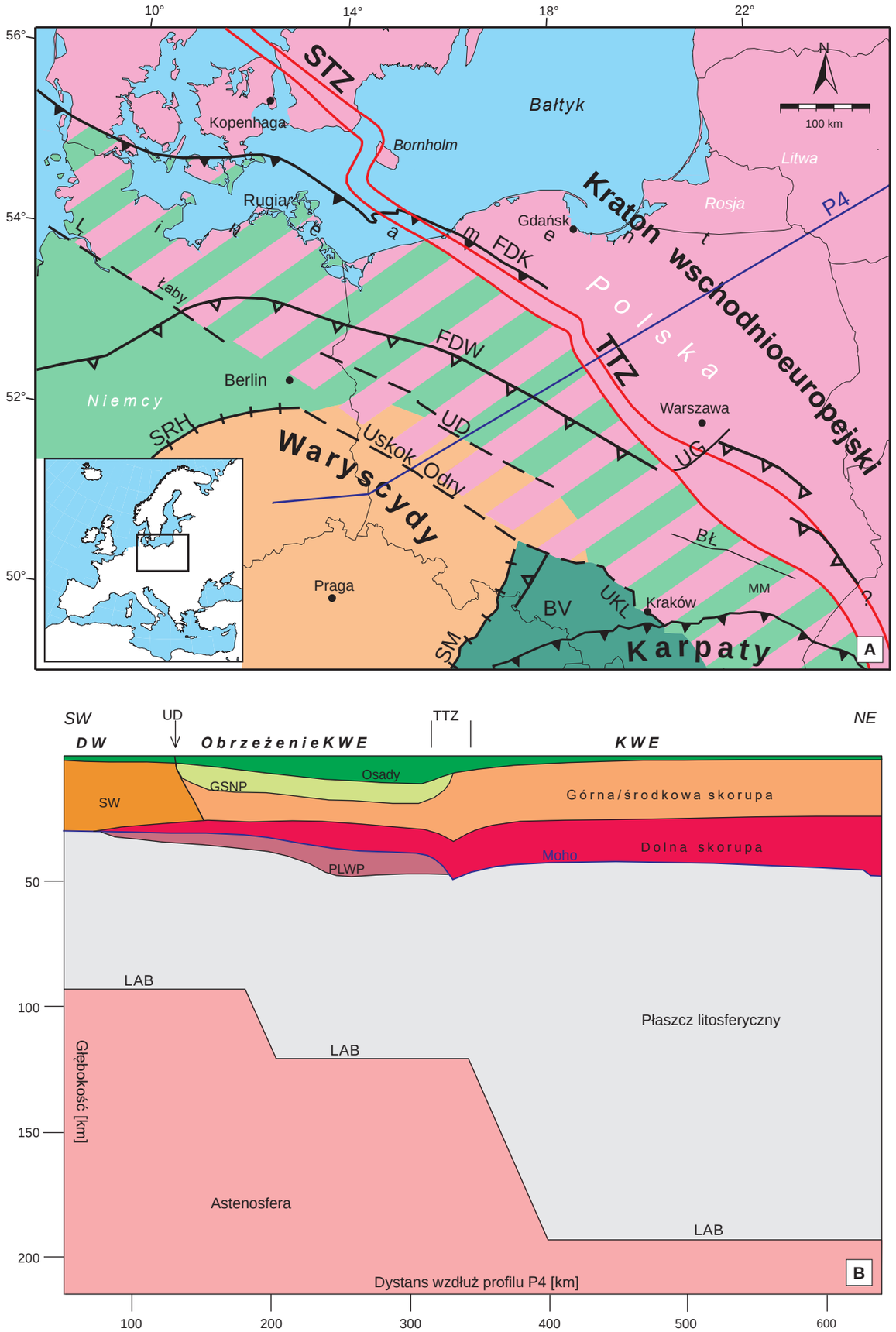


FIG. 10. Potencjalny zasięg prekambryjskiego krystalicznego podłoża obrzeżenia Baltiki w Polsce centralnej i zachodniej. A – zasięg różnych typów skorupy krystalicznej wzdłuż strefy kontaktowej pomiędzy platformą prekambryjską a platformą paleozoiczną Europy Środkowej (wg Grada i in., 2002, zmodyfikowano). Fioletowa linia przedstawia przebieg sejsmicznego profilu refrakcyjnego P4. Prekambryjska skorupa podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego jest zaznaczona kolorem różowym, Awalonia – zielonym, Brunowistulia – ciemnozielonym, skorupa waryscyjska – pomarańczowym. Zielono-różowe (lub pomarańczowo-różowe) paski oznaczają skorupę, która może reprezentować obrzeżenie Baltiki w podłożu platformy paleozoicznej. BŁ – blok łysogórski; BV – Brunowistulia; FDK – front deformacji kaledońskich; FDW – front deformacji waryscyjskich; MM – masyw małopolski; SM – szew morawski; SRH – szew renohercyński; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska; UG – uskok Grójca; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; B – przekrój przez południowo-zachodnie obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż linii refrakcyjnej P4, oparty na dwuwymiarowym modelu prędkościowym fal podłużnych P (Grad i in., 2003), danych telesejsmicznych (Wilde-Piórko i in., 2010) oraz wynikach niniejszych badań. DW – domena waryscyjska; GSNP – górna skorupa o niskich prędkościach fal sejsmicznych; KWE – kraton wschodnioeuropejski; LAB – granica litosfery i astenosfery; PLWP – płaszcz litosferyczny o wysokich prędkościach fal sejsmicznych; SW – skorupa waryscyjska; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UD – uskok Dolska

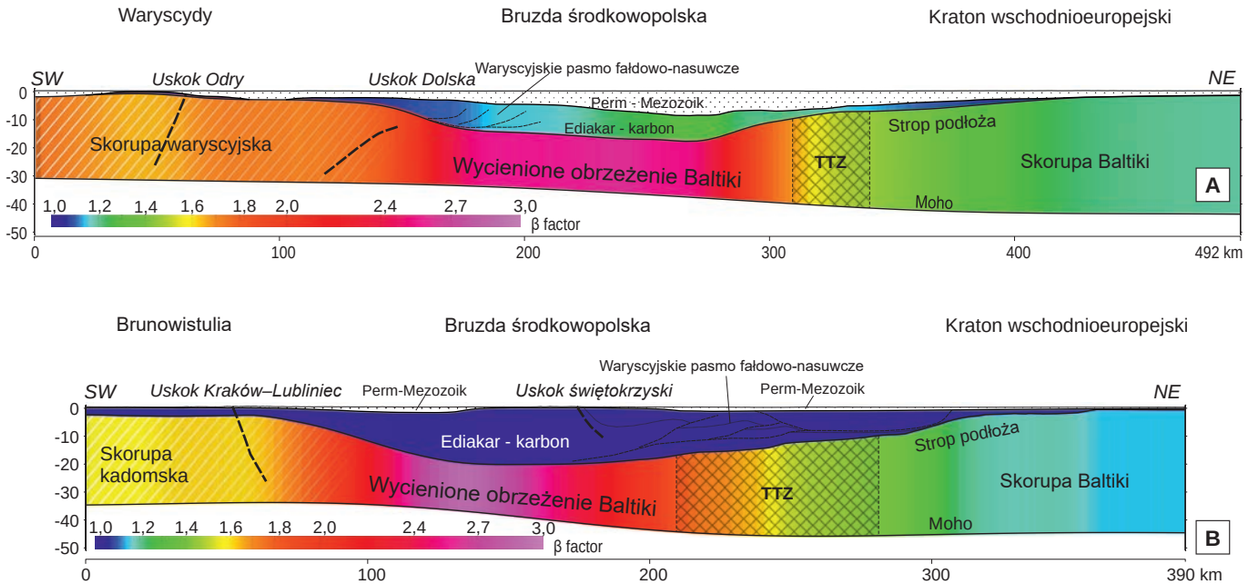


FIG. 11. Schematyczne przekroje geologiczne przechodzące przez Polskę w kierunku NE–SW, ilustrujące architekturę skorupy ziemskiej oraz zmienność współczynnika rozciągnięcia skorupy β (lokalizacja na fig. 7) wg Mazura i in. (2021). Współczynnik β obliczono osobno dla skorupy krystalicznej oraz osadowego wypełnienia ediakarsko-karbońskiego. A – przekrój przez zachodnią Polskę wzdłuż profilu refrakcyjnego P4 (Grad i in., 2003). Przekrój ukazuje silne rozciągnięcie brzegu Baltiki pod basenem polskim; B – przekrój przez południowo-wschodnią Polskę wzdłuż profilu refrakcyjnego CEL-02 (Malinowski i in., 2005). Przekrój pokazuje zredukowany brzeg Baltiki, kończący się przy brzegu Brunowistulii. TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

LITERATURA

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Berthelsen A., 1998. The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. GFF, 120: 223–230.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the east European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

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

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 29: 385–396.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1984. Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. *W*: Symposium on Geodynamics, Jabłonna, 1981, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160, A-13: 3–13.

Čermák V., Šafanda J., Gutерch A., 1989. Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. Tectonophysics, 164: 151–163.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

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.

Dadlez R., Grad M., Guterch A., 2005. Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? Tectonophysics, 411: 111–128.

Franke D., 1995. The Caledonian terranes along the south-western border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. Studia Geophysica et Geodaetica, 39: 241–256.

Geissler W.H., Sodoudi F., Kind R., 2010. Thickness of the central and eastern European lithosphere as seen by S receiver functions. Geophysical Journal International, 181: 604–634.

Grad M., Polkowski M., 2016. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105: 1199–1214.

Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Tiira T., Komminaho K., Środa P., Höing K., Makris J., Lund C.E., 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. *W*: Palaeozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society, London, Special Publication, 201: 295–309.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korablieva L., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108, 2541.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcova P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113: B10304.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuć E., 1986. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone). Tectonophysics, 128: 251–279.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., De Vos W., Thybo H., 2010. Crustal structure and structural framework. *W*: (red. J. Doornenbal, A. Stevenson), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications: 11–23, Houten.

Hopper J.R., Funck T., Tucholke B.E., Larsen H.C., Holbrook W.S., Louden K.E., Shillington D., Lau H., 2004. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. Geology, 32: 93–96.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., Celebration 2000 Working Group, 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Grad M., Guterch A. 2009. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. Geological Quarterly, 53: 141–158.

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P.H., Budraitis M., 2014. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. Solid Earth, 5: 821–836.

Królikowski C., Petecki Z., 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. *W*: The Hundredth Anniversary of the First Chair of Geophysics. In Memory of Maurycy Pius Rudzki, Professor of the Jagiellonian University, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 273, M18, Państw. Wydaw. Nauk., Warszawa – Łódź: 87–92.

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. Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform 1:1,000,000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine–Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti, K. Schulmann, S. Cloetingh): 151–165. European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series.

Krzywiec P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish basin: an overview. *W*: Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity (red. G.I. Alsop, S.G. Archer, A.J. Hartley, N.T. Grant, R. Hodgkinson): 381–394. Geological Society, London, Special Publication, 363.

Krzywiec P., Malinowski M., Mazur S., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high-effort seismic reflection data (project PolandSPAN). Geologia Sudetica, 42: 46–48.

Literatura

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlations with the Variscides and the Appalachians. *W*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell): 353–372. Geological Society of America Memoir, 213, Geological Society of America.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration, and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

Majdański M., 2012. The structure of the crust in TESZ area by kriging interpolation. Acta Geophysica, 60: 59–75.

Majorowicz J.A., Čermak V., Šafanda J., Krzywiec P., Wróblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A, B and C, 28: 375–391.

Malinowski M., 2016. Deep reflection seismic imaging in SE Poland using extended correlation method applied to PolandSPAN™ data. Tectonophysics, 689: 107–114.

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 CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczynski E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Sroda P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczynski E., Majdanski M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Manatschal G., Lavier L., Chenin P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Research, 27: 140–164.

Maystrenko Y.P., Scheck-Wenderoth M., 2013. 3D lithosphere-scale density model of the central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53–77.

Mazur S., 2024. An outline of the geology of Poland. *W*: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 3–17. Cham: Springer International Publishing.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, 182: jgs2024-075.

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., 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., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016a. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Mikolajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2016b. Reply to comments on "Is the Teisseyre-Tornquist zone an ancient plate boundary of Baltica?". Tectonics, 35: 1600–1607.

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., Mikołajczak M., 2018a. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. Geology, Geophysics and Environment, 44: 17–30.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018b. Refined timing and kinematics for Baltica–Avalonia convergence based on the sedimentary record of a foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

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.

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., 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, 103417.

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

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.

Mohn G., Manatschal G., Beltrando M., Masini E., Kusznir N., 2012. Necking of continental crust in magma poor rifted margins: evidence from the fossil Alpine Tethys margins. Tectonics, 31: TC1012.

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., 2015. 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., Poprawa P., 2006. Development of trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Osmundsen P.T., Ebbing J., 2008. Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins. Tectonics 27, TC6016.

Perchuć E., 1984. Structure of the Earth's crust in Southeastern Poland. *W*: Symposium on Geodynamics, Jabłonna, 1981, Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160, A-13: 77–86.

Péron-Pinvidic G., Manatschal G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. International Journal of Earth Sciences, 98: 1581–1597.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Pharaoh T.C., Winchester J.A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A., 2006. The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. Geological Society, London, Memoirs, 32: 291–311.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R., Lazauskien J., 1999. Late Vendian–early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Poprawa P., Paszkowski M., Fanning M.C., Pécskay Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006. Geochronological characteristics of source areas for the lower Palaeozoic sediments from the NW East European Craton and Koszalin–Chojnice Zone; dating of detrital mica (K/Ar) and zircon (U/Pb SHRIMP). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 149–164.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. Przegląd Geologiczny, 30: 569–574.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Puziewicz J., 2006. Skały dolnej skorupy i najwyższego płaszcza ziemi na obszarze eksperymentu POLONAISE'97 – Modele petrologiczno-sejsmiczne. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 53–68.

Środa P., 2006. Seismic anisotropy of the upper crust in southeastern Poland – effect of the compressional deformation at the EEC margin: results of CELEBRATION 2000 seismic data inversion. Geophysical Research Letters, 33, L22302.

Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vozár J., 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. Geophysical Journal International, 167: 737–760.

Talwani M., Ewing M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of 3-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25: 203–225.

Teisseyre W., 1921. O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 1: 103–138.

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tornquist A., 1908. Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 49: 1–12.

Torsvik T.H., Olesen O., Ryan P.D., Trench A., 1990. On the palaeogeography of Baltica during the Palaeozoic: new palaeomagnetic data from the Scandinavian Caledonides. Geophysical Journal International, 103: 261–279.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van Der Voo R., Trench A., Abrahamsen N., Halvorsen E., 1992. Baltica. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications. Earth-Science Reviews, 33: 133–152.

Vecsey L., Plomerová J., Babuška V., Tiira T.E., Komminaho K.J., PASSEQ Working Group, 2014. Mantle lithosphere transition from the east European Craton to the Variscan Bohemian Massif imaged by shear-wave splitting. Solid Earth, 5: 779–792.

Wernicke B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, 22: 108–125.

Wilde-Piórko M., Świeczak M., Grad M., Majdański M., 2010. Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. Tectonophysics, 481: 108–115.

Winchester J.A., The Pace TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 360: 5–21.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–59.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

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.

Zhu H., Tromp J., 2013. Mapping tectonic deformation in the crust and upper mantle beneath Europe and the North Atlantic Ocean. Science, 341: 871–875.

Zhu H., Bozdağ E., Tromp J., 2015. Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. Geophysical Journal International, 201: 18–52.

4.3. PRZEDPERMSKA POKRYWA OSADOWA KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

Paweł Poprawa, Maciej Tomaszczyk, Piotr Krzywiec, Ewa Krzemińska

4.3.1. Wprowadzenie

Kraton wschodnioeuropejski, zajmujący znaczną część wschodniej i północnej Europy (fig. 1), od przyległych elementów tektonicznych odróżnia się starszym wiekiem konsolidacji, głównie paleoproterozoicznym, w mniejszym stopniu archaicznym, jak również odrębną i spójną późniejszą historią geologiczną (np. Bogdanova i in., 1997, 2008; Kheraskova i in., 2015; Krzemińska i in., 2017). Kraton wschodnioeuropejski charakteryzuje się obecnością rozległych stref o bardzo ograniczonej subsydencji, bądź o tendencji do długotrwałego wypiętrzania i denudacji, które po części stanowią tarcze pozbawione pokrywy osadowej. Natomiast obszary przyległe do krawędzi kratonu charakteryzuje intensywna i długotrwała subsydencja, skutkująca powstaniem systemu basenów osadowych, głównie proterozoicznych i paleozoicznych, w mniejszym stopniu też mezozoicznych (fig. 1; np. Nikishin i in., 1996; Sliaupa i in., 2006; Kheraskova i in., 2015, 2020). Taka subsydencja zachodziła również na południowo-zachodnim skłonie kratonu na obszarze Polski (np. Gareckij i in., 1987; Modliński i in., 1999, 2010; Stephenson i in., 2006; Narkiewicz, 2007; Poprawa, 2019). Ponadto, system basenów osadowych rozwijał się w interiorze kratonu, głównie wzdłuż wielokrotnie reaktywowanych stref tektonicznych, stanowiących granice budujących go trzech głównych segmentów (fig. 1; np. Bogdanova i in., 1997, 2008; Kostyuchenko i in., 1999; Artemieva, 2003; Grachev, Nikolaev, 2006; Stephenson i in., 2006; Krzemińska i in., 2024), spośród których Sarmacja i Fennoskandia sięgają obszaru Polski.

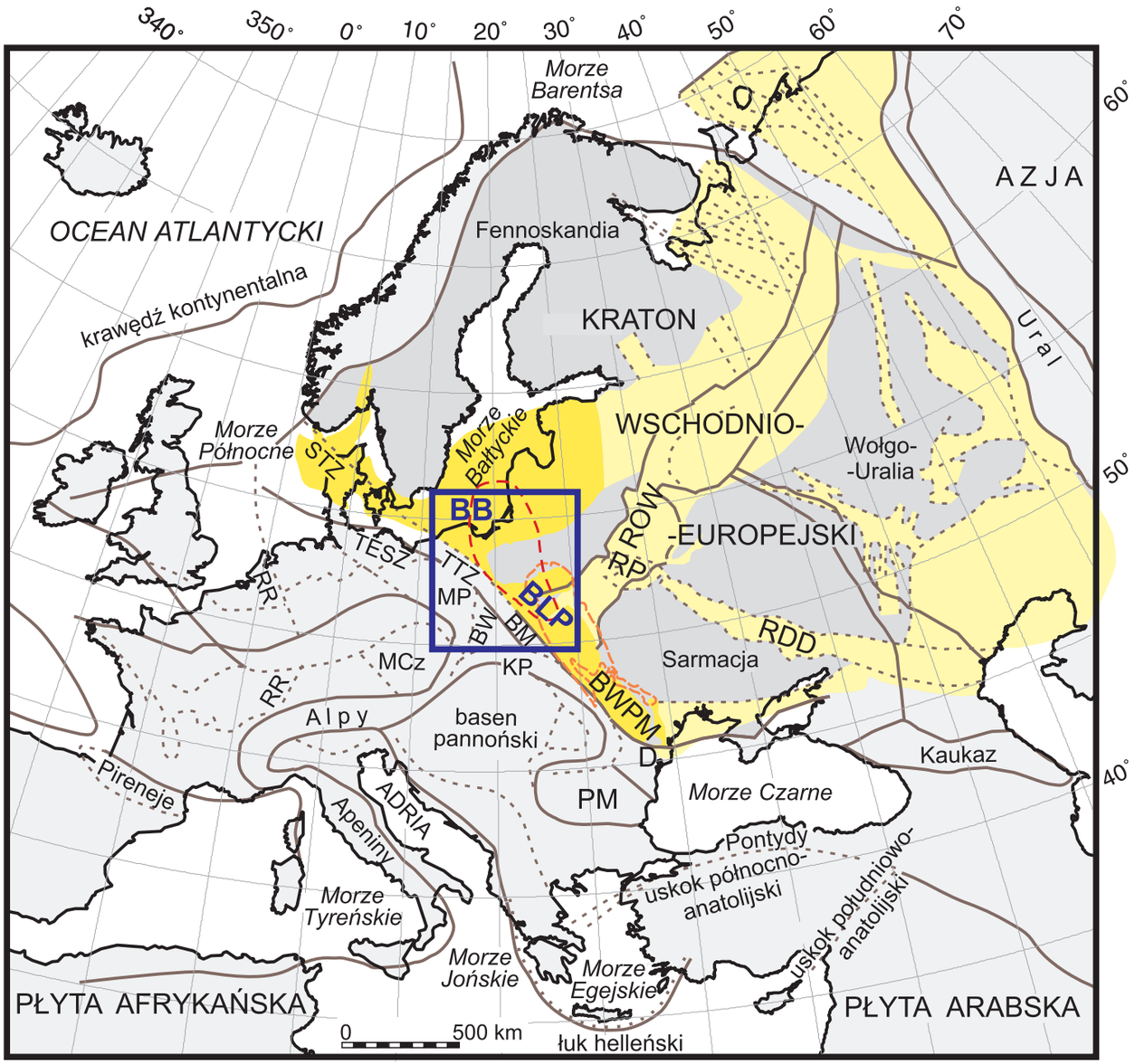


FIG. 1. Uproszczona mapa tektoniczna Europy (wg Berthelsena, 1992; Jarosińskiego i in., 2009; Poprawy, 2019), ilustrująca lokalizację ediakarsko-paleozoicznych basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Poprawy, 2020) oraz pozostałych basenów osadowych na kratonie wschodnioeuropejskim (wg Nikishina i in., 1996; Sliaupy, 2006). Lubelsko-bałtycka missisipiańska prowincja magmowa wg Poprawy (2019); Poprawy i in. (2024). Wołyńska ediakarska prowincja magmowa wg Kuzmenkova i in. (2010); Poprawy i in. (2020); Krzemińskiej i in. (2022). BB – basen bałtycki; BLP – basen lubelsko-podlaski, MCz – masyw czeski; BW – blok Brunowistulikum; KP – Karpaty; D – Dobrudża; RDD – ryft dniepro-doniecki; MP – monoklina przedsudecka; BM – blok małopolski; PM – platforma mezyjska; ROW – ryft Wołyń–Orsza; RP – ryft Prypeci; RR – rów Renu; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego; TTZ – strefa Teisseyere'a-Tornquista; BWPM – basen wołyńsko-podolsko-mołdawski

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Przedpermska pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego w granicach Polski jest nieomal w całości przykryta młodszymi osadami o znacznej miąższości, a zatem budowa geologiczna tej pokrywy jest dokumentowana wyłącznie otworami wiertniczymi (fig. 2) oraz badaniami geofizycznymi, przede wszystkim sejsmicznymi (fig. 3). Wyjątek stanowi północna część polskiej wyłącznej strefy ekonomicznej Morza Bałtyckiego, gdzie brak jest permsko-mezozoicznej pokrywy osadowej (fig. 4A), a osady paleozoiczne przykryte są jedynie kenozoiczną pokrywą osadową o niewielkiej miąższości. W obszarze Morza Bałtyckiego warunki szelfowe stwarzają istotne, logistyczne ograniczenia dla rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej. Wychodnie osadów paleozoicznych znajdują się natomiast w Górach Świętokrzyskich i południowej Skandynawii, a także w bloku Dobrudży, na południowy wschód od omawianego obszaru. Wychodnie skał od ediakaru do dolnego paleozoiku są również lokalnie dostępne we wschodnich granicach opisywanych basenów osadowych, zwłaszcza na Podolu, a także w Estonii, Danii i Szwecji.

W polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego wgłębną budowę geologiczną rozpoznano w blisko tysiącu otworów wiertniczych (fig. 2). Kolejnych kilkaset otworów znajduje się w sektorach basenu bałtyckiego: rosyjskim, litewskim, łotewskim, estońskim, szwedzkim i duńskim. Głębokie wiercenia prowadzono przede wszystkim w ramach poszukiwań złóż oleju skalnego i gazu skalnego, niekiedy również złóż węgla kamiennego i rud uranu. Szczególne znaczenie ma jednak ok. 160 głębokich otworów wiertniczych (Państwowego) Instytutu Geologicznego, mających status wierceń stratygraficznych, nawiercających w tym obszarze przedpermskie osady paleozoiczne. Były to otwory wiertnicze z bardzo długimi rdzeniowanymi odcinkami profilu, dla których wykonywano zazwyczaj obszerny program badań geologicznych.

Najlepiej rozpoznany wiertniczo jest obszar lubelski (fig. 2), gdzie oprócz otworów naftowych i stratygraficznych wiercenia prowadził także przemysł węglowy. Dużo wierceń wykonano także we wschodniej części polskiego sektora basenu bałtyckiego i w północno-wschodniej części obniżenia podlaskiego. Słabiej rozpoznane wiertniczo pozostają natomiast południowo-zachodnia część basenu bałtyckiego, środkowa i zachodnia część obniżenia podlaskiego, północno-zachodnia część regionu lubelskiego,

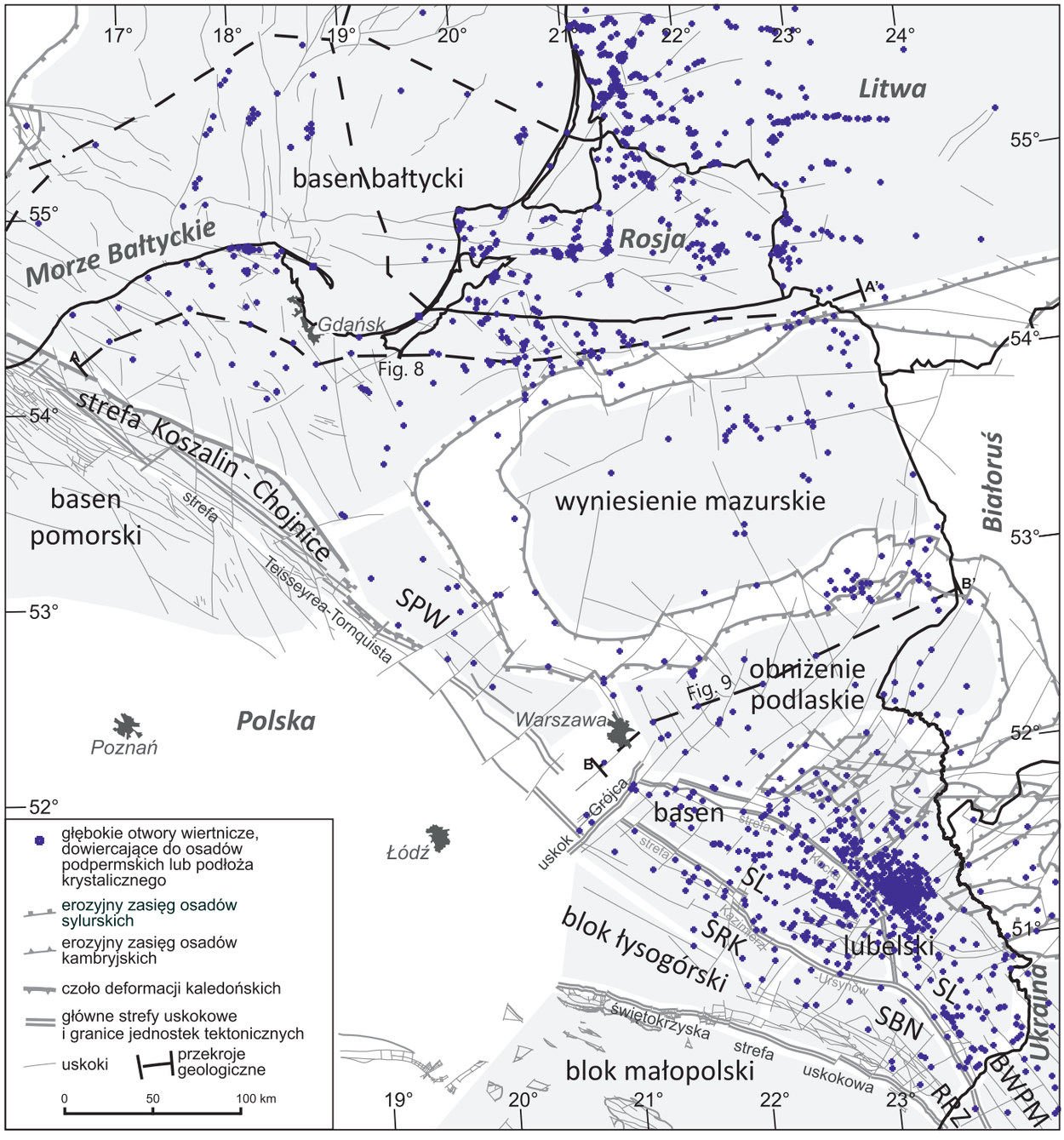


FIG. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych, zakończonych w podpermskich skałach osadowych, bądź w podłożu krystalicznym (wg Poprawy, 2020, zmodyfikowano i uzupełniono). Podział na jednostki tektoniczne w odniesieniu do kompleksu ediakarsko-dolnopaleozoicznego: SBN – strefa Biłgoraj-Narol; SL – synklinorium lubelskie; SPW – strefa Płock-Warszawa; SRK – strefa Radom-Kraśnik (późnokarboński pas nasuwczo-fałdowy; Krzywiec i in., 2017a, b); RRZ – strefa Rawy Ruskiej; BWPM – basen wołyńsko-podolsko-mołdawski. Przybliżony zasięg jednostek oznaczono szarym tłem

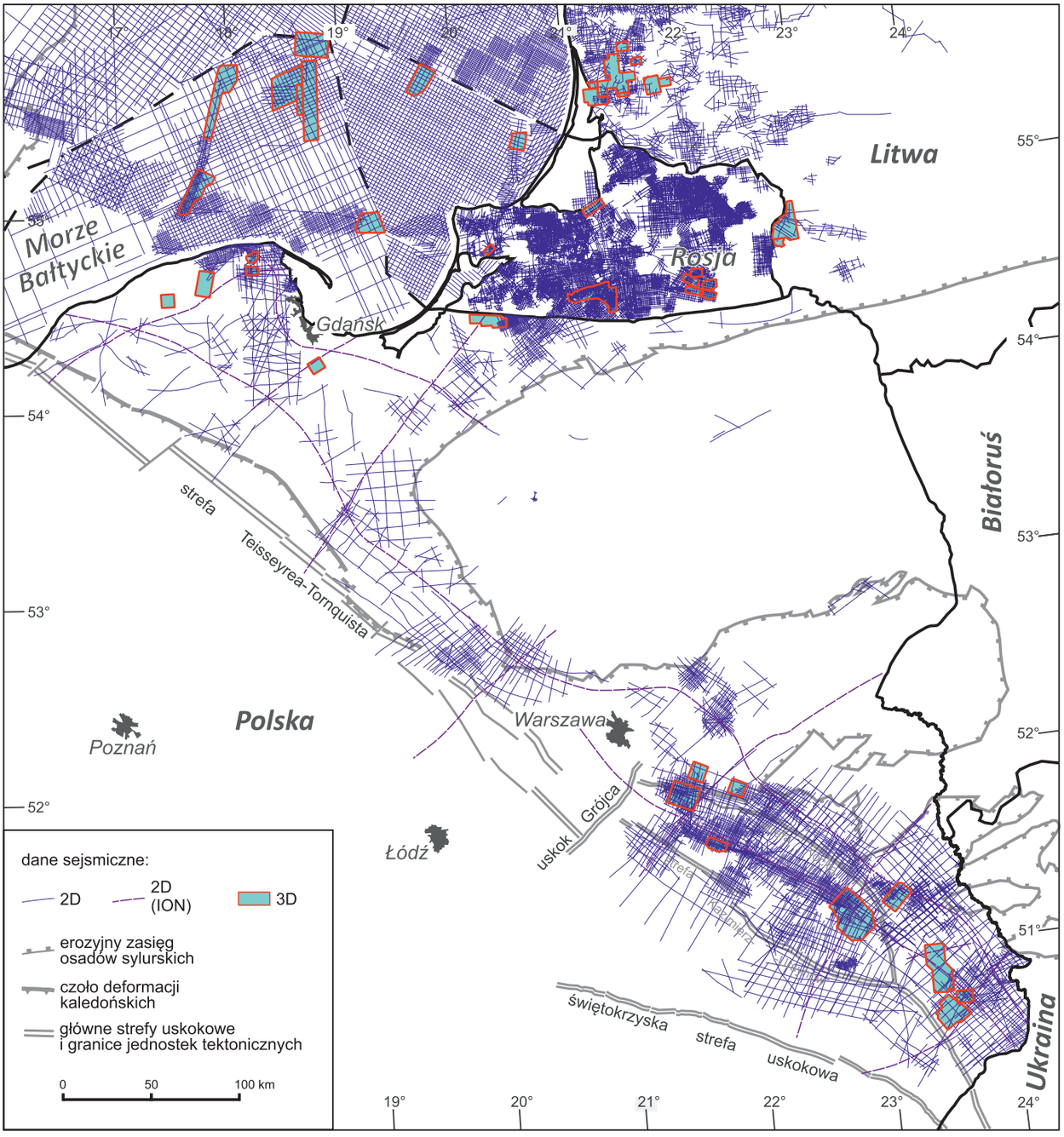


FIG.3. Lokalizacja zdjęć sejsmicznych 2D i 3D w polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (wg: Poprawy, 2020, uzupełnione o Jacyna i in., 1997; Otmas, 2013; Kaminskas i in., 2015; Nordbäck i in., 2017; Grendaitė i in., 2022; Prokhorov, Alekseeva, 2022)

a także szelfowa część basenu bałtyckiego, szczególnie jej strefa zachodnia (fig. 2).

Pokrycie danymi sejsmicznymi basenów osadowych kratonu wschodnioeuropejskiego jest słabe (fig. 3) jak na standardy basenów naftowych Polski. Niewielka jest w szczególności ilość i powierzchnia zdjęć sejsmicznych 3D. Na tym tle pozytywnie wyróżnia się głównie region lubelski, zwłaszcza synklinorium lubelskie, a także centralna i północna część szelfu bałtyckiego. Szczególnie dużą wartość w rozpoznaniu budowy geologicznej omawianego obszaru mają regionalne, głębokie, wysokorozdzielcze przekroje sejsmiczne projektu ION Poland SPAN (lokalizacja: fig. 3)

4.3.2. Baseny osadowe w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego

Najstarszą, niezmetamorfizowaną pokrywę osadową zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego stanowią klastyczne osady formacji poleskiej, głównie piaskowce i mułowce (fig. 5; Juskowiakowa, 1974; Mahnatsch i in., 1976; Bogdanova i in., 1997). Osady te wypełniają neoproterozoiczny basen osadowy Wołyń–Orsza, o charakterze wielkiego rowu tektonicznego (aulakogenu) i rozciągłości NE–SW, tj. prostopadłej do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 1; Krzemińska i in., 2024).

Na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego rozwinął się jeden z najbardziej rozległych, ediakarsko-wczesnopaleozoicznych basenów osadowych na świecie (Poprawa, 2019). Rozciąga się on na przestrzeni ponad 2000 km w kierunku NW–SE, między Morzem Czarnym a Morzem Północnym, natomiast jego szerokość osiąga od kilkudziesięciu do ponad 800 km (fig. 1). Jest on niekiedy określany jako basen lub system basenów pery-Tornquista, choć raczej w odniesieniu do jego centralnej i północno-zachodniej części (Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Sliaupa i in., 2006). Centralna część tego systemu najczęściej dzielona jest na basen bałtycki i basen lubelsko-podlaski (fig. 1; np. Ulmishek, 1990; Nikishin i in., 1996; Poprawa i in., 1999; Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, 2006, 2014), czasami określane łącznie nazwą basen bałtycko-podlasko-lubelski (Poprawa, 2020). Historycznie basen bałtycki, rozumiany jako dolnopaleozoiczna, regionalna jednostka tektoniczna, nazywany był syneklizą lub obniżeniem perybałtyckim (np. Kanev i in., 1994; Zdanavičiūtė i in., 1998; Modliński i in., 1999, 2006; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Natomiast strefę basenu lubelsko-podlaskiego dzieli się na dwie jednostki tek-

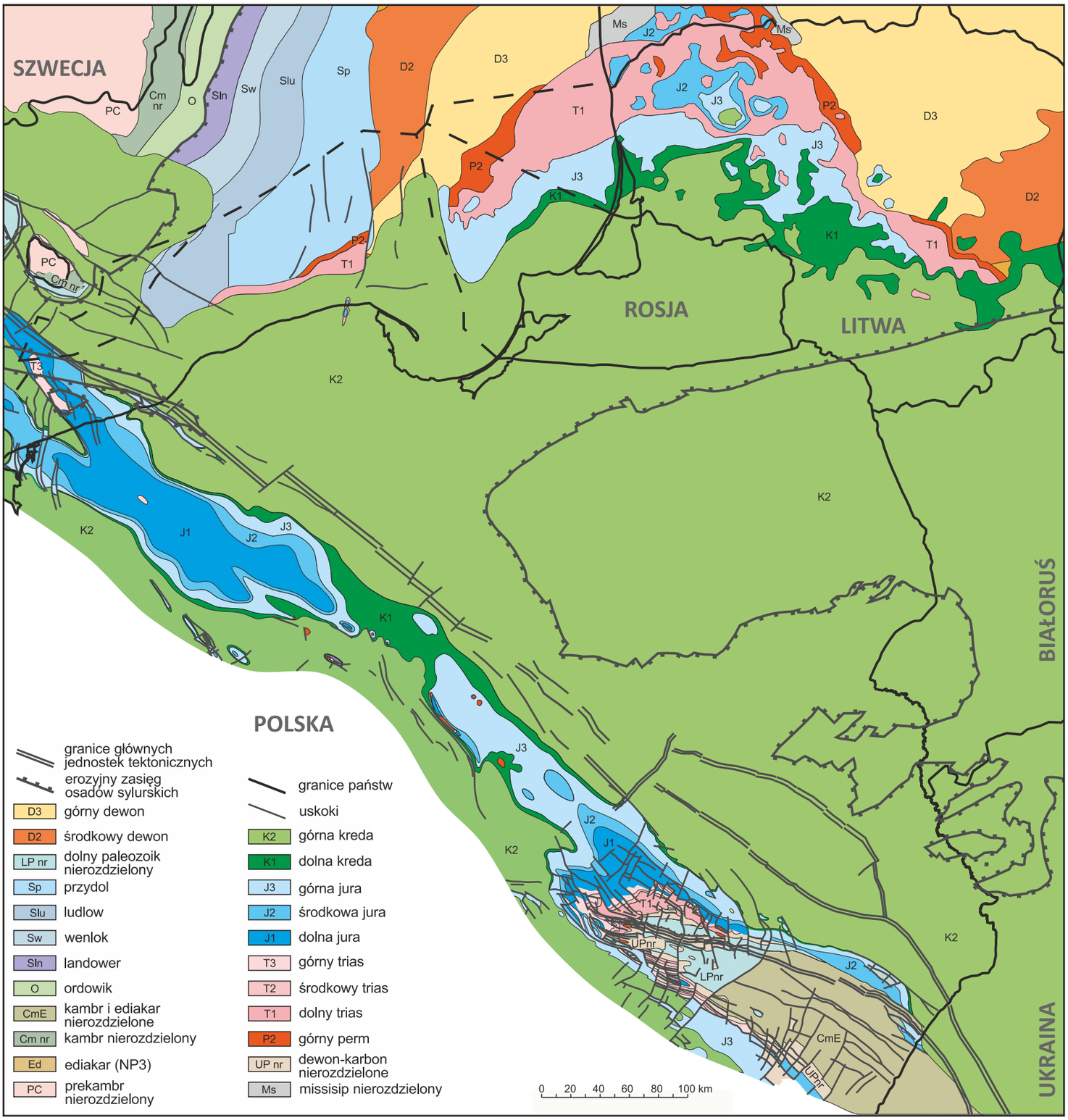


FIG. 4A. Mapa geologiczna odkryta bez kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych. (wg Dadleza i in., 2000, uzupełniono wg Poprawy, 2019). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

toniczne: obniżenie podlaskie oraz lubelski skłon kratonu (np. Areń, 1978; Modliński, Szymański, 2008).

Basen bałtycko-podlasko-lubelski ku północnemu zachodowi przechodzi w baseny skandynawskiego skłonu kratonu, przyległe do strefy Sorgenfreia-Tornquista (fig. 1; Vejbæk i in., 1994; Greiling i in., 1999; Nielsen, Schovsbo, 2010), natomiast ku południowemu wschodowi – w basen wołyńsko-podolsko-mołdawski, nazywany też basenem dniestrzańskim (Gautier i in., 2012; Sachsenhofer, Kołtun, 2012; Radkovets, 2015; Poprawa i in., 2018). Przejścia pomiędzy tymi strefami są stopniowe i nie odzwierciedlają ich znaczące granice geologiczne, natomiast niekiedy oddzielone są one strefami erozji, zachodzącej już po zamarciu basenu, jak to ma miejsce np. w przypadku wyniesienia mazurskiego. Biorąc pod uwagę możliwość traktowania dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jako jednego basenu, zaproponowano dla niego alternatywną nazwę – basen bałtycko-dniestrzański (Poprawa, 2019).

Północno-wschodnia granica dolnopaleozoicznych basenów na kratonie wschodnioeuropejskim ma zwykle charakter erozyjny, podczas gdy od południowego zachodu baseny w obszarze Polski są ograniczone przez strefę Teisseyre'a-Tornquista (zob. podrozdział 4.2), stanowiącą jednocześnie północno-wschodnie obrzeżenie strefy szwu transeuropejskiego (TESZ – ang. *Trans-European Suture Zone*). Badania geofizyczne wskazują, że ścieniona skorupa kratoniczna ciągnie się dalej na zachód w obrębie TESZ, podścielając nasunięte na nią młodsze jednostki (np. Jarosiński, Dąbrowski, 2006; Mazur i in., 2015, 2016, 2021; Mikołajczak i in., 2019). W obrębie TESZ znajdują się również inne bloki tektoniczne z rozwiniętą pokrywą osadową dolnego paleozoiku. Bezpośrednio na zachód od basenu bałtyckiego znajduje się strefa Koszalin–Chojnice (Podhalańska, Modliński, 2006; Poprawa, 2006b, zob. też

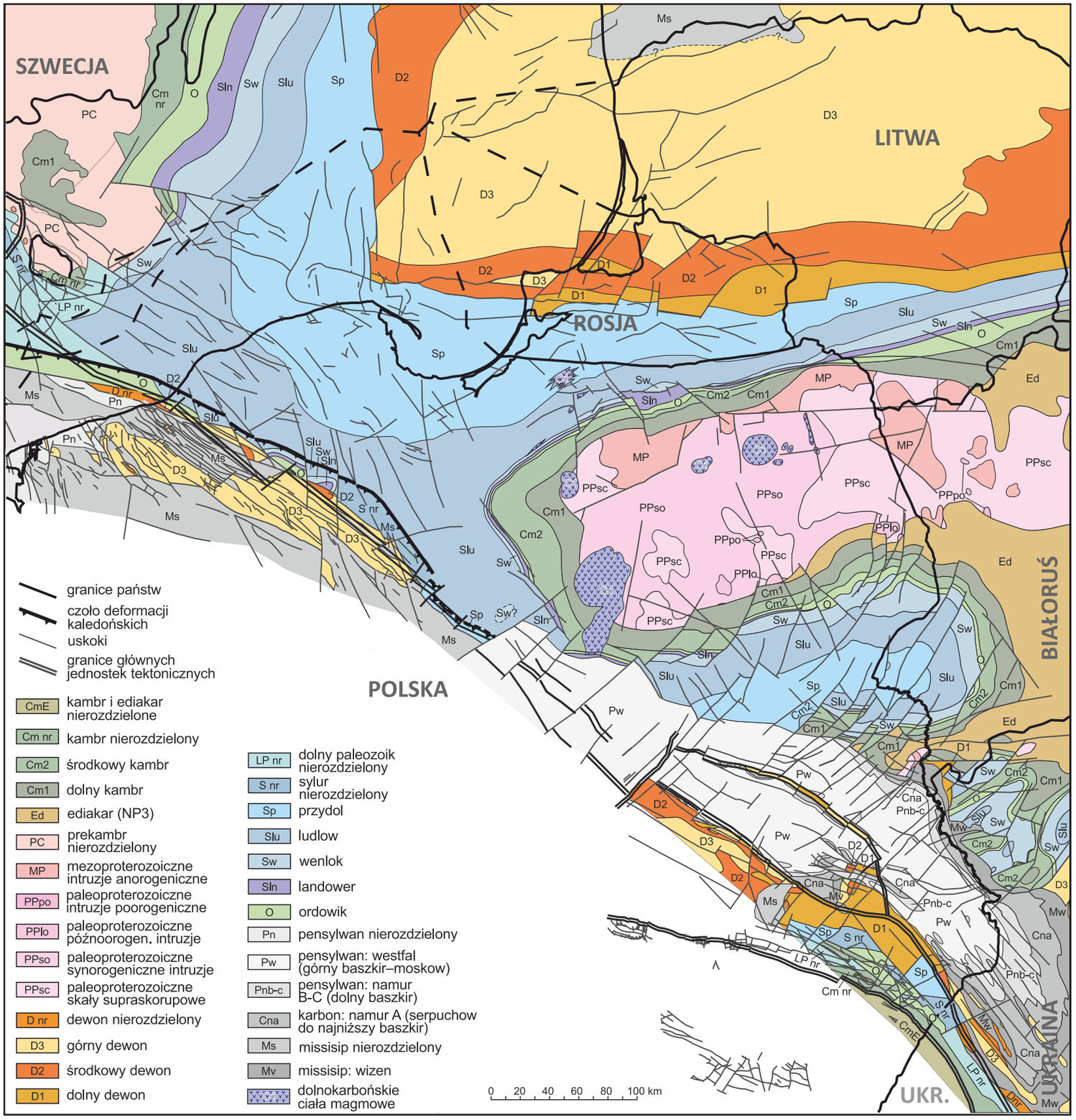


FIG. 4B. Mapa geologiczna odkryta bez permu, mezozoiku i kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawy, 2019, i odniesienia tamże, w szczególności do: Pożaryski, Dembowski, 1983). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

podrozdział 5.1.3.), natomiast na zachód od basenu lubelsko-podlaskiego położona jest strefa Biłgoraj–Narol, w Ukrainie określana jako strefa Rawy Ruskiej (Modliński, Szymański, 2005; Drygant i in., 2006; Poprawa, 2019). Strefa Biłgoraj-Narol przechodzi ku NW w strefę (wyniesienie) radomsko-kraśnicką, a wspólnie stanowią one północno-wschodnie przedłużenie bloku łysogórskiego. Dalej na zachód znajduje się blok małopolski, również posiadający dolnopaleozoiczną pokrywę osadową (np. Buła, 2000; Buła, Habryn, 2008; zob. też podrozdział 5.1.2).

Zachodnia część kratonu wschodnioeuropejskiego jest częściowo przykryta osadami dewońsko-karbońskimi (fig. 5), których występowanie obecnie ograniczone jest do regionu lubelskiego i strefy radomsko-kraśnickiej (basen lubelsko-lwowski), strefy Koszalin–Chojnice, a także strefy mazowieckiej, gdzie jednak występuje wyłącznie górny karbon (np. Żelichowski, 1972; Matyja, 2006; Narkiewicz, 2007). Dodatkowo w polskiej, szelfowej strefie basenu bałtyckiego osady dewońskie zachowane są na niewielkim obszarze w jego północno-wschodniej, szelfowej części (fig. 4B). Pierwotnie pokrywa dewońsko-karbońskich osadów na kratonie obejmowała prawie cały jego obszar w dzisiejszych granicach Polski, jednak kilka faz wypiętrzania i denudacji doprowadziło do ich usunięcia z nieomal całego polskiego sektora basenu bałtyckiego, z wyniesienia mazurskiego, obniżenia podlaskiego oraz strefy Biłgoraj–Narol (fig. 5).

Rozwój basenów dewońsko-karbońskich na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego zakończył się pod koniec karbonu intensywnymi, kompresyjnymi deformacjami tektonicznymi, wypiętrzaniem i erozją, związanymi z orogenezą waryscyjską. Dewońsko-karbońskie procesy basenotwórcze, a następnie deformacje i erozja, zostawiły swój czytelny ślad przede wszystkim w regionie lubelskim, w odniesieniu do którego są omó-

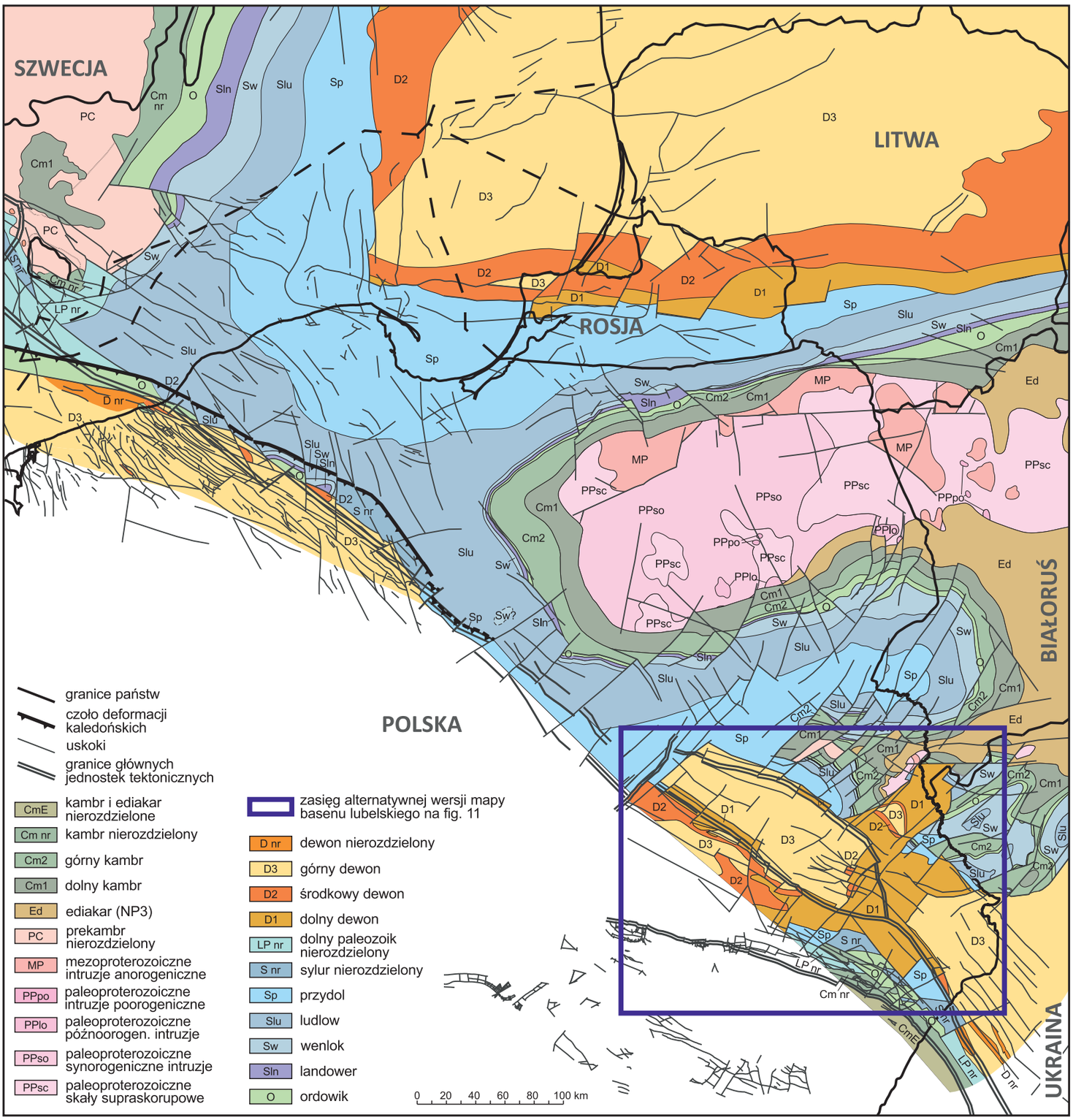


FIG. 4C. Mapa geologiczna odkryta bez karbonu, permu, mezozoiku i kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawa, 2019 i odniesienia tamże). Alternatywny model budowy obszaru lubelskiego przedstawiono na fig. 11. OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

wione odpowiednio w tomie 1. („Stratygrafia") „Budowy geologicznej Polski" oraz w rozdziale 5.1.4.2.

Specyfiką basenów osadowych na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest częściowe współwystępowanie z ich rozwojem wewnątrzpłytowych procesów magmowych (fig. 5, 6). W początkowej fazie rozwoju ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego, tj. ok. 580–547 mln lat temu, doszło do intensywnych wylewów law pikrytowych, subalkalicznych bazaltów, powstawania andezytów oraz depozycji tufów. Ten typ aktywności magmowej kontynuował się również w północnej części basenu wołyńsko-podolsko-mołdawskiego, prowadząc do utworzenia się rozległej wołyńskiej prowincji magmowej (fig. 6), klasyfikowanej jako wielka prowincja magmowa (ang. *Large Igneous Province* – LIP) (Ryka, 1984; Nosova i in., 2008; Shumlyanskyy i in., 2016; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Skały magmowe prowincji wołyńskiej są szerzej omówione w podrozdziale 4.1.

Kolejna faza aktywności magmowej w polskiej, rosyjskiej i litewskiej częściach kratonu wschodnioeuropejskiego miała miejsce we wczesnym karbonie. Obejmowała ona obszar sięgający od regionu lubelskiego, przez obniżenie podlaskie i wyniesienie mazurskie, po centralną część basenu bałtyckiego, na którym aktywność ta utworzyła lubelsko-bałtycką dolnokarbońską alkaiczną prowincję magmową (fig. 6; Poprawa, 2019; Poprawa i in., 2024). Na większości tego obszaru powierzchniowe produkty aktywności magmowej zostały usunięte przez powaryscyjską erozję. Jedynym jej zapisem pozostają intruzje, w większości dolerytowe, o charakterze silli, a wyjątkiem jest region lubelski, gdzie zachowane są pokrywy bazaltowe i tufity tego wieku (fig. 5; Żelichowski, 1983, 1987; Porzycki, 1988; Grocholski, Ryka, 1995; Pańczyk, Nawrocki, 2015). Skały magmowe tej prowincji pozostają pogrzebane pod młodszym nadkładem, głównie mezozoicznym i/lub karbońsko-permskim. Lepiej zbadane są one jedynie na wyniesieniu mazurskim, tj. rejonie ich stosunkowo płytkiego zalegania (Krzemińska, Krzemiński, 2012; Demaiffe i in., 2013; Wiszniewska i in., 2020; Krzemińska i in.,

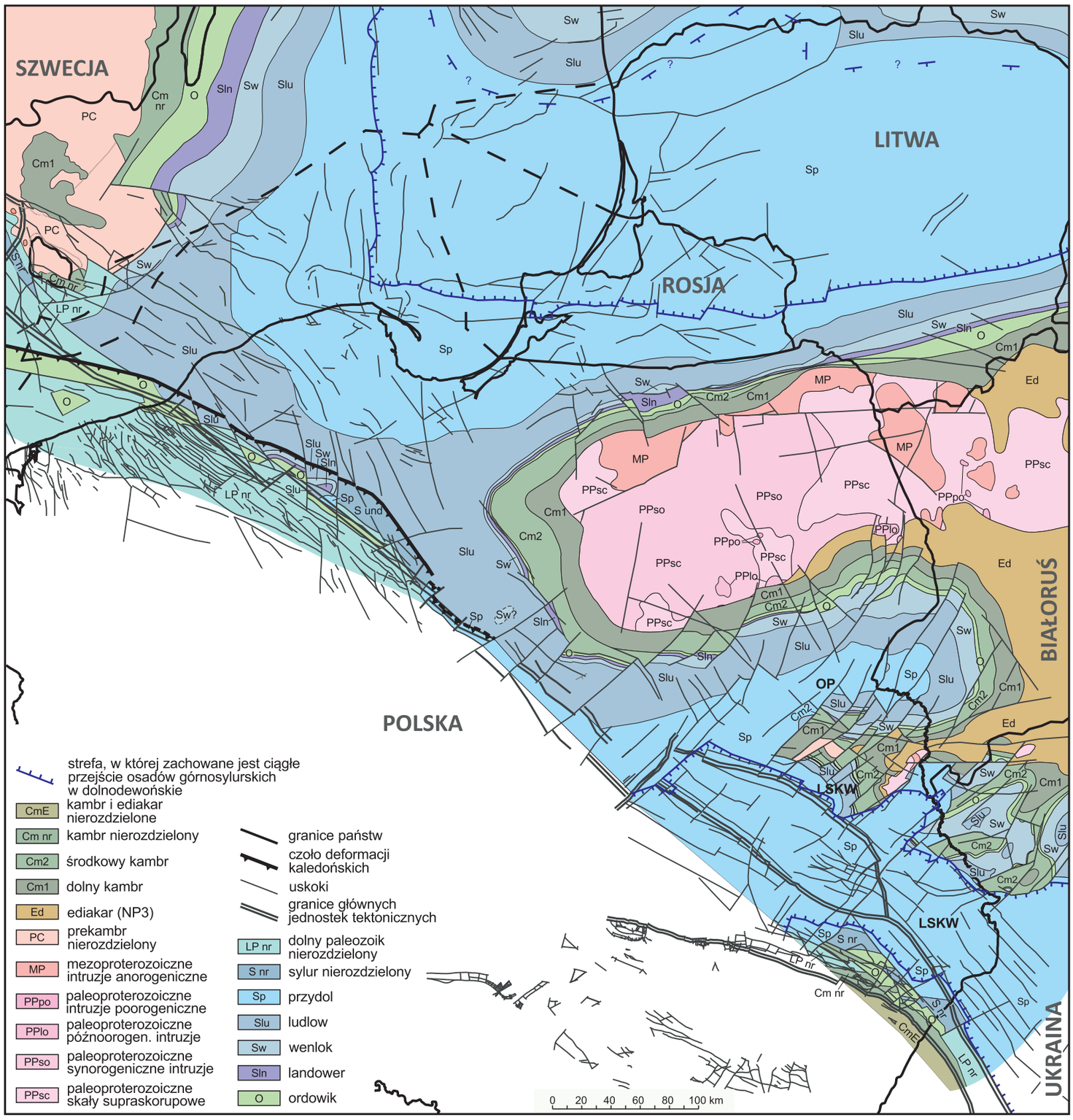


FIG. 4D. Mapa geologiczna odkryta bez górnego paleozoiku, mezozoiku oraz kenozoiku polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarów przyległych (wg Poprawy, 2019 i odniesienia tamże). OP – obniżenie podlaskie; LSKW – lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego

2025). Na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego incydentalnie pojawiają się również intruzje skał magmowych najwyższego karbonu-dolnego permu (otwór Mielnik IG 1; Krzemińska i in., 2021), szeroko rozprzestrzenione dalej na zachód, w centralnej Europie (fig. 6)

4.3.3. Jednostki tektoniczne basenu bałtyckiego

Basen bałtycki jest największym basenem osadowym na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Z jednej strony jest on związany z zachodnią krawędzią kratonu, z drugiej zaś przez większą część czasu jego trwania wyróżniało się w nim również wyraźne depocentrum o osi NE–SW (fig. 1). Obecność tego depocentrum powoduje, że omawianą regionalną jednostkę tektoniczną można alternatywnie traktować jako osobny basen osadowy bądź też jako subbasen w obrębie basenu bałtycko-dniestrzańskiego (zob. Poprawa, 2019). Dzisiejszy zasięg paleozoicznych osadów basenu bałtyckiego ma charakter erozyjny, z wyjątkiem jego południowo-zachodniej, tektonicznej granicy, która stanowi czołowe nasunięcie kaledońskie (fig. 4B–D, 7; Poprawa, 2006b, 2019; Mazur i in., 2016, 2018; zob. też podrozdział 5.1.3). W zapisie grawimetrycznym i magnetycznym jako zachodnią krawędź kratonu przyjmuje się linię Teisseyre'a-Tornquista, (fig. 1, 7; np. Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999; zob. też podrozdział 4.2). Od północy basen bałtycki graniczy z tarczą fennoskandzką (bałtycką), zaś od południowego wschodu ogranicza go wyniesienie mazurskie. Ku południowi, w strefie na zachód od wyniesienia mazurskiego, dolnopaleozoiczny basen bałtycki przechodzi płynnie w strefę płocko-warszawską (fig. 7). Strefa ta dalej w kierunku południowo-wschodnim przechodzi, z kolei w obniżenie podlaskie, stanowiące część ediakarsko-dolnopaleozoicznego basenu lubelsko-podlaskiego (fig. 1; Poprawa, Pacześna, 2002). W granicach

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

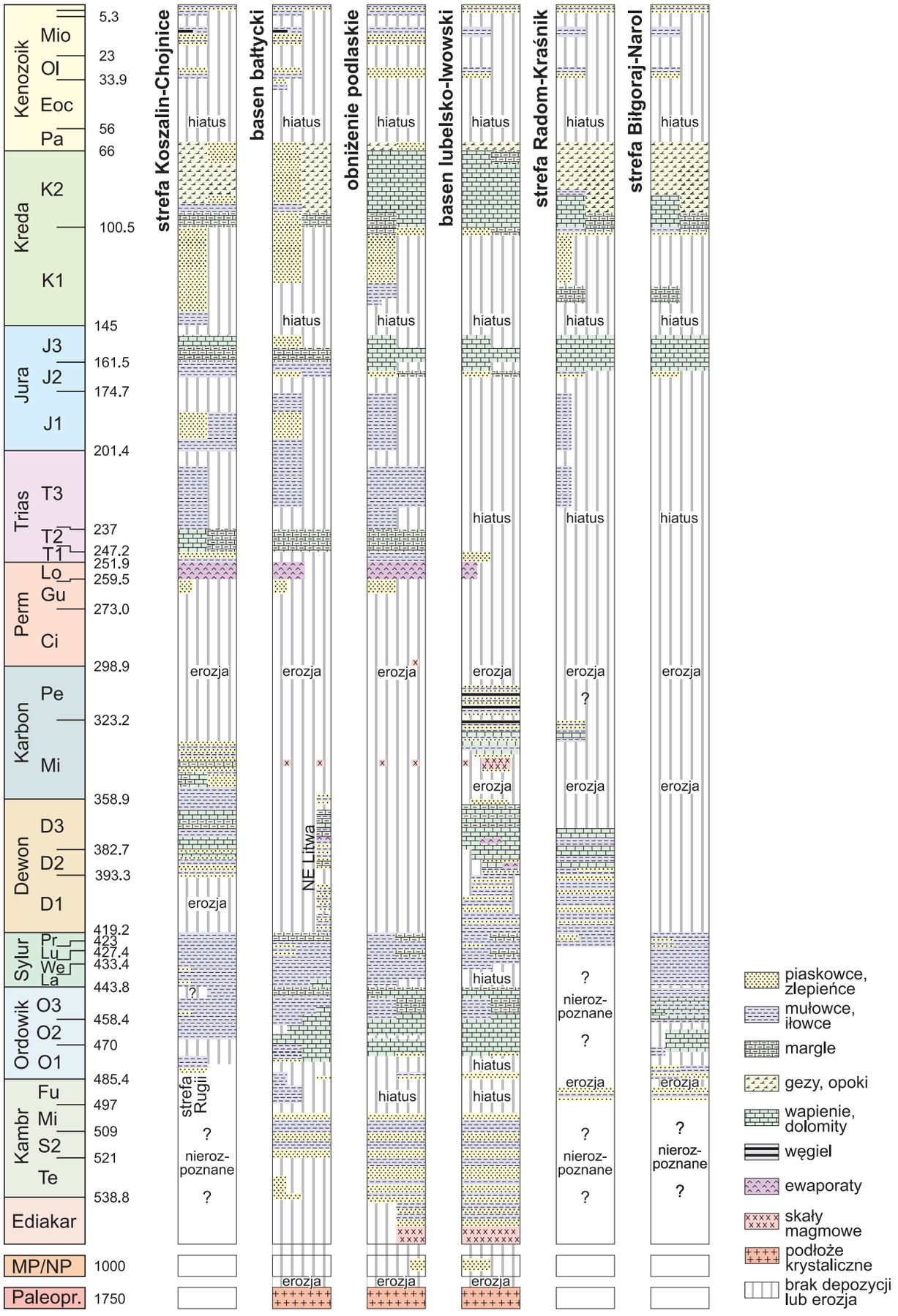


FIG. 5. Uproszczone profile litostratygraficzne basenów osadowych rozwiniętych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego oraz w strefach przyległych (wg Poprawy, 2019, zmodyfikowano). Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski. Strefa Radom-Kraśnik jest tu rozumiana jako, pierwotnie, zachodnia cześć basenu lubelsko-lwowskiego

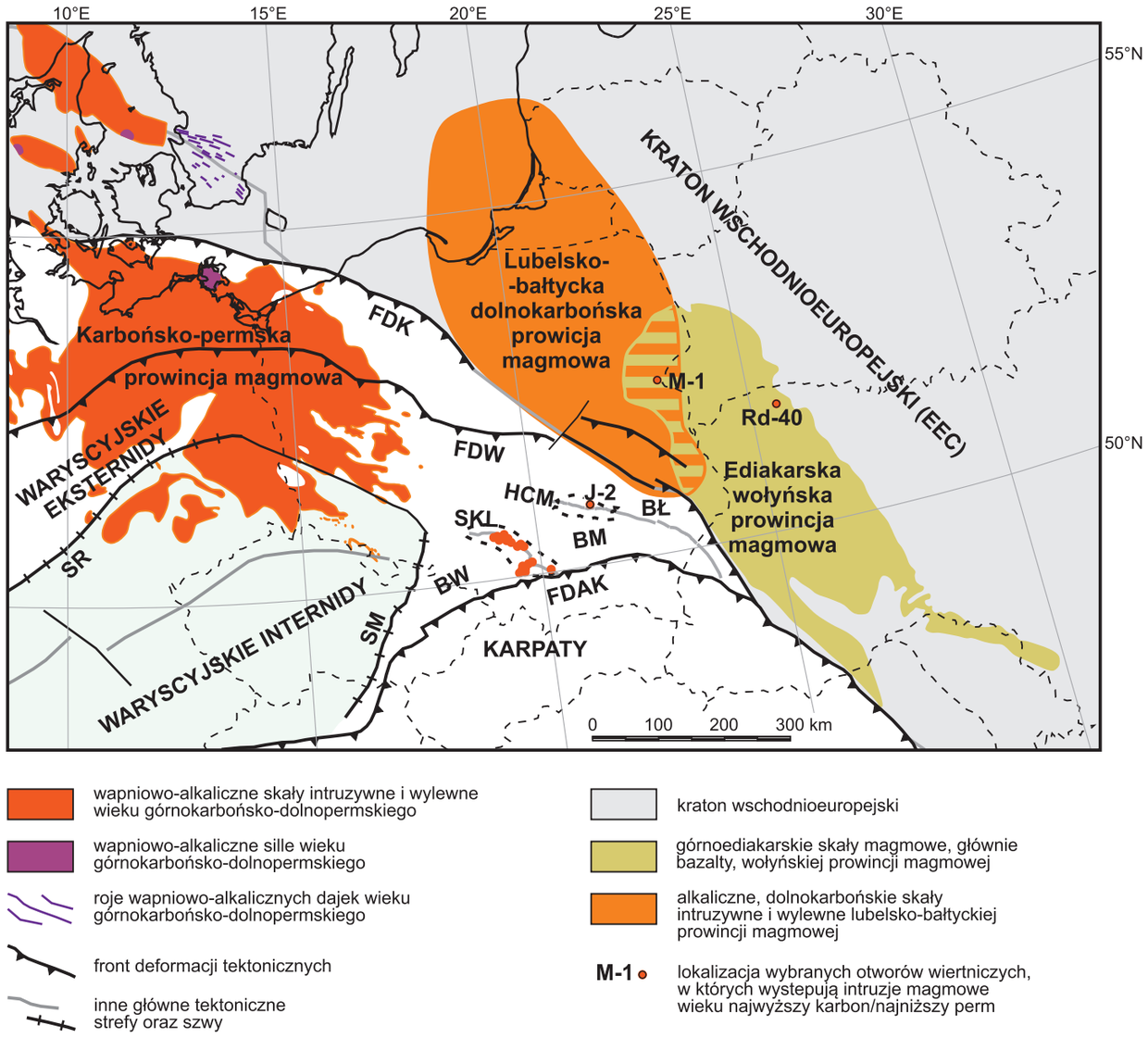


FIG. 6. Główne neoproterozoiczno-paleozoiczne prowincje magmowe środkowo-wschodniej Europy (Krzemińska i in., 2021; Poprawa i in., 2024). Zasięg dolnokarbońskiej, alkalicznej, lubelsko-bałtyckiej prowincji magmowej wg Poprawy (2019); Poprawy i in. (2024). Ediakarska, wołyńska prowincja magmowa wg Kuzmenkova i in. (2010); Poprawy i in. (2020); Krzemińskiej i in. (2022). Późnokarbońsko-wczesnopermski magmatyzm centralnej i północno-zachodniej Europy wg Heermansa i in. (2004); Neumana i in. (2004); Maliszewskiej i in. (2016). Intruzje powyższego wieku w otworach wiertniczych, położonych na kratonie wschodnioeuropejskim oraz w Górach Świętokrzyskich wg Krzemińskiej i in. (2021). M-1 – Mielnik IG 1; J-2 – Janowice 2; HCM – Góry Świętokrzyskie; SKL – strefa uskokowa Kraków–Lubliniec; SM – szew morawski; SR – szew oceanu Rei; FDW – front deformacji waryscyjskich; FDK – front deformacji kaledońskich; FDAK – front deformacji alpejsko-karpackich; BŁ – blok łysogórski; BM – blok małopolski; BW – blok Brunowistulikum

Polski znajdują się części południowa i południowo-zachodnia basenu bałtyckiego.

Profile osadowe górnego ediakaru i/lub dolnego paleozoiku w obrębie całego bałtycko-dniestrzańskiego systemu basenów, tj. na całym południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, wykazują wyraźne podobieństwa. W szczególności bliskie podobieństwa w wykształceniu profilu litostratygraficznego obserwować można między basenem bałtyckim i basenem lubelsko-podlaskim (fig. 5). Podobne profile litostratygraficzne są wykształcone także na skandynawskim skłonie kratonu, gdzie jednak osady dolnego paleozoiku są słabiej zachowane, a profile są często niepełne z uwagi na późniejsze, intensywne ruchy tektoniczne oraz erozję (np. Vejbæk i in., 1994; Nielsen, Schovsbo, 2010).

W basenie bałtyckim na fennoskandzkim podłożu krystalicznym zalegają kontynentalne, a następnie płytkomorskie osady klastyczne najwyższego ediakaru–kambru, po czym ordowickie piaskowce i łupki, przechodzące w górę profilu w organodetrytyczne wapienie, a następnie łupki i margle (fig. 5, 8; Areń, Lendzion, 1978; Modliński, 1982; Jaworowski, 1997; Levendal i in., 2019). Profil syluru rozpoczynają iłowce bitumiczne, wyżej przechodzące w monotonny kompleks iłowców i mułowców, po części marglistych, a także margli (Modliński i in., 2006; Porębski, Podhalańska, 2019; Poprawa, 2020). W zachodniej i południowej części basenu bałtyckiego osady dewonu i dolnego karbonu zostały zerodowane. Natomiast zachowane są w centralnej i północno-wschodniej części basenu (fig. 4B, C), w facjach silikoklastyczno-ewaporatowych z wkładkami otwartomorskich węglanów (fig. 5; Paškievičius, 1997; Jacyna i in., 1997; Matyja, 2006).

Basen bałtycki jest stosunkowo dobrze zachowany, jak na basen dolnopaleozoiczny, a jednocześnie dość jednorodny strukturalnie i facjalnie. Obecną strukturę basenu bałtyckiego ukształtowało kilka czynników, takich jak ogólna tendencja do wzrostu miąższości osadów ku krawędzi kratonu, nakładanie się na siebie brzeżnego depocentrum (NW–SE) i depocentrum pery-bałtyckiego (NE–SW), selektywne podepozycyjne wypiętrzanie i erozja, a także powstanie rozległego systemu uskoków. Podział basenu bałtyckiego na podrzędne jednostki tektoniczne opiera się głównie na efektach działania tych czynników.

Z uwagi na oboczną zmienność stopnia sejsmicznego rozpoznania budowy basenu (fig. 3) system uskokowy części lądowej basenu bałtyckiego jest w Polsce słabiej rozpoznany niż w jego części szelfowej, a także słabiej niż w części rosyjskiej i w zachodniej Litwie (fig. 3, 7). Dla basenu bałtyckiego brak jest dotąd formalnego podziału na jednostki tektoniczne. Podział basenu proponowany tutaj odnosi się głównie do gradientu obocznych zmian głębokości występowania podłoża krystalicznego, który w pewnym stopniu jest też zbieżny z facjalną strefowością w obrębie osadowego wypełnienia basenu. Zachodni rejon lądowej części basenu wydzielono tu jako zachodni skłon brzeżny lub też, alternatywnie, strefę Słupsk-Kościerzyna (fig. 7). Jest to strefa zwiększonego nachy-

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

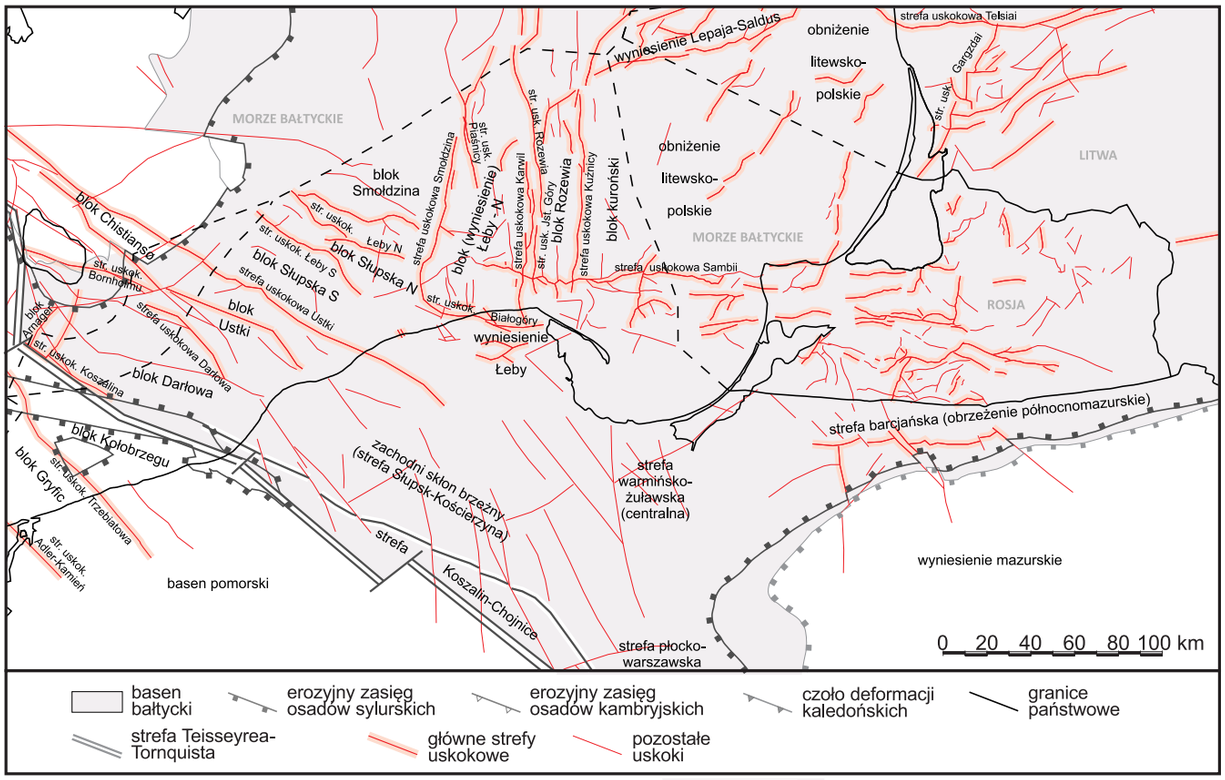


FIG. 7. Szkic tektoniczny basenu bałtyckiego (wg Pokorskiego, 2010; Domżalskiego i in., 2004; Poprawy, 2019, uzupełniono i zmodyfikowano). Nazwy stref w obrębie lądowej części basenu bałtyckiego w Polsce są nieformalne, z wyjątkiem wyniesienia Łeby

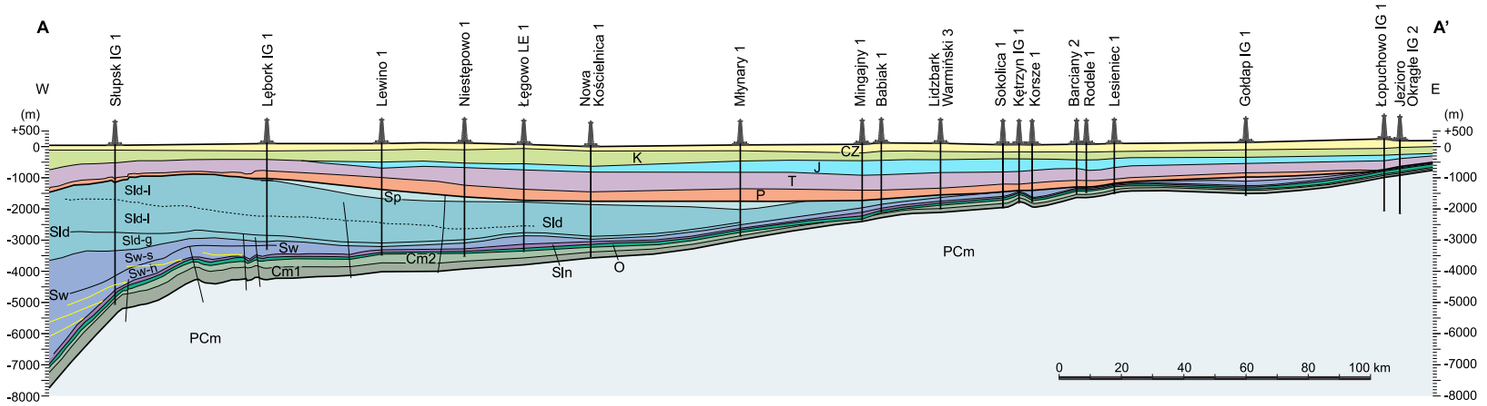


FIG. 8. Przekrój geologiczny W–E przez polską część basenu bałtyckiego (wg Poprawy, 2019; lokalizacja na fig. 2). Zachodnia część oparta na przekroju sejsmicznym przedstawionym przez Krzywca i in. (2014); Mazura i in. (2016); Tari i in. (2016). Przewyższenie pionowe x10

CZ kenozoik
K kreda
J jura
T trias
P perm
Sp sylur przydol
Sld sylur ludlow
Sld-l sylur ludlow – ludford
Sld-g sylur ludlow – gorst
Sw sylur wenlok
Sw-h sylur wenlok – homer
Sw-s sylur wenlok – sheinwood
Sl sylur landower
O ordowik
Cm2 środkowy kambr
Cm1 dolny kambr (z najwyższym ediakarem)
PCm prekambryjskie podłoże krystaliczne
kontakty sedymentacyjne typu onlap
śródsylurski poziom korelacyjny (og. z Redy)
uskoki
główne niezgodności

lenia ku SW dna basenu oraz – w związku z tym – intensywnego wzrostu ku SW miąższości osadów syluru wypełniających basen (fig. 8), a także obecności w osadach górnego ordowiku oraz syluru facji mułowcowych, niekiedy z wkładkami piaskowców. Na NW od Trójmiasta znajduje się wyniesienie Łeby (fig. 7), gdzie głębokość zalegania podłoża krystalicznego jest stosunkowo niska i obocznie mało zmienna, a w osadach górnoordowickich i dolnosylurskich znaczny udział mają iłowce z wysoką zawartością substancji organicznej (Poprawa, 2020). Dalej na południowy wschód występuje strefa warmińsko-żuławska (fig. 7), o niskim obocznym gradiencie zmian głębokości podłoża (fig. 8), przy jednoczesnej dominacji osadów mułowcowych w profilu łupków górnego ordowiku i dolnego syluru. Strefa położona pomiędzy wyniesieniem mazurskim a obwodem królewieckim wydzielona zastała jako strefa barcjańska (od znajdującej się w jej części centralnej wczesnośredniowiecznej krainy Barcji), bądź też jako obniżenie północnomazurskie.

W pozostałej części basenu bałtyckiego, głównie szelfowej, wydzielone podrzędne jednostki strukturalne to bloki tektoniczne ograniczone strefami uskokowymi (fig. 7). W tych lepiej sejsmicznie rozpoznanych częściach basenu występuje dobrze udokumentowana gęsta sieć stref uskokowych o wzajemnie podobnym charakterze, zatem przypuszczalnie o wspólnej genezie. Strefy uskokowe cechują się zazwyczaj znaczną rozciągłością i stosunkowo niewielkimi zrzutami. Najczęściej są to uskoki odwrócone, w niektórych przypadkach również ze składową przesuwczą (np. Poprawa i in., 2006a). Basen ten można podzielić na kilka indywidualnych stref, w obrębie których strefy uskokowe są wzajemnie równoległe, natomiast kierunki ich rozciągłości różnią się między strefami. W obszarach, gdzie perm leży bezpośrednio na sylurze, wiek tych uskoków angażujących sylur, a najczęściej nie przecinających permo-mezozoiku, jest trudny do ustalenia. Natomiast w centralnej części basenu bałtyckiego, gdzie występuje ciągłe przejście syluru w dewon, dane sejsmiczne pozwoliły precyzyjnie oznaczyć wiek uskoków jako lochkow, co oznacza, że reprezentują one późnokaledońską fazę kompresyjną, lokalnie z transpresyjną reaktywacją późnowaryscyjską (Poprawa i in., 2006a).

W zachodniej części polskiego szelfu występuje szereg stref uskokowych o rozciągłości NW–SE (fig. 7), tj. najogólniej równoległych

do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego oraz do dominujących kierunków głównych struktur tektonicznych w obrębie strefy szwu transeuropejskiego. W tym rejonie wydzielono (od wschodu na zachód) blok Smołdzina i strefę uskokową Łeby N, blok Słupska S i strefę uskokową Łeby S, blok Słupska N i strefę uskokową Ustki, blok Ustki przechodzący ku NW w blok Christiansø i strefę uskokową Darłowa przechodzącą w strefę Bornholmu, a także blok Darłowa zamknięty od zachodu strefą uskokową Koszalina (fig. 7). Analogiczne kierunki dominujących uskoków (NW–SE) obserwuje się w duńskim i szwedzkim sektorach szelfu bałtyckiego oraz w południowej Skanii. Należy przypuszczać, że występują one również w częściach zachodniej i południowej polskiego lądowego sektora basenu.

W centralnej i wschodniej części polskiego szelfu i przyległej części szelfu szwedzkiego oraz w centralnej i północnej części szelfu rosyjskiego, miejscami także w zachodniej części Litwy, występuje domena tektoniczna ze strefami uskokowymi o rozciągłości od N–S do NNE–SSW. Występują tu kolejno od wschodu ku zachodowi blok kuroński, ograniczony strefą uskokową Kuźnicy, blok Rozewia oraz strefy uskokowe Jastrzębiej Góry, Rozewia i Karwi, a następnie północny blok Łeby, którego zachodnim ograniczeniem są strefy uskokowe Smołdzina i Piaśnicy (Domżalski i in., 2004; fig. 7).

Dalej na południe, w południowo-wschodniej części polskiego szelfu, południowej części szelfu rosyjskiego oraz w obwodzie królewieckim dominują odmiennie skierowane strefy uskokowe i związane z nimi antykliny, cechujące się rozciągłością głównie w kierunku E–W. W tym obszarze wyróżnia się zwłaszcza równoleżnikowa strefa uskokowa Sambii. Do tego systemu uskoków należy również strefa uskokowa Białogóry (fig. 7). Natomiast na północnym zachodzie Litwy, zachodzie Łotwy oraz na przyległej do nich od północnego zachodu części szelfu bałtyckiego dominują strefy uskokowe o kierunkach WSW–ENE. Strefy te rozciągają się niekiedy na kilkaset kilometrów i tworzą sieć uskokową o dużym zagęszczeniu. W strefie tej wyróżnia się wyniesienie Lepaja–Saldus, w części lądowej od południa ograniczone strefą uskokową Telsiai (fig. 7). Wyniesienie to jest najważniejszym elementem strukturalnym wewnątrz basenu bałtyckiego, oddzielającym położone na północy obniżenie Lepaja, następnie monoklinę łotewsko-estońską i skłon tarczy bałtyckiej od położonego na południu obniżenia polsko-litewskiego.

Cechą charakterystyczną basenu bałtyckiego jest jego asymetria powodowana zmiennością miąższości osadów sylurskich, w mniejszym stopniu również osadów kambru. Miąższości te ogólnie wzrastają ku zachodowi i południowemu zachodowi, tj. ku krawędzi basenu, nadając jego zachodniej części geometrię fleksury (fig. 8). Na obszarze Polski kompleks dolnopaleozoiczny jest erozyjnie ścięty, a jego strop wyznacza regionalna powierzchnia niezgodności, na której zalegają osady wschodniej części permsko-mezozoicznego basenu polskiego, a także osady kenozoiczne (fig. 4, 8).

4.3.4. Jednostki tektoniczne basenów lubelsko-podlaskiego i lubelsko-lwowskiego

Skłon kratonu wschodnioeuropejskiego na południe od wyniesienia mazurskiego jest obszarem niemal ciągłej sedymentacji, począwszy od późnego ediakaru do późnego karbonu. Niemniej, z uwagi na zmianę planu strukturalnego i rozkładu głównych depocentrów pomiędzy ediakarem i dolnym paleozoikiem a dewonem i karbonem w odniesieniu do powyżej wzmiankowanych kompleksów stosuje się tradycyjnie odmienne nazwy basenów.

W odniesieniu do osadowej pokrywy ediakarsko-dolnopaleozoicznej stosowane jest określenie basen lubelsko-podlaski (fig. 1), w obrębie którego wydzielić można obniżenie podlaskie w części północnej, a także lubelski skłon kratonu wschodnioeuropejskiego w części południowej (fig. 4D; np. Areń, 1978). Różnią się one pod względem stylu strukturalnego, co w dużym stopniu jest efektem podepozycyjnych deformacji tektonicznych, głównie wczesnokarbońskich oraz późnokarbońskich. Obniżenie podlaskie stanowi regionalną, łagodną fleksurę związaną ze wzrostem miąższości osadów ku zachodowi, pozbawioną znaczących deformacji tektonicznych (fig. 9). Natomiast lubelski skłon kratonu to obszar intensywnego zaangażowania tektonicznego kompleksu ediakarsko-dolnopaleozoicznego, co wyraźnie odzwierciedla się w ujęciu kartograficznym (fig. 4B–D, 10, 11).

Granice północna i wschodnia basenu lubelsko-podlaskiego mają charakter erozyjny (fig. 4D). Granica zachodnia basenu jest słabo zdefiniowana z uwagi na pogrzebanie nadkładem dewońsko-karbońskim o dużej miąższości. Nie dotyczy to jednak obniżenia podlaskiego, którego zachodnią granicę można w przybliżeniu utożsamiać z grawimetrycznie i magnetycznie definiowaną krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego. Południowo-wschodnia granica basenu ma charakter umowny. Kompleks osadów ediakarsko-dolnopaleozoicznych kontynuuje się w tym kierunku, tj. na Ukrainę, aczkolwiek pogrzebanie pod nadkładem dewońsko-karbońskim także tutaj utrudnia rozpoznanie głębszej budowy geologicznej. Istnieje też wspomniana wcześniej alternatywna możliwość traktowania ediakarsko-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego od Morza Czarnego do Morza Północnego jako osadów powstałych w jednym basenie osadowym (basen bałtycko-dniestrzański; Poprawa, 2020).

W odniesieniu do dewońsko-karbońskiej pokrywy osadowej tradycyjnie stosowano określenie basen lubelski (np. Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015), bądź też rów lub obszar lubelsko-radomski (np. Żelichowski, 1987; Miłaczewski, 1981a; Narkiewicz i in., 1998). Obszar ten określany jest również niekiedy jako rów mazowiecko-lubelski (Żelaźniewicz i in., 2011), choć raczej w odniesieniu do basenu karbońskiego. W kierunku południowo-wschodnim podobny styl budowy piętra dewońsko-karbońskiego kontynuuje się w rejon Lwowa, a ponieważ osady dewonu i karbonu deponowane były we wspólnym basenie, zasadne wydaje się stosowanie zbiorczego określenia „basen lubelsko-lwowski" (np. Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Na omawianym tu obszarze obecny zasięg osadów dewońsko-karbońskich jest ograniczony erozyjnie, zaś basen lubelsko-lwowski pierwotnie obejmował większy obszar.

Na obszarze lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego występuje prawie kompletna sekwencja paleozoiku, przy czym stan jej zachowania różni się znacząco w poszczególnych częściach obszaru (fig. 5, 11). Najpełniejszy profil litologiczny obserwowany jest w obrębie synklinorium lubelskiego. Na wyniesieniu Hrubieszowa całkowicie lub częściowo usunięte zostały utwory od prekambru po dewon. W obrębie jednostki radomsko-kraśnickiej, poza izolowanymi płatami nie zachowały się utwory karbonu, zaś utwory dewonu uległy częściowej erozji (fig. 11).

Geometria paleozoicznej pokrywy osadowej obszaru została w największym stopniu ukształtowana przez dwie waryscyjskie fazy tektoniczne, wczesnokarbońską oraz późnokarbońską, tradycyjnie określane jako fazy odpowiednio: bretońska i asturyjska. W ich trakcie poszczególne elementy pokrywy osadowej zostały w różnym stopniu zaangażowane tektonicznie (Jarosiński, 2004;

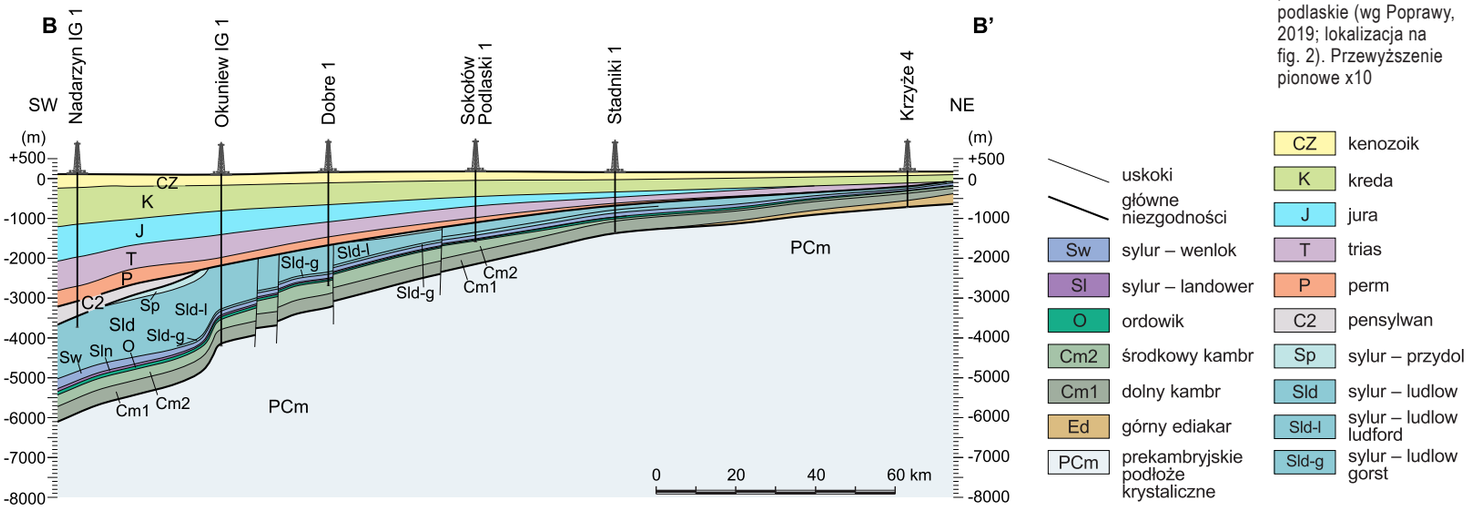


FIG. 9. Przekrój geologiczny SW–NE przez obniżenie podlaskie (wg Poprawy, 2019; lokalizacja na fig. 2). Przewyższenie pionowe x10

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

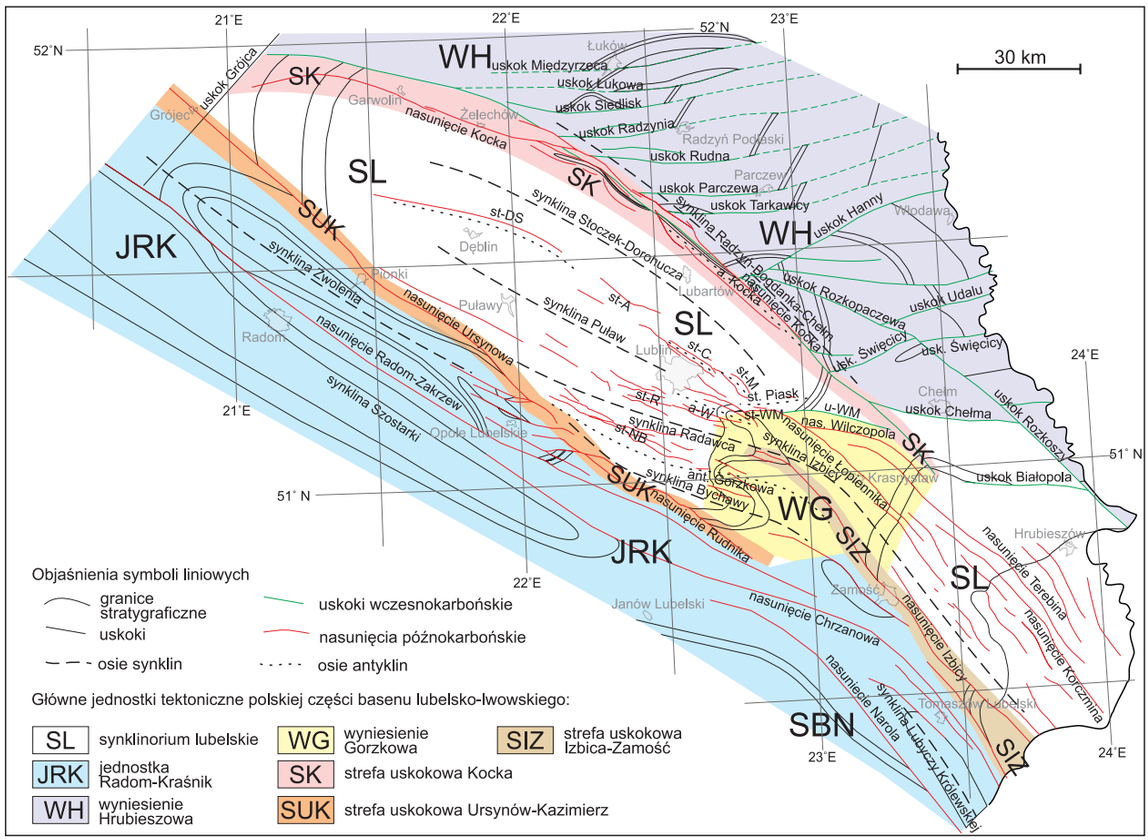


FIG. 10. Szkic tektoniczny regionu lubelskiego (wg Poprawy, Tomaszczyka, 2024, w centralnej i SE części wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Użyte skróty: SBN – strefa Biłgoraj-Narol; a-W – antyklina Wilczopola; u-WM – uskok Wilczopole-Marynin; st-WM – struktura Wilczopole-Marynin; st-A – struktura Abramowa; st-C – struktura Ciecierzyna; st-DS – struktura Dęblin-Stężyca; st-M – struktura Mełgwii; st-NB – struktura Niedrzwica-Bełżyce; st-R – struktura Radawca

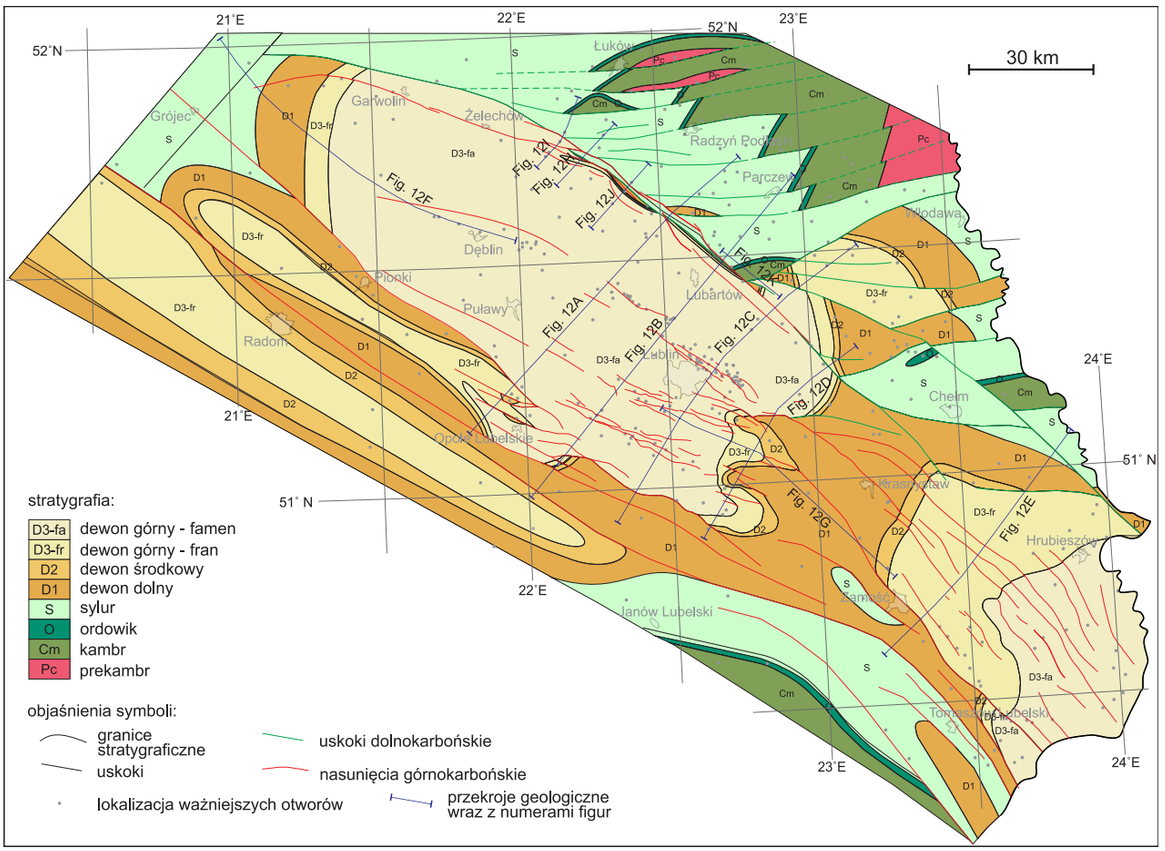


FIG. 11. Mapa geologiczna regionu lubelskiego odkryta po dewon (bez karbonu, permu, mezozoiku i kenozoiku), oparta na danych otworowych i sejsmicznych (wg Poprawy, Tomaszczyka, 2024, w centralnej i południowo-wschodniej części wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Porównaj z fig. 4C

Narkiewicz i in., 2007a; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Krzywiec i in., 2017b).

W obrębie polskiej części basenu lubelsko-lwowskiego można wyróżnić trzy jednostki niższego rzędu o rozciągłości zgodnej z wydłużeniem basenu. Są to, począwszy od SW: jednostka radomsko-kraśnicka, synklinorium lubelskie oraz wyniesienie Hrubieszowa (fig. 10, 11).

Jednostka Radom–Kraśnik (JRK), określana jest również jako radomsko-kraśnicki pas fałdowo-nasuwczy (Krzywiec, 2017b), podniesienie radomsko-kraśnickie (Żelichowski, 1972, 1983, 1984), elewacja radomsko–kraśnicka (Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015) bądź też jako zrąb radomsko-kraśnicki (Konon, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Południowo-wschodnie przedłużenie tej jednostki stanowi strefa Biłgoraj–Narol, charakteryzująca się brakiem osadów górnopaleozoicznych, usuniętych przez erozję. W trakcie sedymentacji dewońsko-karbońskiej jednostka ta była częścią basenu sedymentacyjnego obejmującego swym zasięgiem kraton wschodnioeuropejski.

Dalej w kierunku wschodnim i północno-wschodnim, tj. w osiowej części basenu, znajduje się element strukturalny określany jako rów mazowiecko-lubelski (Żelichowski, 1972, 1983; Pożaryski, Tomczyk, 1993), rów lubelski (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007a) lub jako synklinorium lubelskie (fig. 10; Helcel-Weil, Dzięgielowski, 2003; Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Helcel-Weil i in., 2007; Tomaszczyk, 2015). Natomiast północno-wschodnią część basenu stanowi wyniesiony element platformy wschodnioeuropejskiej (Żelichowski, 1972), obecnie nazywany elewacją bądź wyniesieniem Hrubieszowa (fig. 10; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015).

Granice poszczególnych elementów strukturalnych basenu lubelsko-lwowskiego są dobrze czytelne w podkarbońskim planie strukturalnym (fig. 10, 11). Jednostkę radomsko-kraśnicką od synklinorium lubelskiego oddzielają strefy uskokowe Ursynów–Kazimierz oraz Izbica–Zamość, zaś granicę pomiędzy synklinorium lubelskim a wyniesieniem Hrubieszowa stanowi strefa uskokowa Kocka (Żelichowski, 1972; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Synklinorium lubelskie (SL) zajmuje osiową część polskiego sektora basenu lubelsko-lwowskiego, położoną przy krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Synklinorium stanowi szerokopromienną synklinę, której geometria jest dobrze widoczna zwłaszcza w utworach dewonu i karbonu (fig. 4B, C; 11; 12A–D). Podłoże krystaliczne znajduje się tu nawet 5–6 km niżej niż na wyniesieniu Hrubieszowa (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), na którym najczęściej występuje ono na głębokościach od kilkuset metrów na wschodzie do ponad 3000 m na zachodzie. Na stropie podłoża krystalicznego, zapadającego równomiernie w kierunku południowo-zachodnim, leży kompleks, w porównaniu do wyniesienia Hrubieszowa, o dużej miąższości skał ediakaru i dolnego paleozoiku. Miąższość osadów kambru, syluru oraz dewonu dolnego generalnie rośnie w kierunku południowo-zachodnim. Skały te charakteryzują się mniejszym, w porównaniu z kompleksem strukturalnym dewońsko-karbońskim, zaangażowaniem tektonicznym. Brak jest tu znaczących deformacji i przemieszczeń pionowych związanych z późnokarbońską inwersją basenu. Ze względu na stan zachowania pokrywy dewońskiej oraz stopień deformacji późnokarbońskich, synklinorium można podzielić na trzy segmenty: zachodni, centralny oraz wschodni. Segment centralny i wschodni oddziela kolejny element strukturalny zwany wyniesieniem Gorzkowa, nienależący do synklinorium (fig. 10, 11, 12G).

Granice synklinorium lubelskiego są dobrze zdefiniowane przez strefy uskokowe oraz lateralny zasięg poszczególnych systemów lub oddziałów paleozoicznych. Jego północno-wschodnią granicę stanowi strefa uskokowa Kocka (SK) i związany z nią obecny zasięg występowania utworów dewonu górnego, z wyłączeniem zapadliska włodawskiego (fig. 10, 11). Południowo-zachodnia granica synklinorium odpowiada obecnemu zasięgowi utworów karbonu wzdłuż strefy uskokowej Ursynów–Kazimierz i jej kulisowego przedłużenia na południowy zachód od strefy uskokowej Izbica–Zamość (SIZ; fig. 4B, 10). Dobrze widoczna jest też różnica w stopniu zaangażowania tektonicznego oraz stopniu erozji pomiędzy jednostką Radom–Kraśnik(JRK) a synklinorium lubelskim. Północno-zachodnią granicę synklinorium wyznacza uskok Grójca. Synklinorium kontynuuje się dalej ku południowemu wschodowi na Ukrainę (fig. 10, 11).

Segment centralny synklinorium charakteryzuje się obecnością utworów górnego dewonu, zwłaszcza famenu, o miąższości, która w osiowej części synklinorium, w rejonie Lublina przekracza 2000 m (fig. 11, 12A–C). W przypadku osadów górnego dewonu miąższość ulega redukcji w kierunku skrzydeł synklinorium do pojedynczych setek metrów, co jest dobrze widoczne zwłaszcza w jego południowo-zachodnim skrzydle (fig. 11, 12A–C). Ten rozkład miąższości w obrębie synklinorium lubelskiego uznać można w dużej mierze za pierwotny. Znajduje to uzasadnienie w zapisie sejsmicznym, gdzie na granicy dewon/karbon pomimo luki stratygraficznej nie obserwuje się niezgodności kątowych, co świadczy o braku erozji, lub o jej niewielkich rozmiarach (fig. 12A–C). Południowo-zachodnia flanka centralnego segmentu synklinorium (synklina Bychawy) jest podniesiona i ostro ścięta przez nasunięcia związane ze strefą uskokową Ursynów–Kazimierz (SUK). Natomiast jego flanka północno-zachodnia, stanowiąca skrzydło synkliny Stoczek-Dorohucza, stanowi równocześnie stropowe skrzydło nasunięcia Kocka (fig. 12A–C).

W segmencie centralnym synklinorium, w obrębie utworów dewonu środkowego i górnego oraz karbonu, występują liczne deformacje niższego rzędu, tworzące równoległe do osi synklinorium elewowane struktury fałdowo-nasuwcze o charakterze generalnie antyklinalnym, związane z późnokarbońską fazą tektoniczną. Idąc od SW, są to struktury Niedrzwica–Bełżyce, Radawca oraz najdłuższy zespół struktur Dęblin–Stężyca–Abramów–Ciecierzyn–Mełgiew, zwany również wyniesieniem centralnym (fig. 10). Struktury te charakteryzują się skomplikowaną budową wewnętrzną, wynikającą z obecności dużej liczby uskoków odwróconych, nasunięć oraz związanych z nimi zafałdowań. Struktury te są oddzielone od siebie synklinami: Bychawy, Radawca, Puław oraz Stoczek–Dorohucza (fig. 10). Pomiędzy segmentem centralnym a segmentem zachodnim synklinorium brak jest ostrej granicy (fig. 11). Dalej dobrze widoczna jest synklinalna geometria tego obszaru. Charakterystyczną cechą jest pojawienie się od zachodu erozyjnej niezgodności kątowej na granicy dewon/karbon (fig. 12F).

W kierunku północno-zachodnim, tj. w rejonie uskoku Grójca, w zapisie sejsmicznym dobrze jest widoczne podniesienie kompleksu paleozoicznego (fig. 11), związane z wczesnokarbońskim wypiętrzaniem i erozją kolejnych pięter od dewonu do syluru włącznie (fig. 12F). Intensywność deformacji tektonicznych w kompleksie dewońsko-karbońskim ulega tu zmniejszeniu, co dobrze obrazuje mapa geologiczna powierzchni podkarbońskiej.

We wschodnim segmencie synklinorium, synklinalny układ warstw nie jest już tak dobrze widoczny (fig. 12E). Wszystkie ogniwa paleozoiku łagodnie zapadają w kierunku południowego zachodu, a ponadto widoczny jest też wzrost w tym kierunku miąższości skał dewonu dolnego. Południowo-zachodnią granicę tego fragmentu synkliny lubelskiej stanowi strefa uskokowa Izbica–Zamość, będąca również granicą obecnego zasięgu pokrywy skał karbońskich. W kierunku wyniesienia Gorzkowa obserwuje się podniesienie podłoża krystalicznego i związane z nim erozyjne usunięcie kolejnych pięter dewonu, przykrytych niezgodnie utworami karbonu. Północno-wschodnią granicę synklinorium wyznacza uskok Rozkoszy.

W obrębie utworów starszego paleozoiku dane sejsmiczne dobrze uwidaczniają uskoki normalne oraz strome uskoki odwrócone, których część ma charakter uskoków przesuwczych o azymutach NW–SE (fig. 12). Zrzuty na tych uskokach nie przekraczają kilkuset metrów. Część z tych uskoków została odmłodzona podczas wczesnokarbońskiej fazy tektonicznej. W obrębie kompleksu dewońsko-karbońskiego obserwuje się równoległe do osi basenu nasunięcia z towarzyszącymi antyklinami naduskokowymi. Deformacje te związane są z późnokarbońską inwersją basenu.

Wyniesienie Gorzkowa znajduje się pomiędzy centralnym a wschodnim segmentem synklinorium lubelskiego (fig. 10, 11, 12G; Żelichowski, 1972). Jest to silnie wyniesiony element strukturalny charakteryzujący się głęboką erozją utworów dewonu oraz karbonu (fig. 11, 12E). Elewacja Gorzkowa od NE jest ograniczona przez strefę uskokową Wilczopole–Marynin, a od południa przez strefę uskokową Ursynów–Kazimierz wraz z jej południowo-wschodnim przedłużeniem (fig. 10, 11).

Obecna struktura tego obszaru to przede wszystkim wynik dwóch faz deformacji: wczesnokarbońskiej i późnokarbońskiej. Podczas wczesnokarbońskiej fazy deformacji tektonicznych obszar ten został wypiętrzony, w wyniku czego erozji uległy utwory dewonu środkowego, górnego i częściowo dolnego (fig. 11, 12). Procesy zachodzące w późnokarbońskiej fazie deformacji skutkowały aktywnością nasunięć Izbicy, Wilczopola i Łopiennika, a także doprowadziły do częściowej lub całkowitej erozji utworów karbonu oraz zwiększenia erozji skał dewonu dolnego.

W północnej części elewacji Gorzkowa, tj. w synklinie Izbicy, utwory karbonu leżą kolejno na zerodowanych piętrach dewonu. Stopień erozji zwiększa się w kierunku uskoku Wilczopole–Marynin. Uskok ten jest głęboko zakorzenioną w podłożu strukturą o upadzie południowym i przebiegu równoleżnikowym. Obecnie w planie podkarbońskim widoczna jest tylko jego wschodnia część, zaś zachodnia została przykryta przez nasunięcia Wilczopola i Łopiennika. Analiza danych sejsmicznych wskazuje na znaczny wzrost miąższości utworów syluru w południowym skrzydle uskoku, co może świadczyć o jego sylurskiej, ewentualnie również kambryjskiej, aktywności synsedymentacyjnej. Obecnie pierwotnie zrzucone, południowe skrzydło uskoku normalnego jest w położeniu podniesionym, co

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

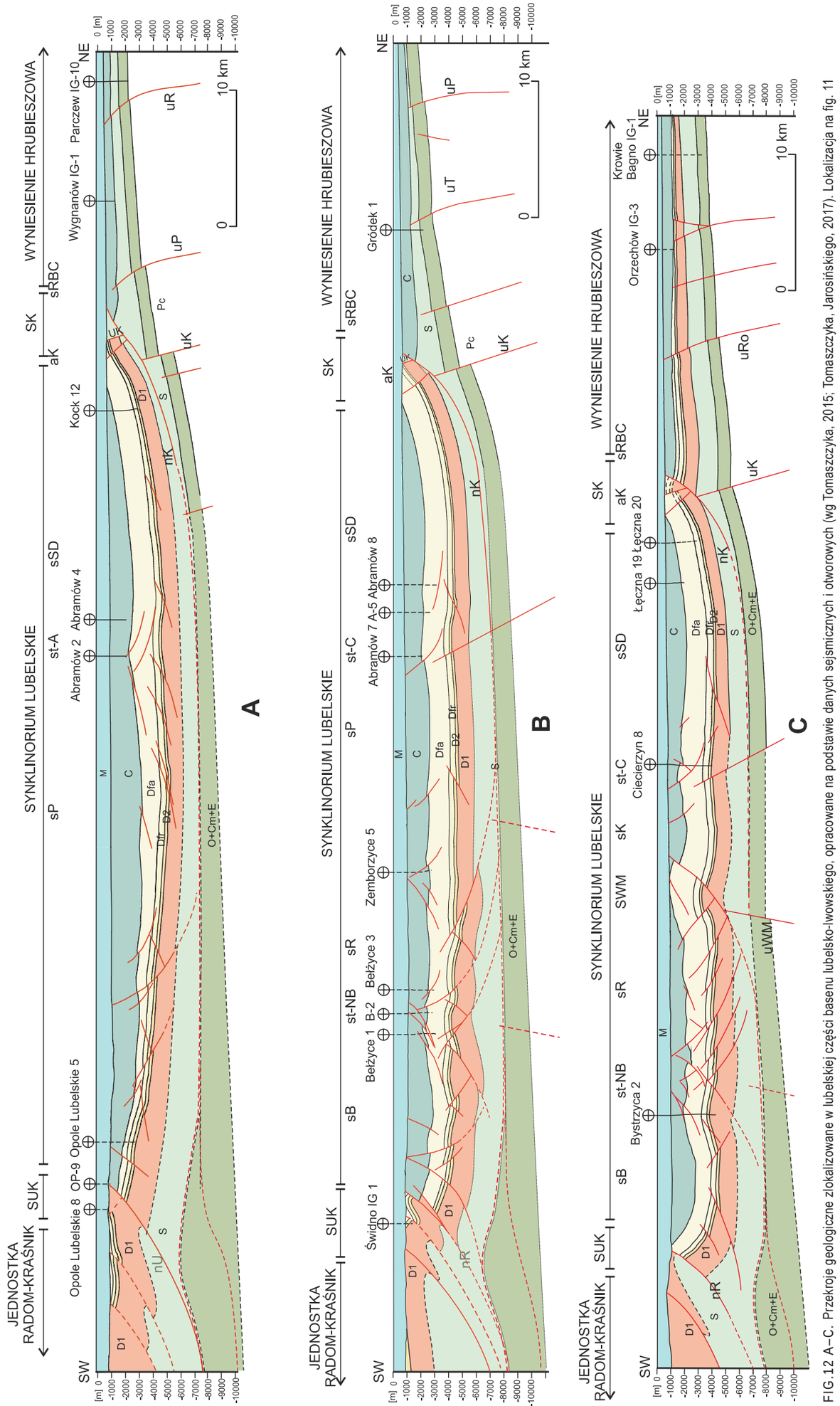


FIG.12 A–C. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

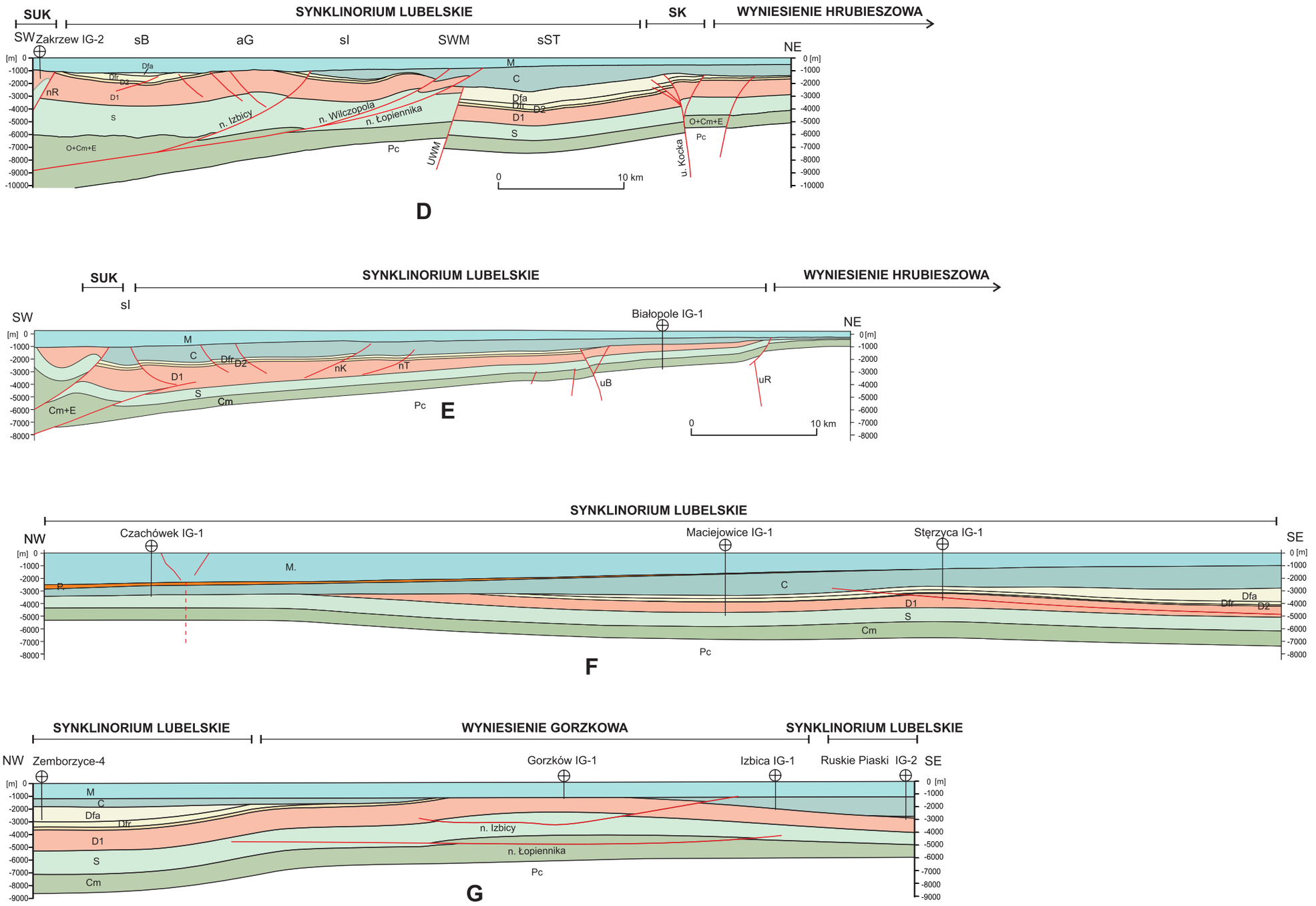


FIG.12 D–G. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

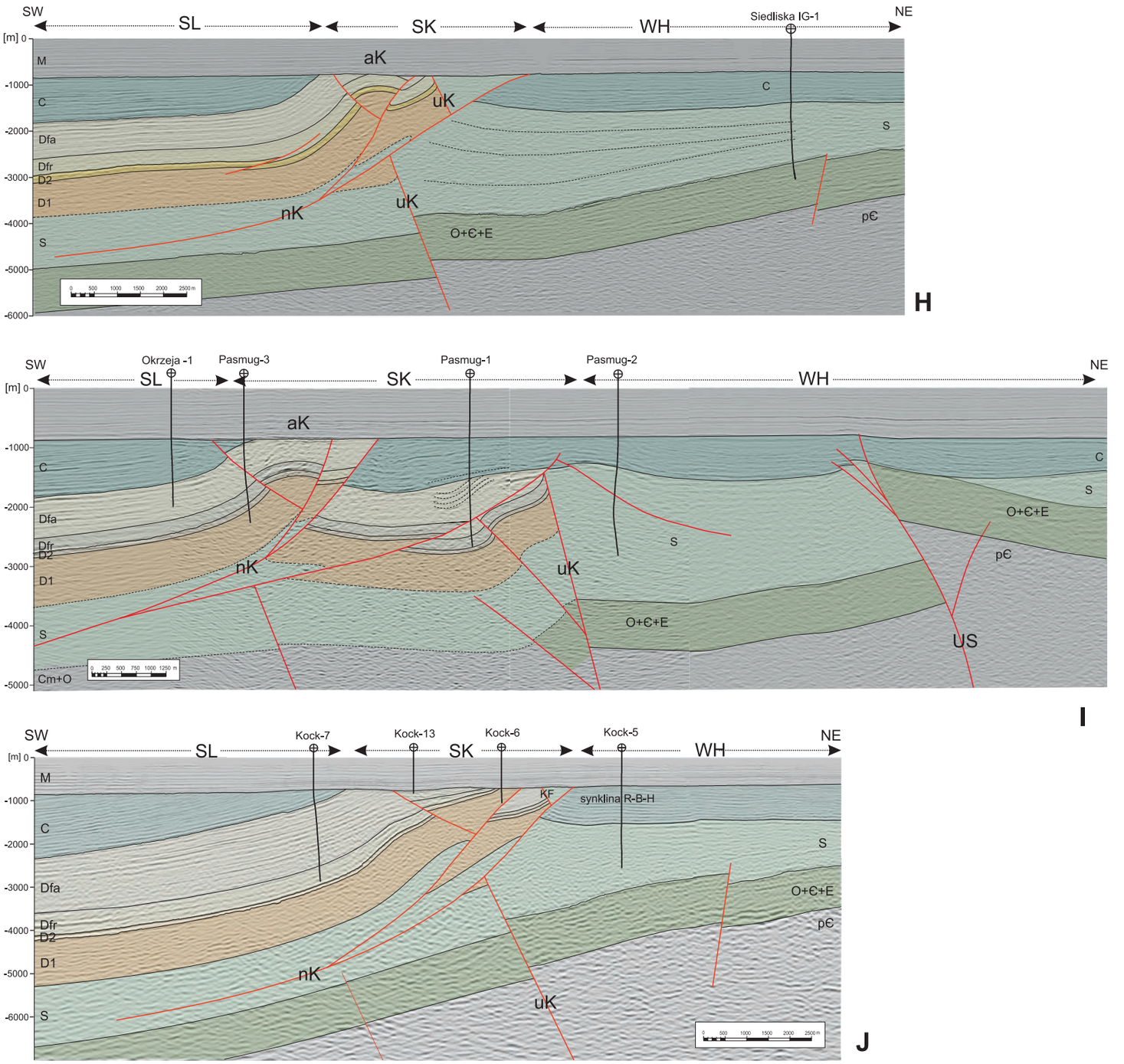


FIG. 12 H–J. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

wskazuje na inwersję uskoku przed rozpoczęciem sedymentacji karbonu (fig. 12D). Porównując stopień erozji skał dewonu po obu stronach uskoku, można skalę tej inwersji szacować na ok. 2000 m.

Pomimo dużej erozji przedkarbońskiej pokrywy osadowej na wyniesieniu Gorzkowa, podłoże krystaliczne znajduje się na głębokości 8–10 km, co związane jest z lokalnym wzrostem pierwotnych miąższości utworów ediakaru, kambru, syluru oraz dewonu dolnego. Wzrost ten jest wynikiem zarówno zwiększania się subsydencji w kierunku południowo-zachodnim, jak i późniejszych, późnokarbońskich deformacji kompresyjnych.

Strefa uskokowa Kocka (SK) to wąska strefa o długości ok. 190 km i szerokości maksymalnie 6 km w centralnej części, która na mapie powierzchni podmezozoicznej manifestuje się jako wychodnia skał dewońskich i sylurskich (fig. 10, 11). Jej szerokość maleje ku obu jej krańcom. Ten wyraźnie zaznaczający się w basenie lubelsko-lwowskim element strukturalny stanowi granicę pomiędzy synklinorium lubelskim a wyniesieniem Hrubieszowa. Złożona budowa tej strefy to wynik jej wieloetapowej aktywności w paleozoiku (fig. 12; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Ze względu na znaczną odległość od strefy waryscyjskiej kolizji obszar strefy uskokowej Kocka w podłożu nasunięć waryscyjskich został w mniejszym stopniu objęty deformacjami związanymi z późnokarbońską inwersją basenu lubelsko-lwowskiego niż obszar synklinorium lubelskiego i jednostki Radom–Kraśnik. Względnie płytkie (w stosunku do obszarów położonych na SW) zaleganie stropu podłoża krystalicznego (fig. 12A–D), a więc niewielka (w porównaniu z synklinorium lubelskim oraz jednostką radomsko-kraśnicką) głębokość występowania stropu utworów kompleksu paleozoicznego w znaczący sposób przekładają się na wysoką jakość obrazowania sejsmicznego w obrębie całej pokrywy osadowej.

W podkarbońskim planie strukturalnym (fig. 11) strefa uskokowa Kocka stanowi wyraźną granicę pomiędzy utworami dewonu górnego synklinorium lubelskiego a utworami starszego paleozoiku wyniesienia Hrubieszowa. Wyjątkiem jest zapadlisko włodawskie pomiędzy uskokiem Hanny i uskokiem Święcicy, gdzie zachowały się również utwory dewonu środkowego i górnego (fig. 11, 12C). Strefa uskokowa Kocka jest bardzo dobrze widoczna w obrazie pól potencjalnych, zwłaszcza na mapach grawimetrycznych (por. fig. 8 w podrozdziale 5.1.4.2), co jest związane z dużą, choć generalnie stopniową zmianą głębokości zalegania stropu podłoża

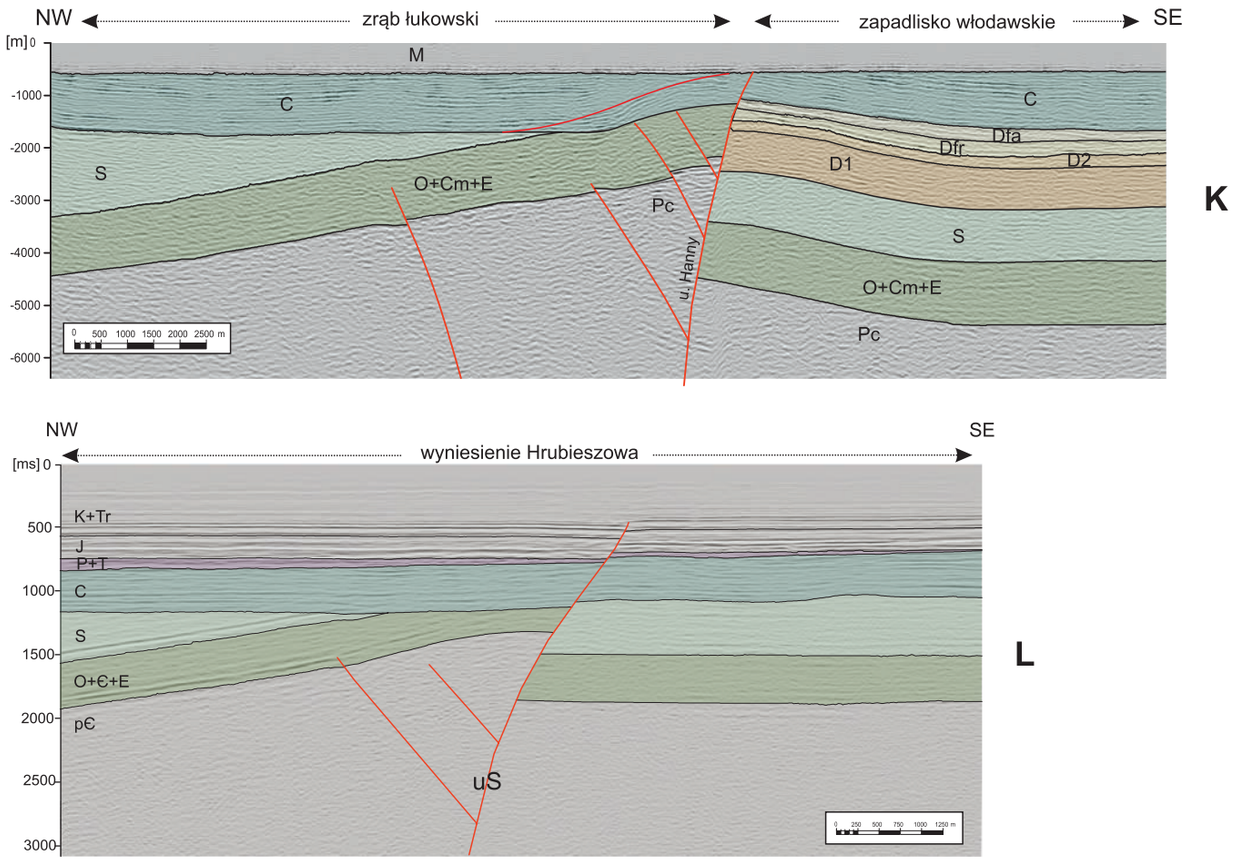


FIG. 12 K, L. Przekroje geologiczne zlokalizowane w lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego, opracowane na podstawie danych sejsmicznych i otworowych (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017). Lokalizacja na fig. 11

krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej podścielającego tę strefę (fig. 12).

W części wyniesienia Hrubieszowa położonej w bezpośredniej bliskości strefy Kocka głębokość zalegania stropu podłoża krystalicznego wynosi od 3 do 4,5 km, podczas gdy po zachodniej stronie tej strefy, tj. w obrębie synklinorium lubelskiego, jest ona położona maksymalnie o 1–2 km głębiej. W obrębie strefy uskokowej Kocka można wyróżnić dwa dominujące elementy strukturalne, które różnią się zarówno wiekiem, jak i rodzajem deformacji. W dolnej części strefy znajduje się uskok Kocka, ponad nim rozwinięty jest młodszy zespół połogich nasunięć, określanych jako nasunięcie Kocka (fig. 12A–C, H–J).

Uskok Kocka jest nieciągłością stromo zapadającą i głęboko zakorzenioną w podłożu krystalicznym platformy wschodnioeuropejskiej, która w trakcie wieloetapowej ewolucji strefy uskokowej Kocka uległa inwersji i została rozerwana młodszymi uskokami (fig. 12A–C, H–J). W najgłębszym poziomie strukturalnym uskok ten bezpośrednio odzwierciedla się w różnicy głębokości zalegania stropu podłoża krystalicznego na jego skrzydłach.

Pierwszy etap aktywności tektonicznej uskoku Kocka, udokumentowany danymi sejsmicznymi, zaznacza się w obrębie kompleksu sylurskiego (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Na profilach sejsmicznych, szczególnie w centralnej części strefy uskokowej Kocka (fig. 12A, B), dobrze widoczna jest różnica miąższości utworów sylurskich po obu stronach uskoku. Na południowy zachód od uskoku Kocka miąższość utworów syluru jest miejscami ponad dwukrotnie mniejsza niż po jego północno-wschodniej stronie, pomimo że w drugiej z wyżej wymienionych stref profil górnego syluru został zredukowany o kilkaset metrów na skutek erozji pod koniec famenu i (lub) we wczesnym karbonie (fig. 12H–J). Miąższość syluru na wyniesieniu Hrubieszowa wzrasta w kierunku uskoku Kocka, osiągając maksimum w bezpośrednim jego sąsiedztwie.

Ten pierwotny rozkład miąższości jest wynikiem synsedymentacyjnej sylurskiej aktywności uskoku, co jest widoczne również w zapisie sejsmicznym w postaci niezgodności kątowych. Podczas sedymentacji utworów syluru uskok Kocka był uskokiem normalnym, którego maksymalny zrzut szacować można na 2000 m (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). W późnym famenie rozpoczęła się inwersja uskoku Kocka, która doprowadziła do podniesienia i znaczącej erozji obszaru położonego na północny wschód od niego. W bezpośrednim sąsiedztwie uskoku Kocka maksymalna erozja wyniesienia Hrubieszowa mogła osiągnąć nawet 2500 m (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Obecnie uskok Kocka ma charakter uskoku odwróconego, który zachował upad w granicach 60–70°, co jest charakterystyczne dla reżimu uskoków normalnych w pierwszej fazie jego oddziaływania (fig. 12). Analiza strukturalna rdzenia wiertniczego z otworu Kock IG 1 potwierdza pierwotne wychylenie warstw dewonu dolnego i syluru (Jarosiński, 2004; Tomaszczyk,Jarosiński, 2017).

Ze względu na znaczną przebudowę górnej części uskoku Kocka przez późnokarbońskie nasunięcia i częściową erozję, odtworzenie jego przedkarbońskiej geometrii nie jest łatwe. Jednak przyjąć można, że w wyniku inwersji uskoku normalnego, w jego południowo-zachodnim skrzydle mógł powstać zespół dwu lub więcej odwróconych uskoków towarzyszących, o mniejszych zrzutach i mniejszych kątach upadu niż uskok główny. Geometria uskoków opierzających z charakterystycznym spadkiem kąta upadu ku górze jest typowa dla uskoków zakorzenionych w podłożu (ang. *basement involved faults*; Mitra, 1993; Miller, Mitra, 2011) lub dla uskoków, które powstały w wyniku inwersji uskoku głównego w przesuwczym, transpresyjnym reżimie tektonicznym. Tego typu uskoki obserwować można w skrajnej południowo-wschodniej części strefy uskokowej Kocka, gdzie nie występują późnokarbońskie nasunięcia, które w innych miejscach zaburzają pierwotną geometrię uskoku inwersyjnego (fig. 12D), a także w rejonie otworów Pasmug (1, 2, 3), gdzie bezpośrednio nad uskokiem Kocka tego typu seryjne nasunięcia słabo się manifestują (fig. 12I).

Wzdłuż prawie całej rozciągłości strefy uskokowej Kocka (uK na fig. 12), poza jej SE zakończeniem, w jej nadkładzie występuje zespół późnokarbońskich deformacji o genezie kompresyjnej, których głównym elementem jest połogi uskok odwrócony o charakterze nasunięcia, nazwany nasunięciem Kocka (nK na fig. 12). Ku SW, w kierunku synklinorium lubelskiego powierzchnia nasunięcia Kocka staje się połoga i jest prawdopodobnie zakorzeniona w ilastych utworach syluru. W centralnym segmencie omawianej strefy, na południowy zachód od czoła nasunięcia głównego występują nasunięcia towarzyszące, posiadające wspólną powierzchnię odkłucia z nasunięciem Kocka, które stanowi nasunięcie spągowe (fig. 12). Maksymalne przemieszczenie wzdłuż powierzchni nasunięcia w jego centralnym segmencie szacowane jest na 3500 m (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), a w peryferyjnych segmentach wielkość nasunięcia stopniowo się zmniejsza.

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Wyniesienie Hrubieszowa zamyka basen lubelski od północnego wschodu (fig. 10, 11). Jest ono znacząco wyniesione względem synklinorium lubelskiego (fig. 12). Na terenie Polski jego południowo-zachodnią krawędź stanowią strefa uskokowa Kocka i dalej w kierunku wschodnim uskoki Chełma i Rozkoszy. Generalnie na tym obszarze strop podłoża krystalicznego podnosi się w kierunku północno-wschodnim. W tym kierunku obserwuje się na mapie odsłonięte przez erozję kolejne, coraz starsze ogniwa paleozoicznej pokrywy osadowej (fig. 11), a całość przykryta jest niezgodnie utworami karbonu.

Wyniesienie Hrubieszowa stanowi zespół bloków tektonicznych różniących się głębokością zalegania podłoża krystalicznego (Żelichowski, 1972, 1984; Żelichowski, Kozłowski, 1983), co w planie podkarbońskim skutkuje m.in. obecnością charakterystycznego „zębatego" układu wychodni utworów prekambryjskich, dolnopaleozoicznych i dewońskich (fig. 11). Związane jest to z obecnością stromych uskoków o biegu WSW–ENE, dochodzących kulisowo do uskoku Kocka, głęboko zakorzenionych w podłożu platformy wschodnioeuropejskiej, dzielących wyniesienie Hrubieszowa na bloki. Wyjątek stanowią uskoki Hanny i Święcicy o przebiegu SW–NE, tj. prostopadle do strefy uskokowej Kocka (fig. 10). Na wyniesieniu Hrubieszowa tradycyjnie wydzielano następujące bloki tektoniczne: obniżenie terebińsko-sokólskie, podniesienie kumowskie, zapadlisko włodawskie, zrąb łukowski i zapadlisko podlaskie (Żelichowski, 1984).

Biorąc pod uwagę obecny stan wiedzy, obniżenie terebińsko-sokólskie stanowi część synklinorium lubelskiego. Natomiast wydzielanie w części przylegającej do SK zapadliska podlaskiego i zrębu łukowskiego wydaje się nieuprawnione (Tomaszczyk, 2015). Powstanie poszczególnych bloków jest związane z fazą aktywności tektonicznej na przełomie późnego dewonu i wczesnego karbonu. W tym czasie uskok Kocka uległ reaktywacji w transpresyjnym, prawoskrętnym reżimie przesuwczym. Jego północno-wschodnie skrzydło uległo wyniesieniu, a dodatkowo ruchy te doprowadziły do powstania zespołu uskoków opierzających o charakterze kulisowym (fig. 10; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Uskoki te mają charakter asymetrycznych pozytywnych struktur kwiatowych (Tomaszczyk, 2015; Poprawa, Tomaszczyk, 2024), co jest doskonale widoczne w zapisie sejsmicznym, jak np. uskok Siedlisk czy uskok Hanny (fig. 12K, L). W podniesionych skrzydłach uskoków tworzyły się antykliny, których jądra uległy erozji, miejscami odsłaniając skały podłoża krystalicznego, jak np. uskok Łukowa i Międzyrzeca.

Najmniejszy stopień erozji kompleksu paleozoicznego obserwuje się pomiędzy uskokami Hanny i Święcicy, tj. w obrębie zapadliska włodawskiego, gdzie zachowane zostały skały do famenu włącznie. Ukierunkowanie tych uskoków z SW na NE może świadczyć o reaktywacji starszych, prekambryjskich stref uskokowych. Na elewacji hrubieszowskiej poniżej utworów permo-mezozoiku występują utwory karbonu. Pierwotna miąższość utworów karbonu została tu częściowo zredukowana w wyniku inwersji basenu w późnym karbonie. W porównaniu z synklinorium lubelskim, sąsiadującym z wyniesieniem Hrubieszowa od południowego zachodu, pokrywa osadowa została tu znacznie mniej zaburzona tektonicznie w czasie inwersji basenu lubelskiego pod koniec karbonu. Nieliczne pologie uskoki odwrócone oraz fałdy o niewielkich amplitudach są związane ze strefą bezpośrednio graniczącą ze strefą uskokową Kocka. Część istniejących uskoków wieku wczesnokarbońskiego uległa niewielkiej reaktywacji w mezozoiku i kenozoiku.

Jednostka Radom–Kraśnik (JRK) to pas nasuwczo-fałdowy o szerokości ok. 40–50 km. Przed waryscyjskimi deformacjami obszar tej jednostki stanowił skrajny element basenu lubelsko-lwowskiego, graniczący od NE z synklinorium lubelskim (fig. 10, 11), zaś od południowego zachodu – z blokiem łysogórskim. Występujące tu poszczególne systemy paleozoiku są w różnym stopniu dotknięte przedpermską erozją. Utwory karbonu są prawie całkowicie zerodowane – występują jedynie w postaci niewielkich izolowanych płatów (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). W części południowo-wschodniej, wydzielanej jako strefa Biłgoraj–Narol, w planie podmezozoicznym występują wychodnie starszego paleozoiku (fig. 5) – syluru, ordowiku bądź kambru. Na pozostałym obszarze są to wychodnie różnych pięter dewonu.

W porównaniu z synklinorium lubelskim obszar ten jest znacznie bardziej zaangażowany tektonicznie (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b). Dane sejsmiczne, zwłaszcza w SE części JRK, pozwalają interpretować obecność zespołu dużych nasunięć ku NE i związanych z nimi fałdów nadnasuwczych (ang. *fault-propagation folds* i *fault-bend folds*). Stosunkowo wysoki stopień deformacji tego obszaru jest głównie wynikiem późnokarbońskiej, kompresyjnej aktywności tektonicznej (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b). Jednak obecność płatów utworów karbonu leżących niezgodnie na różnych piętrach dewonu, obserwowana w profilach kilku otworów wiertniczych, dowodzi wpływu deformacji tektonicznych i wypiętrzania jednostki Radom–Kraśnik jeszcze we wczesnokarbońskiej fazie tektonicznej (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Nieliczne profile sejsmiczne zlokalizowane w NW części jednostki radomsko-kraśnickiej również dostarczają danych przemawiających za obecnością wczesnokarbońskich deformacji, reprezentowanych przez strome uskoki odwrócone o charakterze pozytywnych struktur kwiatowych, które były ścięte i przemodelowane przez młodsze deformacje wieku późnokarbońskiego (Poprawa, Tomaszczyk, 2024).

Jednostka Radom–Kraśnik pozostaje wciąż słabo rozpoznana głębokimi otworami wiertniczymi, a zapis sejsmiczny poniżej kompleksu mezozoicznego na większości obszaru jest słabej jakości. Dlatego obecnie niemożliwe jest dokładne rozpoznanie jej budowy geologicznej, zwłaszcza w północno-zachodniej części.

Południowo-wschodnią kontynuacją jednostki radomsko-kraśnickiej jest strefa Biłgoraj–Narol (fig. 10). Odróżnia się ona od wyżej omówionej jednostki tym, że osady dewońsko-karbońskie zostały z niej całkowicie zdarte erozyjnie w wyniku znacznego karbońskiego wypiętrzenia (fig. 13), a zatem na powierzchni podmezozoicznej bezpośrednio występuje tu kompleks dolnopaleozoiczny, dobrze rozpoznany wiertniczo. Przypuszczać można, że w słabiej rozpoznanym podłożu dewońskiego kompleksu jednostki radomsko-kraśnickiej osady dolnopaleozoiczne mają podobne wykształcenie jak w strefie Biłgoraj-Narol.

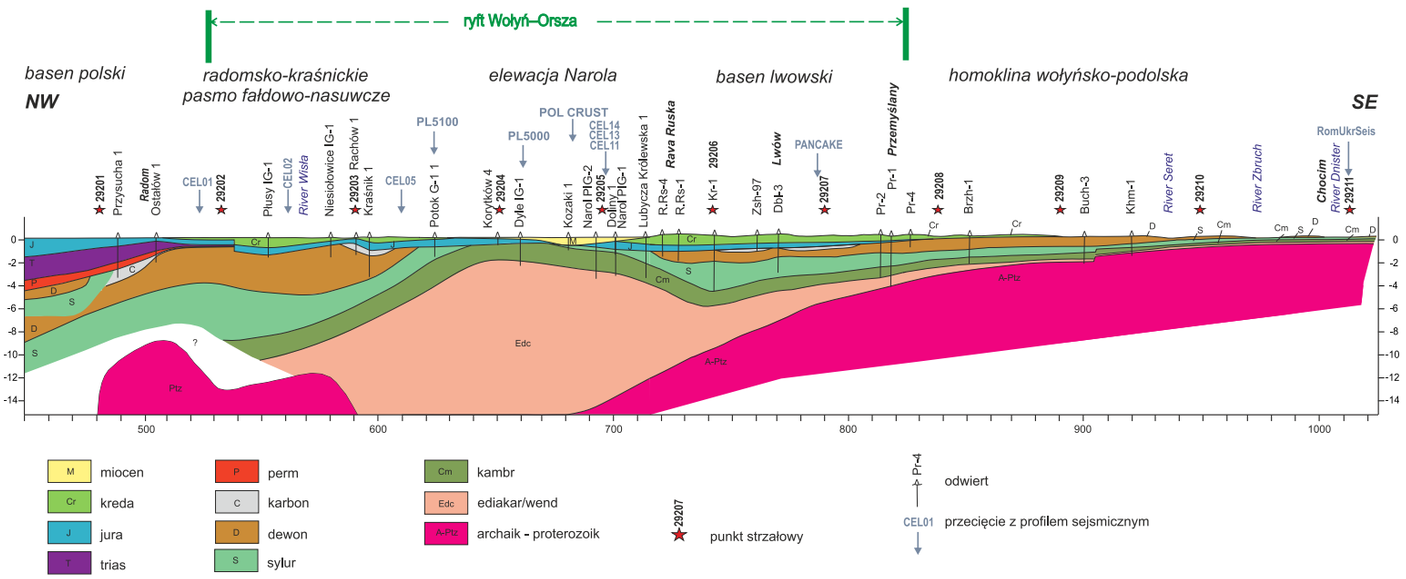


FIG. 13. Uproszczony regionalny przekrój geologiczny dla górnych partii skorupy wzdłuż głębokiego profilu sejsmicznego TTZ-South (wg Aleksandrowskiego w: Janik i in., 2022). Przewyższenie x5, odległości poziome i pionowe w kilometrach. Źródła danych: otwory wiertnicze, dane sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN (wg Mikołajczaka i in., 2019) oraz dla głębokich partii stropu krystalicznego podłoża kratonu, model sejsmiczny szerokokątowej refleksji/refrakcji (WARR) dla profilu TTZ-South. Szczegóły w tekście oraz w rozdziale WZS 4.1

W odniesieniu do podkambryjskiego podłoża strefy Biłgoraj–Narol, a po części też jednostki radomsko-kraśnickiej, model oparty na wynikach wysokiej jakości sejsmiki refleksyjnej projektu POLAND-SPAN, w połączeniu z danymi z wierceń oraz z wynikami głębokich sondowań sejsmicznych, pozwala stwierdzić występowanie kompleksu o bardzo dużych miąższościach, interpretowanego jako neoproterozoiczna, osadowo-wulkaniczna sukcesja ryftu Wołyń–Orsza (fig. 13; Janik i in., 2022). Jego stratygraficzna miąższość została tu najprawdopodobniej zwielokrotniona wskutek deformacji waryscyjskiej w karbonie, prawdopodobnie przez wytworzenie struktury typu megadupleksu, w którym nasuwanie jego składowych łusek/płaszczowin odbywało się ku NE, czyli prostopadle do rozciągłości przekroju (Janik i in., 2022). Doprowadziło to jednocześnie do tektonicznego wypiętrzenia paleozoicznego nadkładu o ok. 3000–4000 m. Struktura przedkambryjskiej sukcesji ryftu Wołyń–Orsza przedstawiona na modelu implikuje tektoniczny charakter strefy Biłgoraj–Narol jako waryscyjskiego wypiętrzenia (elewacji) utworów paleozoiku nad tektonicznie pogrubionym podkambryjskim osadowym wypełnieniem ryftu (zob. też rozdział WZS 4.1).

Strefa uskokowa Ursynów–Kazimierz (SUK), zlokalizowana w południowo-zachodniej części basenu lubelskiego (fig. 10), stanowi granicę pomiędzy zachodnim i centralnym segmentem synklinorium lubelskiego a jednostką Radom–Kraśnik (Żelichowski, 1972). Jej przebieg jest tożsamy z południowo-zachodnią granicą występowania podmezozoicznych, ciągłych wychodni karbonu. Jest to wąska strefa o długości ok. 170 km i szerokości nie przekraczającej 10 km, rozciągająca się od uskoku Grójca na północnym zachodzie do południowo-wschodniej części elewacji Gorzkowa. Za jej kulisowo przesuniętą kontynuację uznać można strefę uskokową Izbica–Zamość (Żelichowski, 1972).

W części graniczącej z zachodnim segmentem synklinorium lubelskiego, w planie podmezozoicznym, strefę tę można utożsamiać z nasunięciem Ursynowa, które wygasa w rejonie Opola Lubelskiego. W tym miejscu granice strefy ulegają rozmyciu, co jest spowodowane obecnością kilku równoległych do siebie, kulisowo ułożonych nasunięć o niewielkich zrzutach (fig. 10, 11). W kierunku południowo-wschodnim granicę pomiędzy centralnym segmentem synklinorium lubelskiego a strefą uskokową Ursynów–Kazimierz lokalnie stanowi nasunięcie Rudnika. Wzdłuż całej długości strefy SUK zaznacza się podniesienie przyległej, południowo-wschodniej części synklinorium (fig. 12A–C), co jest związane z obecnością spiętrzonych łusek w obrębie starszego paleozoiku (Antonowicz i in., 2003; Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017b).

Strefa uskokowa Izbica–Zamość stanowi granicę pomiędzy wschodnim segmentem synklinorium lubelskiego a jednostką Radom–Kraśnik (fig. 10–12; Żelichowski, 1972). Stanowi ona kulisowo przesuniętą kontynuację strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów. Jej głównym elementem jest nasunięcie Izbicy. Jest to dobrze czytelna granica, tożsama z południowo-zachodnim zasięgiem utworów karbonu, a w części południowo-wschodniej także skał dewonu górnego. Strefa ta rozpoczyna się na obszarze elewacji Gorzkowa i kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim poza granicę Polski. W skrzydle spągowym nasunięcia Izbicy występuje nasunięcie wsteczne, stanowiące element strefy trójkątnej (fig. 12E; Krzywiec i in., 2017b).

4.3.5. Neoproterozoiczno-paleozoiczna ewolucja tektoniczna

Zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego jest miejscem współwystępowania i częściowego nakładania się na siebie kompleksów skał osadowych reprezentujących kilka basenów i pięter strukturalnych, łącznie tworzących zapis wieloetapowej, złożonej ewolucji tektonicznej. Niniejszy rozdział ewolucję tę omawia jedynie w odniesieniu do przedziału czasu od neoproterozoiku do wczesnego karbonu. Zatem poza jego zakresem pozostaje ewolucja przedneoproterozoicznych basenów osadowych, których wypełnienie osadowe zostało zmetamorfizowane (np. Krzemińska, Krzemiński, 2017; zob. też podrozdział 4.1), a także późnopermsko-mezozoiczne i kenozoiczne etapy rozwoju (zob. rozdział 8 i 9).

4.3.5.1. Ryft środkowoneoproterozoiczny a rozpad superkontynentu Rodinia

Najstarszym, zachowanym basenem osadowym na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest basen Wołyń–Orsza, tradycyjnie określany jako aulakogen, który ma charakter dużego rozmiarami systemu rowów tektonicznych o rozciągłości NE–SW, tj. prostopadłych do krawędzi kratonu (fig. 14; Mahnatsch i in., 1976; Pożaryski, Kotański, 1979; Bogdanova i in., 1997; Poprawa, Pacześna, 2002). Ekstensyjny charakter rowów, w których deponowane były osady omawianego basenu, powoduje, że przyjmowana jest dla niego geneza ryftowa (Mahnatsch i in., 1976; Pożaryski, Kotański, 1979; Bogdanova i in., 1997; Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Ryft ten rozwijał się na reaktywowanych, starszych założeniach, głównie wykorzystujących paleoproterozoiczny szew tektoniczny spajający Fennoskandię z Sarmacją.

Basen Wołyń–Orsza wraz z regionem otaczającym ulegał długotrwałej erozji, zachodzącej w okresie ok. 1–0,57 mld lat, zakończonej depozycją niezgodnie zalegającej, młodszej pokrywy osadowej. Z tego powodu jest on zachowany tylko częściowo. Najpełniejszy profil osadów wypełniających basen Wołyń–Orsza jest

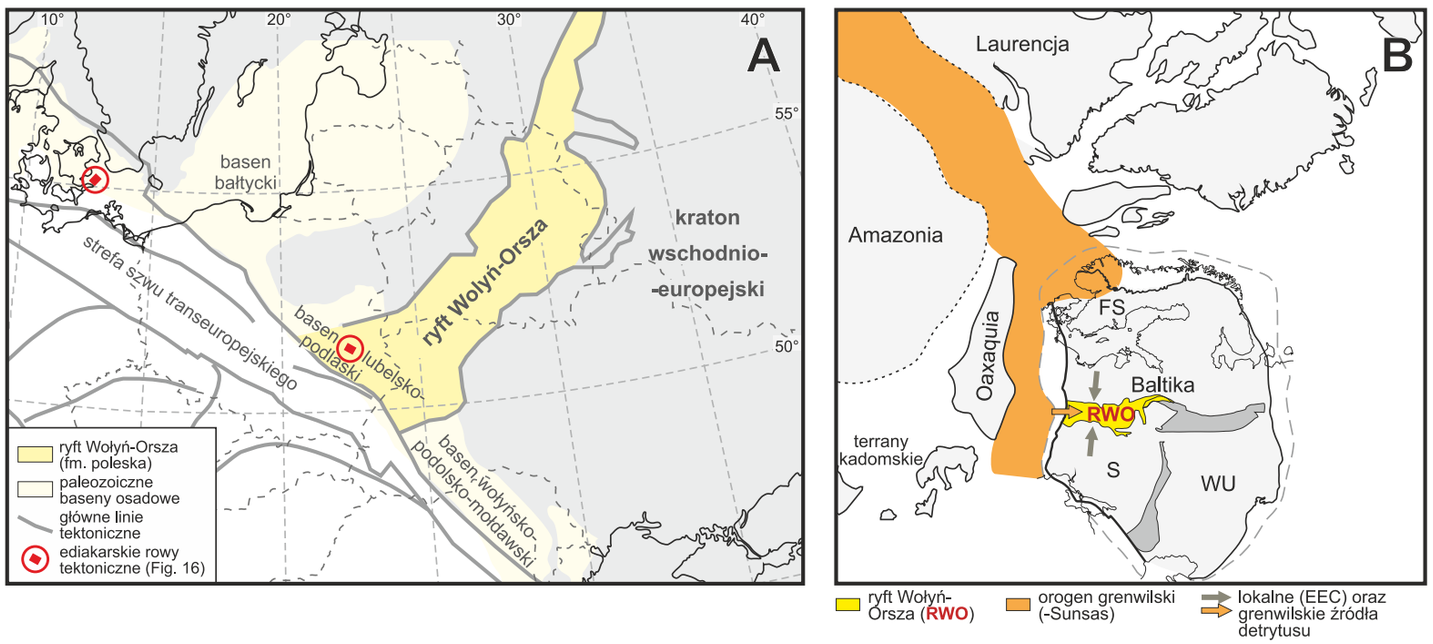


FIG. 14. Pozycja ediakarskich ryftów w obrębie rozpadającego się superkontynentu Rodinii, w tym w obrębie rodzącej się Baltiki. A – lokalizacja neoproterozoicznego, ryftowego rowu tektonicznego Wołyń-Orsza, wypełnionego osadami klastycznymi formacji poleskiej, stanowiącymi najstarszą pokrywę osadową zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Ponadto lokalizacja neoproterozoicznych półrowów tektonicznych w basenie lubelsko-podlaskim oraz na szelfie duńskim, rozpoznanych w oparciu o dane sejsmiczne. B – pozycja paleogeograficzna Bałtyki i ryftu Wołyń-Orsza w neoproterozoiku. Materiał detrytyczny dostarczany do tego basenu świadczy o dużym prawdopodobieństwie występowania grenwilskiego pasa orogenicznego, położonego w obecnym układzie geograficznym, na południowy zachód od Baltiki (wg Krzemińskiej i in., 2024; Pacześnej i in., 2025). Pas ten powstawał w wyniku kolizji kontynent–kontynent w czasie formowania się w późnym mezoproterozoiku (ok. 1,3–1,0 mld lat temu) superkontynentu Rodinii. FS – Fennoskandia; S – Sarmacja; WU – Wołgo-Uralia

rozpoznany na Białorusi i północnej Ukrainie, gdzie osady osiągają maksymalną miąższość rzędu 700–1000 m (Mahnatsch i in., 1976; Shumlyanskyy i in., 2015; Paszkowski i in., 2019). W polskiej części basenu w profilach otworów wiertniczych nie przekracza ona 300 m, które stanowią kontynentalne klastyki formacji poleskiej (Juskowiakowa, 1974; Wichrowska, 1992). Zdaniem Mikołajczaka (2016) oraz Mikołajczaka i in. (2019) dane wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN pozwalają interpretować obecność na Lubelszczyźnie niezwykle miąższego (ponad 15 km) ediakarsko-wendyjskiego kompleksu osadowego, wypełniającego basen Wołyń–Orsza (fig. 13). Ta niezwykle duża miąższość miałaby mieć charakter wtórny, tektoniczny, związany z orogenezą waryscyjską podczas późnego karbonu. Koncepcja ta nie znajduje odpowiednika po ukraińskiej czy białoruskiej stronie granicy, gdzie basen ten jest lepiej rozpoznany otworami wiertniczymi aż do swojego podłoża.

Wiek ryftowania, równoznaczny z wiekiem niemych biostratygraficznie osadów formacji poleskiej, wypełniających rowy tektoniczne, jest trudny do ustalenia. Osady te leżą niezgodnie na paleoproterozoicznym podłożu krystalicznym (Ryka, 1984; Krzemińska i in., 2017), a nadścielone są niezgodnie osadami klastycznymi i tufami oraz pokrywami lawowymi wieku górnoediakarskiego, nie starszymi niż 580–570 mln lat (Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Pierwotnie przyjmowano, że niższa cześć profilu basenu Wołyń–Orsza reprezentuje środkowy mezoproterozoik (ektas do niższy sten), bazując na mało dokładnych datowaniach intruzji w osadach zbliżonych facjalnie do wypełnienia basenu Wołyń–Orsza, w sąsiednim rowie Wałdaj/Krestsy (Bogdanowa i in., 2008). Obecnie prowadzone datowania U-Pb najmłodszych detrytycznych cyrkonów z formacji poleskiej pozwoliły wyznaczyć maksymalny wiek depozycji tych osadów na ok. 1044–1073 mln lat, a w efekcie zaliczyć formację poleską do neoproterozoiku (Shumlyanskyy i in., 2023; Krzemińska i in., 2024).

Ryft Wołyń–Orsza stanowi element systemu rowów tektonicznych w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego, które rozwijały się głównie w czasie rozpadu prekambryjskiego superkontynentu Rodinia, ok. 800–650 mln lat temu (Bogdanova i in., 2009). Przyjmując tę przesłankę, można stwierdzić, że rozwój ryftu Wołyń–Orsza miał miejsce w środkowej części neoproterozoiku. Następnie obszar ten podlegał wypiętrzaniu i erozji, trwających do późnego ediakaru (Ryka, 1984). W tym czasie doszło do rekonfiguracji rozpadającej się Rodinii w jej sukcesor, tj. efemeryczny superkontynent Pannocja (Scotese, 2009; Nance, Murphy, 2019; Poprawa i in., 2020).

Analizy pochodzenia materiału detrytycznego formacji poleskiej z zachodniej części ryftu Wołyń–Orsza dostarczają dodatkowych przesłanek co do ewolucji zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Osady formacji poleskiej zawierają populację cyrkonów o wiekach Pb-Pb w zakresie 1290–1050 mln lat, których udział ku wschodowi zanika (Paszkowski i in., 2019; Shumlyanskyy i in., 2023; Krzemińska i in., 2024). Pozwala to sądzić, że w środkowym neoproterozoiku kraton wschodnioeuropejski był obrzeżony od południowego zachodu orogenicznym pasmem grenwilskim, powstałym w trakcie kolizji kontynent/kontynent w czasie powstawania superkontynentu Rodinii. W środkowym neoproterozoiku materiał detrytyczny z erodowanego orogenu grenwilskiego rozprowadzany był z SW ku NE wzdłuż osi basenu Wołyń–Orsza. W polskiej części basenu materiał ten mieszał się z detrytusem dostarczanym głównie z północnego obrzeżenia basenu, w szczególności z produktami erozji skał magmowych asocjacji AMCG (anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitowej o wieku ok. 1560–1450 mln lat) oraz swekofeńskiego podłoża Fennoskandii o wieku konsolidacji ok. 1850–1750 mln lat (Krzemińska i in., 2024).

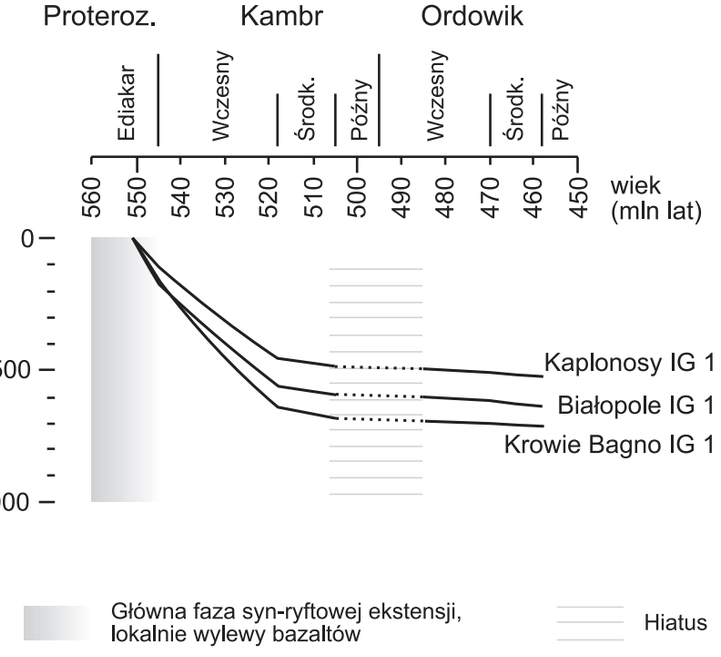


FIG. 15. Ediakarsko-kambryjsko-ordowicka historia subsydencji tektonicznej dla przykładowych profili otworów wiertniczych z regionu lubelskiego (wg Poprawy, Pacześnej, 2002; Poprawy i in., 2020)

4.3.5.2. Ryfty późnoediakarskie a rozpad superkontynentu Pannocji

Pod koniec ediakaru w systemie basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego rozpoczął się proces nieomal ciągłej subsydencji i depozycji, kontynuujący się, zależnie od lokalizacji, aż do dewonu lub karbonu (Poprawa, 2019). Inicjalna faza ich rozwoju jest wiązana z ryftową ekstensją, która miała miejsce pod koniec ediakaru i w najwcześniejszym kambrze. Odzwierciedlała ona m.in. ówczesną fazę szybkiej subsydencji tektonicznej w obrębie rowów tektonicznych, która następnie stopniowo spowalniała (fig. 15–18; Greiling i in., 1999; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a; Eriksson, 2012).

Kolejną przesłankę wskazującą na późnoediakarskie procesy ryftowe na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego stanowi lokalnie dowiedziona głębokimi przekrojami sejsmicznymi obecność dużych, ekstensyjnych półrowów przypuszczalnie tego wieku, o głębokości sięgającej 5 km (fig. 16, 17, 18A; Lassen i in., 2001; Krzywiec i in., 2018; Poprawa, 2019). Model ryftu na zachodnim skłonie kratonu znajduje ponadto uzasadnienie w wykształceniu facjalnym osadów najwyższego ediakaru-najniższego kambru (Pacześna, Poprawa, 2005; Pacześna, 2006, 2014).

Późnoediakarski ryft rozwijał się wzdłuż całej zachodniej krawędzi kratonu, aczkolwiek najintensywniej zaznaczył się w rejonie basenu lubelsko-podlaskiego, tj. na złączu struktur związanych z zachodnią krawędzią kratonu oraz poprzecznych do nich struktur środkowoneoproterozoicznego ryftu Wołyń–Orsza. W rejonie tym profil basenu rozpoczynają synryftowe zlepieńce formacji żukowskiej (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, 2006, 2014), przechodzące ku górze w synryftowe skały magmowe formacji sławatyckiej (fig. 19, 20; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022). Skały wylewne, głównie bazalty, i piroklastyczne formacji sławatyckiej, których miąższość sięga maksymalnie prawie 500 m, reprezentują wołyńską prowincję magmową, obejmującą obszar łącznie co najmniej 120 000 km^2 (fig. 6, 21A; Ryka, 1984; Savchenko i in., 1984; Velikanov, Korenchuk, 1997; Krzemińska, 2005; Shumlyanskyy i in., 2007; Nosova i in., 2008; Kuzmenkova i in., 2010). Są to głównie lawy pikrytowe, subalkaliczne bazalty, andezyty, tufy i aglomeraty o chemizmie wskaźnikowym dla śródpłytowych stref ryftowych (Bakun-Czubarow i in., 2002; Białowolska i in., 2002; Emetz i in., 2004; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022).

Osady podścielające kompleks wulkanogeniczny formacji sławatyckiej są stratygraficznie nieme, zaś wyżej w profilu dokumentację stratygraficzną posiadają jedynie osady poryftowe, datowane na późny ediakar (Moczydłowska, 1991; Moczydłowska, Vidal, 1995). W tej sytuacji kluczowe znaczenie dla precyzyjnego określenia czasu głównej fazy ryftowania ma geochronologia skał magmowych i (lub) piroklastycznych formacji sławatyckiej. Datowania U-Pb cyrkonów z tufów przeławicających się z pokrywami lawowymi pozwoliły określić wiek fazy ryftowania na przedział czasowy od ok. 580 do ok. 547 mln lat, czyli na późny ediakar (Krzemińska i in., 2022; por. Compston i in., 1995; Shumlyanskyy i in., 2016; Paszkowski i in., 2019; Poprawa i in., 2020; Środon i in., 2023).

Intensywność synryftowej subsydencji wzrastała ku zachodowi, tj. w stronę krawędzi kratonu, wskazując na to, że główna strefa ryftowa była z nią związana (fig. 21A). Oś ryftu o przebiegu, w dzisiejszym układzie geograficznym, NE–SW znajdowała się na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista. W rejonie basenu bałtyckiego dowodzi tego dostawa w późnym ediakarze kratonicznego materiału detrytycznego z zachodu, spoza obecnej krawędzi basenu (Sikorska, 2000; Jaworowski, Sikorska, 2003; Poprawa i in., 2006b), a także dowodzą tego przesłanki geofizyczne (Mazur i in., 2015).

Jednocześnie ze wzmiankowanym powyżej procesem ryftowania wzdłuż krawędzi kratonu, ekstensyjnej reaktywacji ulegała też zachodnia część ryftu Wołyń–Orsza, co powodowało, że w rejonie basenu lubelsko-podlaskiego, tj. w strefie nakładania się tych struktur, ukształtował się węzeł potrójny (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa i in., 2020). Następnie jego ramię związane ze strukturami Wołyń–Orsza zamarło, zaś ryft rozwijający się wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kratonu stopniowo odspoił od niego przyległe płyty litosferyczne, tj. prawdopodobnie Amazonię i (lub) Oaxaquię (fig. 21B; Poprawa, Pacześna, 2002; Krzemińska i in., 2022; por. Ernst, Bell, 2010; Tegner i in., 2019; Weber i in.,

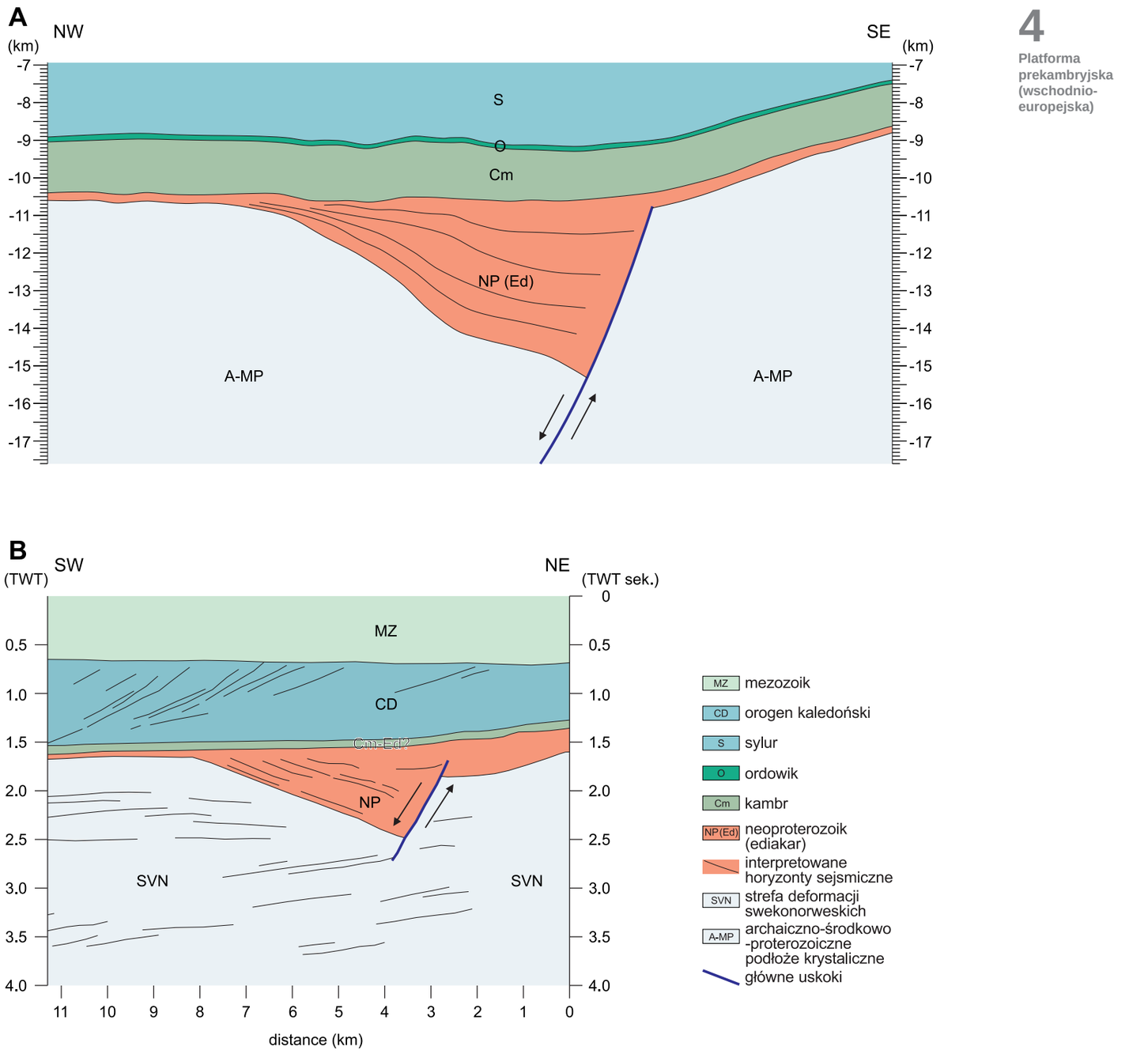


FIG. 16. Głęboko pogrzebane późnoneoproterozoiczne (ediakarskie) ryftowe półrowy tektoniczne na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (lokalizacja: fig. 14), odtworzone na podstawie danych sejsmicznych: A – w basenie lubelsko-podlaskim (Krzywiec i in., 2018, zmodyfikowano; skala pionowa w domenie głębokości); B – na duńskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (Lassen i in., 2001, zmodyfikowano; skala pionowa w domenie czasu)

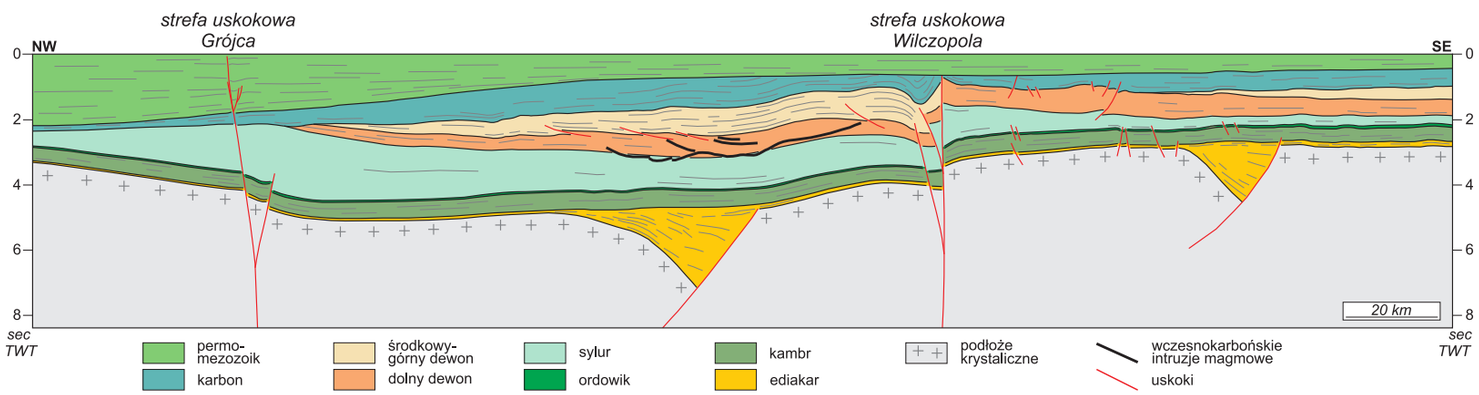


FIG. 17. Przekrój geologiczny NW–SE przez region lubelski, na podstawie głębokiego, wysokorozdzielczego, refleksyjnego profilu sejsmicznego ION SPAN PL1-1000. Skala pionowa w domenie czasu

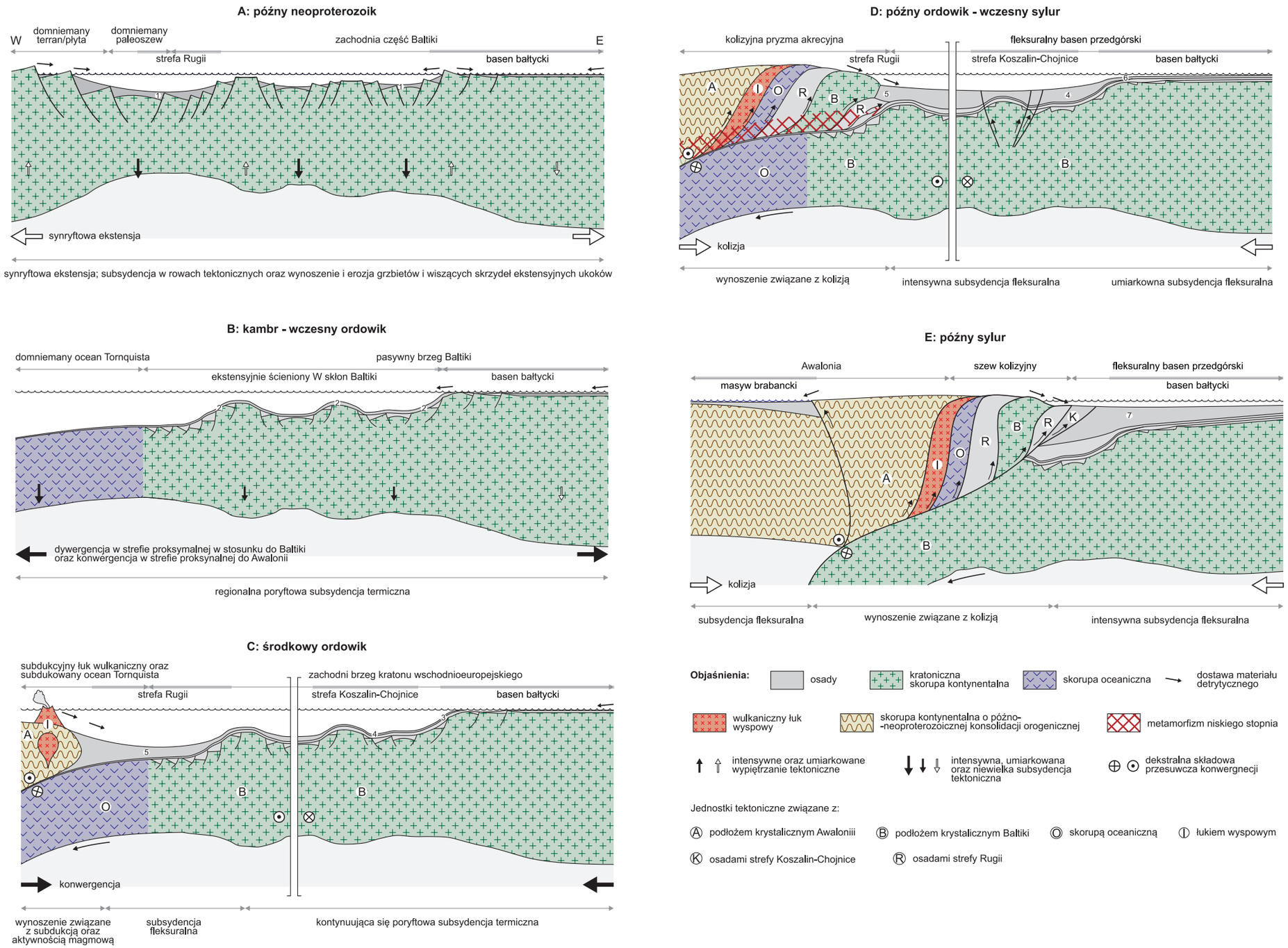


FIG. 18. Model późnoneoproterozoicznej–wczesnopaleozoicznej ewolucji tektonicznej basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego oraz przyległej strefy szwu transeuropejskiego (wg Poprawy, 2006a, b). 1 – piaskowce formacji żarnowieckiej (basen bałtycki) oraz formacji Lubmin (otwór Loissin 1, NE Niemcy); 2 – płytkomorskie silikoklastyki oraz węglany basenu bałtyckiego oraz ich ewentualne lateralne odpowiedniki; 3 – płytkomorskie węglany i silikoklastyki o niewielkiej miąższości (basen bałtycki); 4 – iłowce, mułowce i margle skłonu szelfowego (strefa Koszalin–Chojnice); 5 – głębokomorskie szarowaki i iłowce o znacznej miąższości (strefa Rugii); 6 – iłowce, mułowce i margle skłonu szelfowego o umiarkowanych miąższościach (basen bałtycki); 7 – płytkowodne iłowce, mułowce i margle o bardzo dużych miąższościach (basen bałtycki)

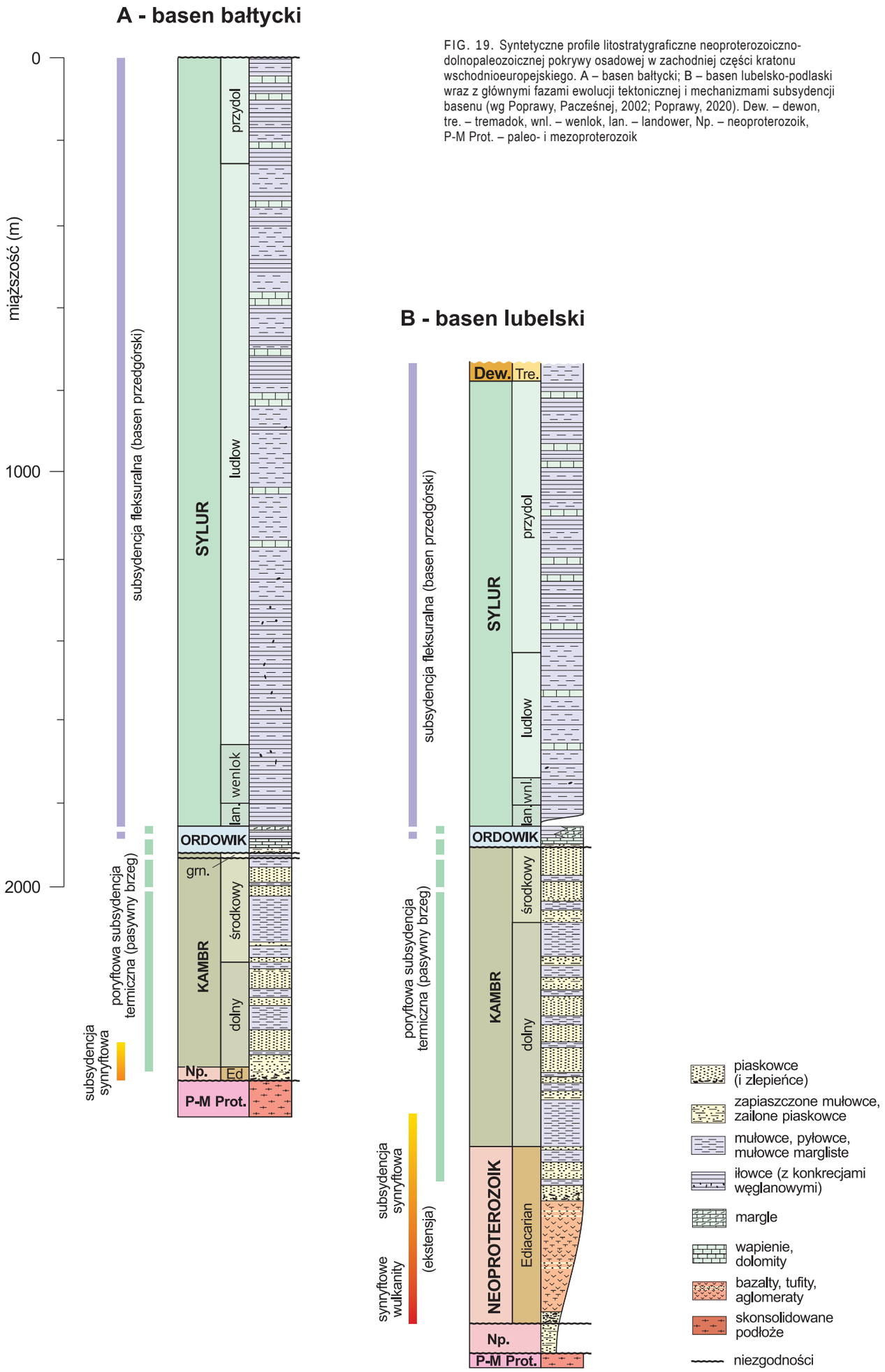


FIG. 19. Syntetyczne profile litostratygraficzne neoproterozoiczno-dolnopaleozoicznej pokrywy osadowej w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego. A – basen bałtycki; B – basen lubelsko-podlaski wraz z głównymi fazami ewolucji tektonicznej i mechanizmami subsydencji basenu (wg Poprawy, Pacześnej, 2002; Poprawy, 2020). Dew. – dewon, tre. – tremadok, wnl. – wenlok, lan. – landower, Np. – neoproterozoik, P-M Prot. – paleo- i mezoproterozoik

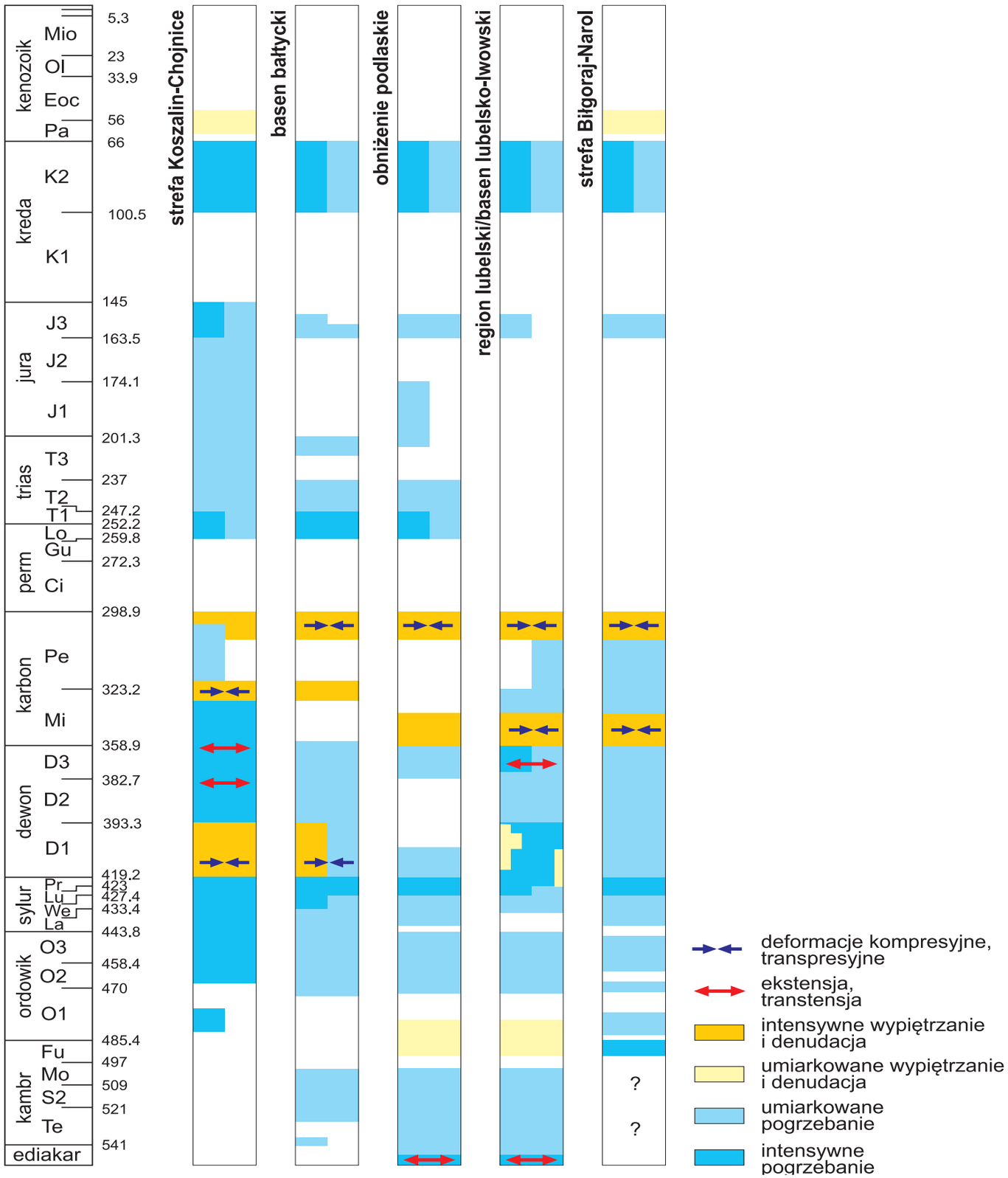


FIG. 20. Kluczowe fazy subsydencji/pogrzebania oraz wypiętrzania/denudacji w basenach osadowych zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych (wg Poprawy, 2019). Objaśnienia skrótów jak na fig. 4. Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski

2019, 2020), bądź, alternatywnie, Laurencję (Scotese, 2009). Separacja i przeciwstawny dryf tych płyt doprowadziły ostatecznie do powstania między nimi Oceanu Tornquista, a zachodni skłon kratonu, tj. rodzącej się Baltiki, przybrał charakter pasywnego brzegu kontynentalnego (fig. 18B; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Eriksson, 2012).

Rozwój ryftu wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Baltiki, a następnie dryf zaangażowanych przez niego paleokontynentów, był częścią procesu rozpadu późnoneoproterozoicznego, efemerycznego superkontynentu Pannocji (Poprawa, 2006b; Poprawa i in., 2020). Elementem tego procesu był również rozwój w podobnym przedziale czasowym strefy ryftowej wzdłuż północno-zachodniej (w dzisiejszym układzie odniesienia), skandynawskiej krawędzi Baltiki, co następnie doprowadziło do rozdzielenia Laurencji i Baltiki oraz do powstania oceanu Japetus (fig. 21; np. Bingen i in., 1998; Roberts i in., 2010; Kjøll i in., 2019; Tegner i in., 2019; Poprawa i in., 2020). Wskutek rozwoju obu ryftów, a następnie oceanów, Baltika wyodrębniła się jako oddzielny kontynent, obejmujący kraton wschodnioeuropejski.

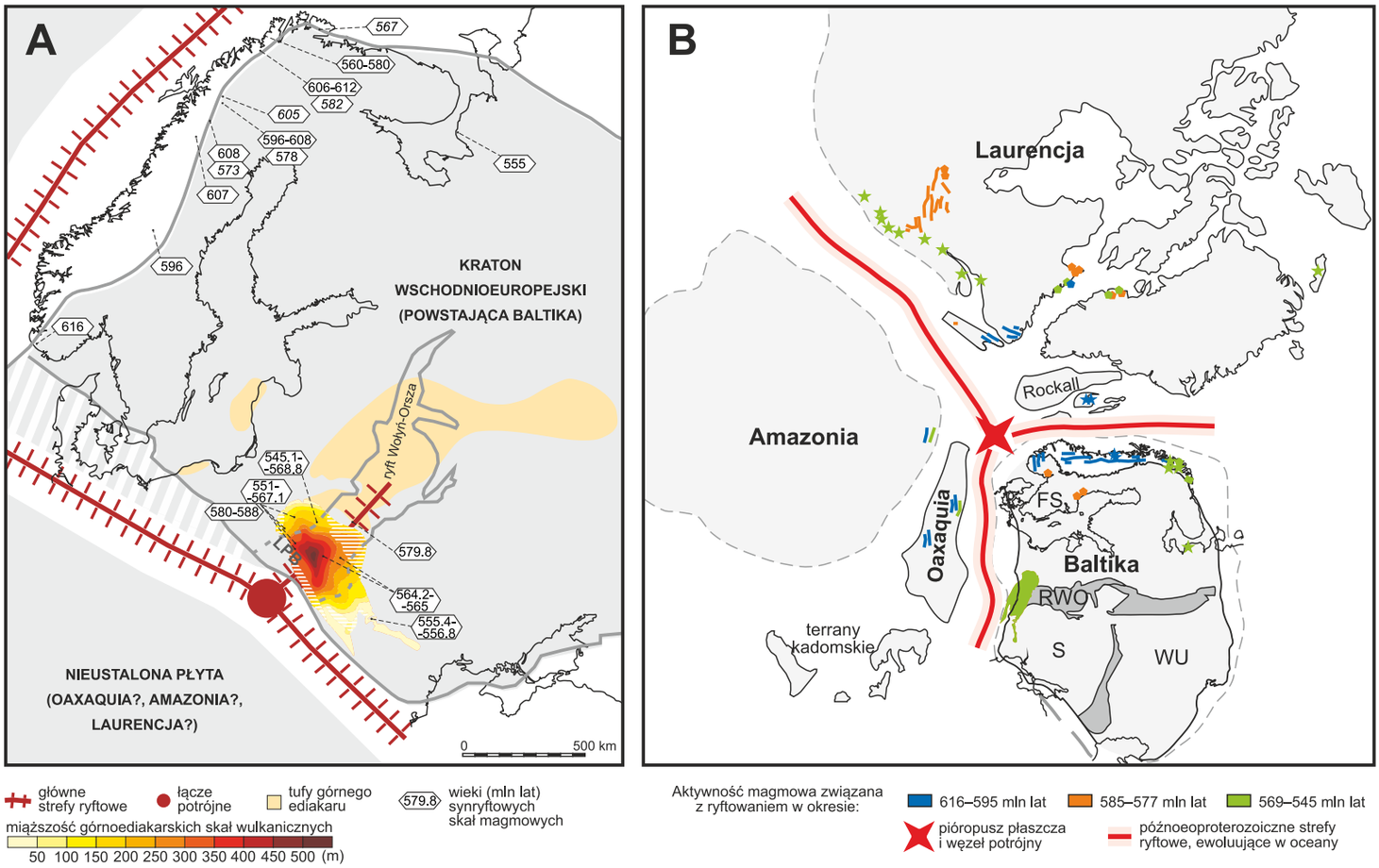


FIG. 21. Pozycja zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego w czasie ediakarskiego ryftowania, związanego z rozpadem superkontynentu Rodinii/Pannocji.
A – główne strefy ryftowe i wiek synryftowego magmatyzmu wzdłuż SW i NE krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (wg Poprawy i in., 2020, wraz z odniesieniami tamże).
LPB – basen lubelsko-podlaski. B – pozycja paleogeograficzna powstającej Baltiki ok. 615 mln lat temu w odniesieniu do lokalizacji stref ryftowych (wg Krzemińskiej i in., 2022, wraz z odniesieniami tamże). FS – Fennoskandia, S – Sarmacja, WU – Wołgo-Uralia. RWO – ryft Wołyń-Orsza.

Nieco bardziej złożona była ewolucja południowo-zachodniego brzegu Baltiki, co wynika z analizy pochodzenia materiału detrytycznego (U-Pb na cyrkonach) ediakarsko-kambryjsko-ordowickich osadów klastycznych z południowej części zachodniego skłonu kratonu, a także z Gór Świętokrzyskich oraz bloków małopolskiego i górnośląskiego. Analiza ta prowadzi do wniosku, że elementy orogenu kadomskiego, tworzące zespół terranów Teisseyre'a-Tornquista, dokowały tu do świeżo powstałej pasywnej krawędzi kontynentu już z końcem ediakaru i we wczesnym kambrze (Żelaźniewicz i in., 2020).

4.3.5.3. Pasywny brzeg kontynentalny Baltiki (późny ediakar–późny ordowik)

Po fazie późnoediakarskiej synryftowej subsydencji nastąpiła długotrwała tendencja do stopniowego zmniejszania się tempa subsydencji w basenach na południowo-zachodnim (w dzisiejszym układzie geograficznym) skłonie powstającej wówczas Baltiki (fig. 15, 20). W efekcie, krzywe subsydencji tektonicznej dla kambru i ordowiku mają charakter typowy dla basenów poryftowych, w których głównym mechanizmem rozwoju jest subsydencja termiczna (fig. 19; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002). W okresie tym systematycznie spadało również tempo depozycji osadów, co odzwierciedla stopniowo deniwelowaną topografię obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego, a tym samym ich zamierającą aktywność tektoniczną (Poprawa, 2006a). Wraz ze spowalnianiem subsydencji w późnym ediakarze, kambrze i ordowiku następowała oboczna ekspansja zasięgu systemu basenów na zachodnim skłonie Baltiki oraz basenu Wołyń–Orsza, a także względne ujednolicenie facjalne ich osadowego wypełnienia. Równocześnie w basenach tych zamarła aktywność uskoków ekstensyjnych. Zjawiska takie również są indykatywne dla basenów poryftowych (np. Allen, Allen, 2013).

Obserwacje powyższe stanowią podstawę modelu przyjmującego że pod koniec ediakaru, w kambrze oraz we wczesnym i środkowym ordowiku zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego stanowił pasywny brzeg kontynentalny Baltiki (fig. 18B; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002). Koncepcja taka znajduje uzasadnienie również w wynikach badań paleomagnetycznych (Dalziel, 1992; Torsvik i in., 1996; Torsvik, Rehnström, 2003).

Poryftowa subsydencja termiczna pasywnego brzegu Baltiki, w jego części położonej na południe od wyniesienia Łeby, została przerwana w późnym kambrze i wczesnym ordowiku przez krótkotrwały epizod wypiętrzania o niewielkiej skali (fig. 15, 20; Modliński, Szymański, 2008; Szymański, 2008; Poprawa, 2006a; Modliński i in., 2010). Epizod ten był równoczesny z intensywną subsydencją i depozycją osadów o facjach głównie piaszczystych w przyległej strefie Biłgoraj–Narol oraz na bloku łysogórskim (fig. 5; Orłowski, 1992), podczas gdy na bloku małopolskim dochodziło wówczas do deformacji kompresyjnych (Salwa, 2002; Gągała, 2005). Obserwacje powyższe stanowią uzasadnienie dla modelu, przyjmującego że basen górnokambryjski strefy Biłgoraj–Narol i blok łysogórski stanowiły niewielki basen fleksuralny, którego powstanie spowodowane było tektonicznym obciążeniem, wywołanym przez skośne dokowanie bloku małopolskiego do Baltiki (Poprawa, 2006a). W modelu tym późnokambryjskie wypiętrzanie zachodniego skłonu kratonu było powodowane przez reżim kompresyjny. We wczesnym tremadoku wypiętrzanie wygasło i powrócił proces subsydencji termicznej pasywnego brzegu.

4.3.5.4. Kaledońska kolizja i rozwój zapadlisk przedgórskich (późny ordowik–wczesny dewon)

W późnym ordowiku i sylurze zaszły zasadnicze zmiany w tektonicznym rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, wyrażające się przede wszystkim zmianą charakteru subsydencji oraz rozkładu facji. W okresie tym we wszystkich częściach omawianego systemu basenów tempo subsydencji intensywnie wzrastało z czasem, odzwierciedlane krzywymi subsydencji tektonicznej o charakterystycznym „kolanowym" kształcie, wskaźnikowym dla uginania płyty pod obciążeniem tektonicznym (fig. 22; Poprawa i in., 1999, 2018; Poprawa, Pacześna, 2002; Eriksson, 2012; por. Allen, Allen, 2013). Biorąc powyższe pod uwagę, późnoordowicko-sylurski system basenów

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

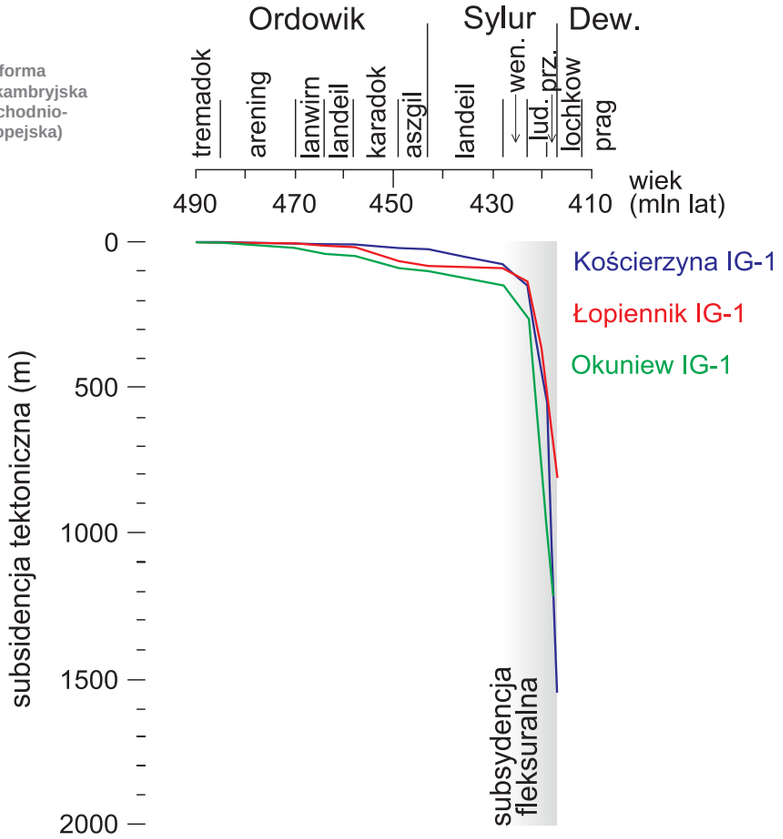


FIG. 22. Kluczowe fazy subsydencji/pogrzebania oraz wypiętrzania/denudacji w basenach osadowych zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego i obszarach przyległych (wg Poprawy, 2019). Objaśnienia skrótów jak na fig. 4. Określenie basen lubelsko-lwowski odnosi się do basenu dewońsko-karbońskiego. We wczesnym paleozoiku obszar ten wraz z obniżeniem podlaskim stanowił basen lubelsko-podlaski

bałtycko-dniestrzańskich interpretowano jako ciąg zapadlisk przedgórskich północnoniemiecko-polskiej gałęzi orogenu kaledońskiego, powstającej w następstwie kolizji Awalonii i Baltiki (fig. 18C–E, 19; Poprawa i in., 1999, 2018; Lazauskienė i in., 2002; Poprawa, 2006b, 2019; Tari i in., 2012; Mazur i in., 2018; por. też podrozdział 5.1.3).

Postulowana powyżej geneza systemu basenów południowo-zachodniego brzegu Bałtyki wyraża się również w ich asymetrycznym kształcie, wynikającym z systematycznego wzrostu miąższości utworów sylurskich ku zachodowi (fig. 8, 9). W zachodniej części basenu bałtyckiego sylurską fleksurę uwidaczniają również wyniki badań sejsmicznych (fig. 8; Krzywiec i in., 2014; Tari i in., 2016; Mazur i in., 2016). Model kaledońskiego zapadliska przedgórskiego znajduje ponadto uzasadnienie w wynikach badań sedymentologiczno-facjalnych, przeprowadzonych dla polskiego sektora basenu bałtyckiego i obniżenia podlaskiego (Jaworowski, 2000), dla duńskiego i niemieckiego sektora basenu bałtyckiego (Vejbæk i in., 1994; Maletz i in., 1997; Beier i in., 2000) oraz dla basenu wołyńsko-podolsko-mołdawskiego (Radkovets, 2015; Poprawa i in., 2018). Model ten jest ponadto spójny z obserwowanymi zmianami tempa dostawy i depozycji materiału detrytycznego w omawianych basenach. W całym tym obszarze tempo depozycji stopniowo wzrastało począwszy od późnego ordowiku, osiągając w późnym sylurze w strefach położonych przy krawędzi kratonu bardzo wysokie wartości, lokalnie przekraczające 1000 m/mln lat (Poprawa, 2006b; Poprawa i in., 2018). Jednocześnie specyfiką tego systemu basenów jest bardzo duży udział wolumetryczny materiału klastycznego drobnej frakcji, tj. mułowców, margli i iłowców (fig. 19, 23, 24; Modliński i in., 2006). Znaczna część tego materiału pochodzić musiała z zachodu, gdyż od wschodu strefa jego depozycji przechodziła w rozległe platformy węglanowe, w obrębie których nie stwierdzono przesłanek dla wniosku o transferze materiału detrytycznego (Poprawa, 2006b). Podobny obszar źródłowy posiada materiał detrytyczny dla klinoform piaskowców występujących na zachodnim brzegu basenu bałtyckiego w profilu wenloku i ludlowu, szybko wyklinowujących się ku wschodowi (Poprawa, 2019).

Na pochodzenie materiału detrytycznego z zachodu wskazują również datowania K/Ar łyszczyków i U-Pb cyrkonów, dokumentujące obecność materiału pozakratonicznego (Poprawa i in., 2006b), jak również badania geochemiczne mułowców i piaskowców (Schovsbo, 2003; Krzemiński, Poprawa, 2006) oraz badania sedymentologiczne (Jaworowski, 2000). Dostawa materiału z zachodu jest widoczna również na przekroju sejsmicznym w zachodniej części basenu bałtyckiego, gdzie w utworach wenloku obserwuje się struktury sedymentacyjne typu zalegania przekraczającego (ang. *onlap*; fig. 8; Krzywiec i in., 2014; Tari i in., 2016). Progradacja strefy kolizji ku południowemu wschodowi, prowadząca do wypiętrzania i erozji kolejnych jednostek, tworzyła efektywny mechanizm dla bardzo intensywnej dostawy materiału detrytycznego do basenu (fig. 18C, D; Poprawa, 2006b).

W początkowej fazie rozwoju kaledońskie zapadlisko przedgórskie miało charakter basenu wygłodniałego (ang. *starved basin*). W późnym ordowiku i landowerze fleksuralne uginanie południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego stworzyło, zwłaszcza w basenie bałtyckim, przestrzeń akomodacyjną, której nie zdołała wypełnić słaba dostawa materiału detrytycznego. W efekcie w zbiorniku o zwiększonej batymetrii deponowane były w tym czasie osady ilasto-mułowcowe o małej miąższości, wzbogacone w substancję organiczną (Poprawa, 2020). Faza basenu wygłodniałego została zaburzona w hirnancie spłyceniem basenu i zmianą facji na węglanowe, co jednak wyraża globalny spadek poziomu morza (por. Ross, Ross, 1990) i nie ma komponentu tektonicznego (Poprawa i in., 1999; Podhalańska, 2009). Stopniowa progradacja deformacji i wypiętrzania w strefie kolizji ku wschodowi i południowemu wschodowi oraz ich intensyfikacja doprowadziły do depozycji dużej miąższości kompleksu utworów drobnoklastycznych w spłycającym się zbiorniku.

Rozwój systemu górnoordowicko-sylurskich zapadlisk przedgórskich na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego jest wyraźnie diachroniczny w kierunku z NW ku SE. Dotyczy to m.in. fazy rozwoju basenu wygłodniałego, w czasie której osadzały się łupki wzbogacone w substancję organiczną. W zachodniej i centralnej części basenu bałtyckiego faza ta rozpoczęła się pod koniec środkowego ordowiku, we wschodniej części basenu bałtyckiego i obniżeniu podlaskim – we wczesnym landowerze, zaś w basenach lubelskim i wołyńsko-podolsko-mołdawskim – we wczesnym wenloku (Poprawa, 2020). Diachroniczny był również początek intensywnej subsydencji tektonicznej i intensywnej dostawy materiału detrytycznego. W strefie rowu Oslo duże miąższości osadów, przekładające się na wysokie tempo subsydencji, obserwuje się już w późnym ordowiku (Kristoffersen i in., 2013). W niemieckim sektorze basenu bałtyckiego ma to miejsce w landowerze, w jego polskiej części – głównie w wenloku, zaś w basenie lubelsko-podlaskim (fig. 20) i wołyńsko-podolsko-mołdawskim w ludlowie (Poprawa, 2006b). Powyższe zjawiska diachronizmu odzwierciedlają skośny charakter kolizji Awalonii z Baltiką (np. Scotese, McKerrow, 1990; Torsvik, Rehnström, 2003; Poprawa, 2019; Jaworowski, 2000).

Konwergencję, a następnie kolizję Awalonii i Baltiki umożliwiała konsumpcja skorupy oceanicznej Japetusa, oddzielającej obie płyty, a której istnienia dowodzą badania geochemiczne górnoordowicko-sylurskich popiołów wulkanicznych, deponowanych w systemie basenów pery-Tornquista, tj. w bałtycko-dniestrzańskim systemie basenów. Wskazują one bowiem na to, że źródłem dla popiołów wulkanicznych był magmatyzm w obrębie subdukcyjnego łuku wyspowego, położonego na zachód od Baltiki (fig. 18C; Huff i in., 1992, 2000; Bergström i in., 1995; Anczkiewicz i in., 2017). Materiał detrytyczny erodowany z subdukcyjnego łuku wyspowego stwierdzono ponadto w osadach ordowickich i sylurskich na południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Schovsbo, 2003) oraz w ordowickich utworach strefy Rugii (Giese i in., 1994; McCann, 1998; Giese, Köppen, 2001). Konwergencji obu omawianych płyt dowodzi także obecność w osadach górnego ordowiku strefy Rugii materiału detrytycznego dostarczanego z Baltiki, znajdującego się w nadkładzie osadów o awalońskim pochodzeniu (Giese i in., 1994, 1997).

Koncepcja górnoordowicko-sylurskiego zapadliska przedgórskiego na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego wymaga obecności kaledońskiego orogenu w pozycji dziś zajmowanej przez strefę szwu transeuropejskiego (TESZ). Interpretacja badań geofizycznych i modelowania grawimetryczne, przeprowadzone w odniesieniu do zachodniego basenu bałtyckiego, strefy Koszalin–Chojnice i Pomorza Zachodniego, wykazały występowanie na zachód od linii Teisseyre'a-Tornquista naskórkowego pasa nasuwczo-fałdowego, nasuniętego na ścienioną płytę kratonu wschodnioeuropejskiego (Mazur i in., 2016). Aktywności kolizyjnych procesów tektonicznych w strefie Koszalin–Chojnice dowodzą badania mezostrukturalne osadów ordowicko-sylurskich (Tomczyk, 1980; Pożaryski i in., 1982; Żaba, Poprawa, 2006). Badania geofizyczne w północno-wschodnich Niemczech również potwierdzają obecność orogenu, nasuniętego na płytę Baltiki (Berthelsen, 1992; Piske i in., 1994; Schlüter i in., 1997; Krawczyk i in., 1999).

Pośrednich przesłanek wskazujących na udział orogenicznych procesów w kształtowaniu obszarów położonych na zachód od Baltiki dostarczają wyniki datowań izotopowych materiału detrytycznego, dostarczanego do basenu bałtyckiego i strefy Rugii. Detrytyczne muskowity z piaszczystych i pyłowcowych osadów wenloku i ludlo-

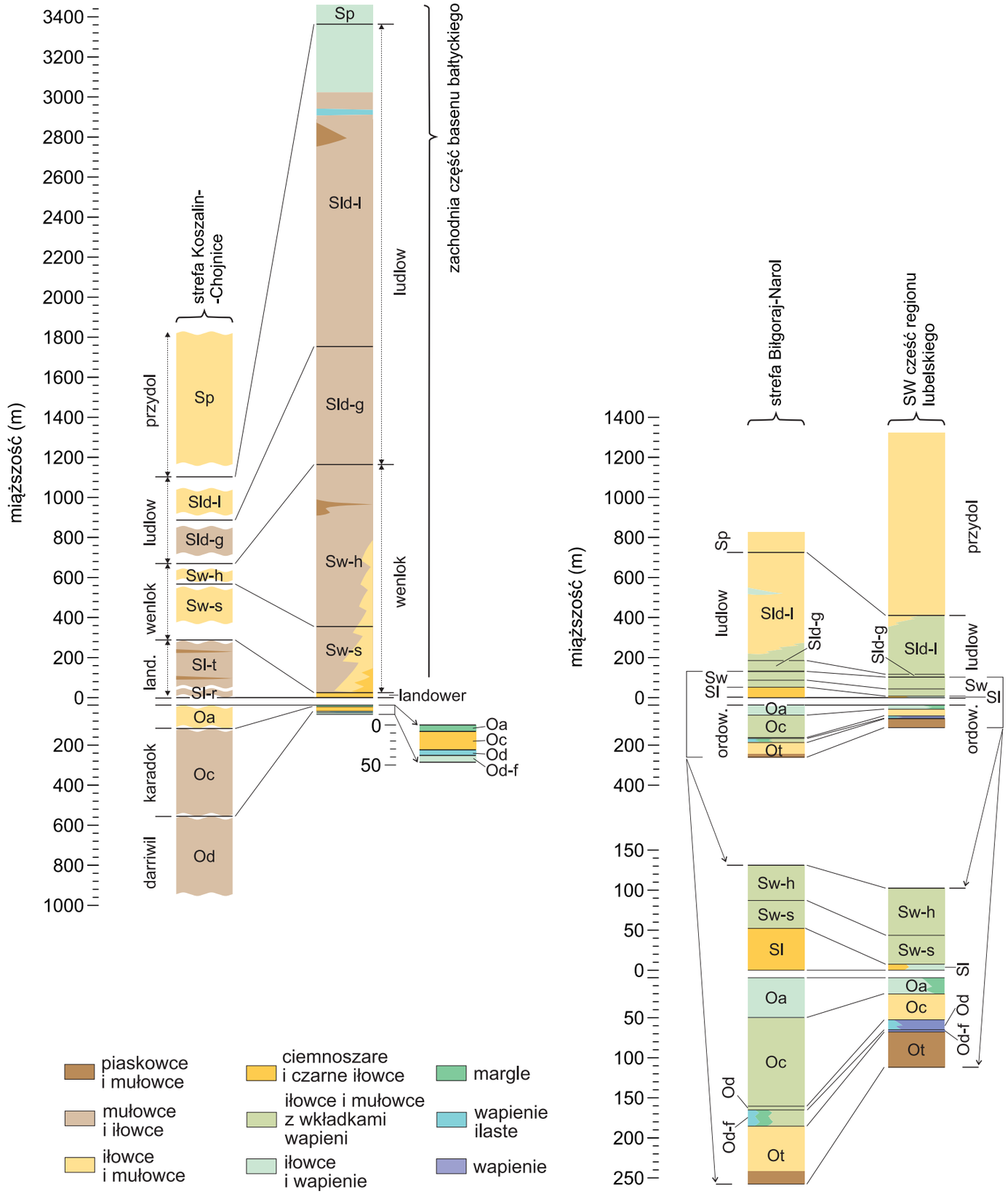


FIG. 23. Porównanie litofacji, miąższości ordowickich i sylurskich osadów w zachodniej części basenu bałtyckiego oraz przyległej strefie Koszalin Chojnice, a także w regionie lubelskim i przyległej strefie Narol-Biłgoraj (wg Poprawy, 2019). Sp – przydol; Sld-l – ludford; Sld-g – gorst; Sw –wenlok; Sw-h – homer; Sw-s – Sheinwood; land. oraz Sl – landower; Sl-r – rhuddan; Sl-t – telych and aeron; Oa – aszgil; Oc – karadok; Od – darriwil (lanwirn); Od-f – daping-fo (arenig); Ot – tremadok

wu w zachodnim basenie bałtyckim wykazują wieki K/Ar, odpowiadające środkowemu i górnemu ordowikowi oraz najwcześniejszemu sylurowi, co świadczy o obecności tektoniczno-termicznego zdarzenia w tym czasie w ich obszarze źródłowym (Poprawa i in., 2006b). Ponadto datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$ wykazały obecność równowiekowego metamorfizmu w strefie kaledonidów szlezwickich (Frost i in., 1981; Ziegler, 1990; Katzung, 2001) oraz równowiekowego zdarzenia tektoniczno-termicznego w strefie Rugii (Dallmeyer i in., 1999; Giese, Köppen, 2001), które dobrze wpisują się w model kaledońskich procesów orogenicznych.

Ordowicko-sylurska pokrywa osadowa kratonu wschodnioeuropejskiego kontynuuje się dalej ku zachodowi, poza obecny zasięg basenów bałtyckiego i lubelsko-podlaskiego. Na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista osady te zostały zdeformowane oraz głęboko pogrzebane, wskutek czego stan ich rozpoznania

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

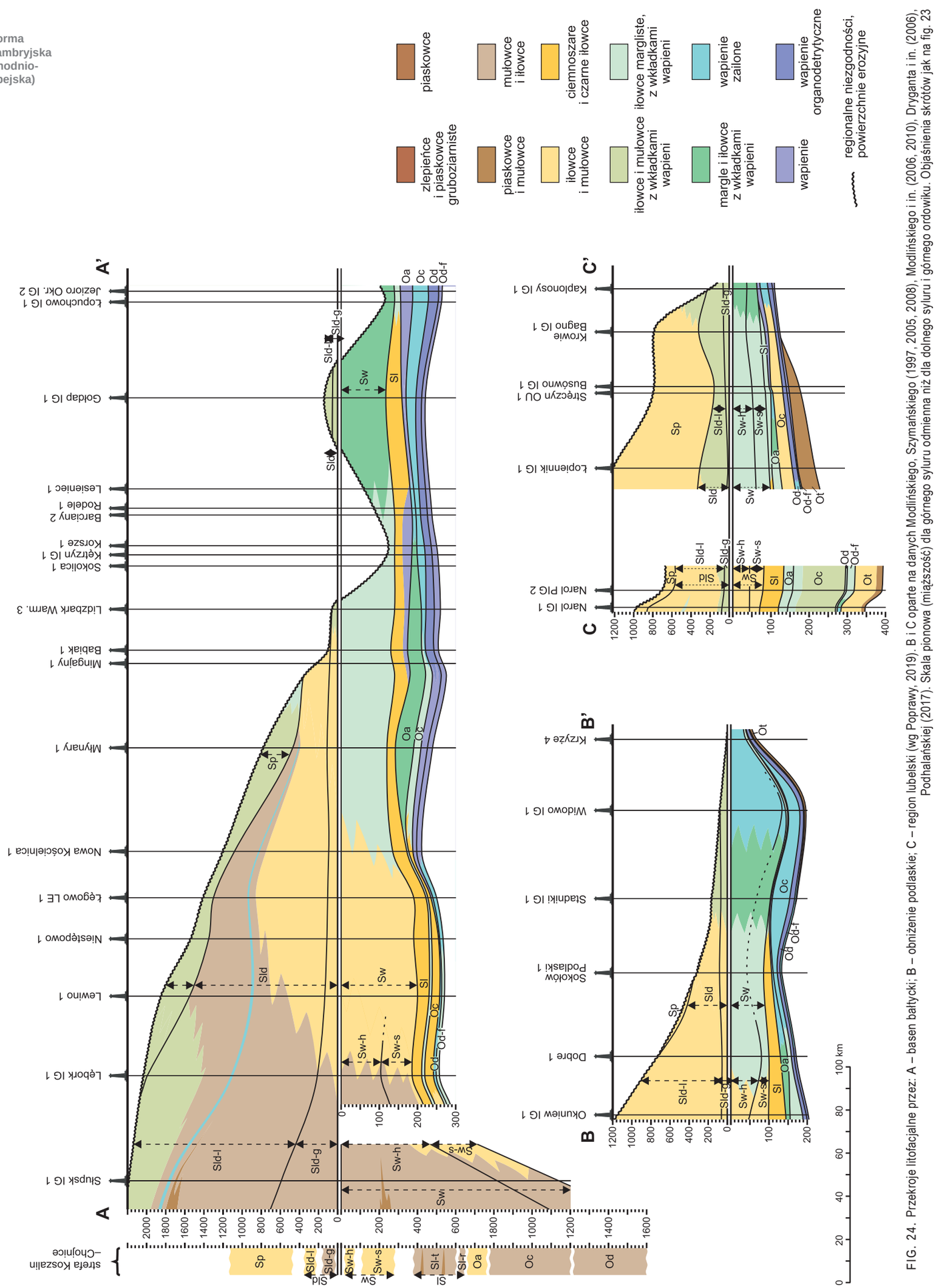


FIG. 24. Przekroje litofacjalne przez: A – basen bałtycki; B – obniżenie podlaskie; C – region lubelski (wg Poprawy, 2019). B i C oparte na danych Modlińskiego, Szymańskiego (1997, 2005, 2008), Modlińskiego i in. (2006, 2010), Dryganta i in. (2006), Podhalańskiej (2017). Skala pionowa (miąższość) dla górnego syluru odmienna niż dla dolnego syluru i górnego ordowiku. Objaśnienia skrótów jak na fig. 23

jest słabszy niż osadów pokrywy kratonu. Skały osadowe ordowiku i syluru występują w obrębie kaledońskiego pasma fałdowego Koszalin–Chojnice (fig. 7, 23; zob. podrozdział 5.1.3) oraz w strefie Biłgoraj–Narol (fig. 10, 23). W strefach tych w ordowiku i landowerze były akumulowane osady o miąższościach większych, niż w basenach położonych na kratonie wschodnioeuropejskim, natomiast począwszy od wenloku po przydol proporcja ta się odwróciła (fig. 23, 24; Poprawa, 2019). Wykształcenie facjalne osadów obu wyżej wymienionych stref jest bardziej proksymalne niż pokrywy osadowej na kratonie, zwłaszcza w przypadku strefy Biłgoraj–Narol, aczkolwiek w przypadku osadów syluru powinowactwo facjalne z basenami bałtyckim i lubelsko-podlaskim pozostaje wyraźne (fig. 23, 24). Pokrewieństwa osadów klastycznych strefy Koszalin–Chojnice i basenu bałtyckiego dowodzą wyniki badań geochemicznych (Krzemiński, Poprawa, 2006).

Strefy Koszalin–Chojnice i Biłgoraj–Narol początkowo stanowiły proksymalne części kaledońskiego zapadliska przedgórskiego, rozwiniętego na zachodnim skłonie kratonu (Poprawa, 2019, 2006b; fig. 18C, D). Spowolnienie wenlocko-przydolskiej subsydencji w tych strefach względem równowiekowej subsydencji w krawędziowej strefie kratonu, wiązać można z oddziaływaniem kaledońskiej kompresji oraz z wertykalną składową kolizyjnych ruchów tektonicznych. Strefy Koszalin–Chojnice i Biłgoraj–Narol cechuje znacznie wyższy stopień deformacji tektonicznych w porównaniu z deformacjami pokrywy kratonu, które w przypadku pierwszej z tych stref są związane z kaledońską kolizją (Tomczyk, 1980; Pożaryski i in., 1982; Żaba, Poprawa, 2006).

Ewolucja kaledońskich zapadlisk przedgórskich na południowo-zachodniej flance kratonu wschodnioeuropejskiego zakończyła się diachroniczną fazą kompresyjnych i transpresyjnych deformacji tektonicznych, skutkujących powstaniem niezgodności kątowych. W przypadku basenu bałtyckiego miały one miejsce w późnym lochkowie i stanowiły przejaw kompresyjnego oddziaływania skandynawskiej gałęzi kaledonidów na ich przedpole (Poprawa i in., 1999; Poprawa i in., 2006a). Natomiast w wołyńskim sektorze omawianego tu systemu basenów, niezgodność wiązana z późnokaledońską kompresją rozwinęła się prawdopodobnie w emsie (Poprawa, 2019).

Kaledońska kolizja zamyka cykl ewolucji zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego i stref przyległych do niego od zachodu. Stanowi on pełny cykl Wilsona w klasycznym wykształceniu, rozpoczynający się ryftowaniem, powstawaniem skorupy oceanicznej i przeciwstawnym dryftem płyt, po czym konwergencją, konsumpcją skorupy oceanicznej i kolizją kontynent–kontynent.

4.3.5.5. Baseny dewońsko-karbońskie

Zarówno w basenie bałtyckim, jak i w regionie lubelskim rozwinęła się dewońsko-karbońska pokrywa osadowa, niemniej o wzajemnie odmiennym wykształceniu (fig. 5). W basenie bałtyckim osady dewonu, lokalnie również dolnego karbonu, zachowane są w jego centralnej części (fig. 4B, C; Paškevičius, 1997; Matyja, 2006). W południowej i zachodniej części basenu kompleks permsko-mezozoiczny leży niezgodnie bezpośrednio na skałach dolnopaleozoicznych (fig. 8), podobnie jak w obniżeniu podlaskim (fig. 9). Na zachód od basenu bałtyckiego, w tym w basenie pomorskim i strefie Koszalin–Chojnice, są zachowane osady od środkowego dewonu (ewentualnie górnego emsu) do dolnego karbonu, lokalnie również górnego karbonu, wykształcone w facjach pozwalających zakładać, że pokrywa osadowa pierwotnie kontynuowała się ku wschodowi (fig. 4B, C; Matyja, 2006, 2008; Modliński i in., 2010; Seidel i in., 2018).

Stwierdzona w strefie Koszalin–Chojnice luka stratygraficzna, obejmująca najwyższy sylur i dolny dewon, wiązała się z poorogenicznym, izostatycznym wypiętrzaniem i erozją, a proces ten najprawdopodobniej obejmował również zachodnią część basenu bałtyckiego (fig. 20; Poprawa, 2006b). Na proces ten nałożyła się omówiona powyżej faza deformacji kompresyjnych i transpresyjnych w basenie bałtyckim w lochkowie.

W centralnej i wschodniej części basenu bałtyckiego obserwuje się zapis ciągłej sedymentacji na granicy syluru i dewonu (Paškevičius, 1997; Matyja, 2006). Jego rozwój kontynuował się przez cały dewon, lokalnie do wczesnego karbonu (turneju), akumulując osady, których zachowana miąższość wynosi maksymalnie ponad 1000 m. Geneza większości środkowodewońsko-dolnokarbońskich basenów we wnętrzu kratonu związana była z ryftową ekstensją (Nikishin i in., 1996; Stephenson i in., 2006, 2021). W przypadku basenu bałtyckiego brak jest jednak przesłanek na taką jego genezę. Tektoniczny mechanizm rozwoju tego basenu nadal pozostaje słabo rozpoznany. Basen bałtycki po turneju ulegał wypiętrzaniu i erozji o obocznie zmiennej skali, a następująca po nim przerwa sedymentacyjna trwała do późnego permu.

W strefie położonej na południe od basenu bałtyckiego, tj. na wyniesieniu mazurskim i obniżeniu podlaskim, depozycja osadów dewońskich i karbońskich częściowo również miała miejsce. Zostały one jednak erozyjnie usunięte przed permem, a kompleks dolnopaleozoiczny lub paleo- i mezoproterozoiczne podłoże są bezpośrednio przykryte osadami basenu permsko-mezozoicznego (fig. 9). Jedynie w strefie mazowieckiej (płockiej) na zachód od obniżenia podlaskiego zachowane zostały karbońskie skały osadowe. Ogranicza to możliwość odtworzenia zachodzących na tym terenie w dewonie i karbonie procesów tektonicznych.

W regionie lubelskim obserwuje się ciągłe przejście od syluru do dewonu (Tomczykowa, 1988). Rozpoczyna ono rozwój dolnodewońskiego kompleksu basenu lubelsko-lwowskiego, zdominowanego przez osady klastyczne z dużym udziałem frakcji mułowcowej i iłowcowej (Miłaczewski, 1981b; Miłaczewski, Radlicz, 1974; Radkovets, 2016). Osady te deponowane były w basenie o dużym tempie subsydencji tektonicznej podczas lochkowu, które zmniejszało się podczas pragu-emsu (fig. 25; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Lochkowska faza subsydencji stanowiła końcowy etap rozwoju kaledońskiego zapadliska przedgórskiego.

Dalsze zmniejszanie się tempa subsydencji tektonicznej w basenie lubelsko-lwowskim trwało do środkowego dewonu (fig. 24). Łącznie dla wczesnego i środkowego dewonu tworzy to typ krzywych subsydencji tektonicznej wskaźnikowy dla basenów zdominowanych przez ekstensję i subsydencję termiczną. W tym przypadku brak jest jednak strukturalnych przesłanek na ekstensję w basenotwórczej skali dla tego przedziału wiekowego (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

W późnym dewonie miał miejsce kolejny etap tektonicznego rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego. Tempo subsydencji tektonicznej istotnie wzrosło, aczkolwiek było ono wówczas obocznie silnie zróżnicowane (fig. 24; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Intensywną subsydencją wyróżniało się zwłaszcza synklinorium lubelskie (rów lubelski). Tego typu pojedyncze impulsy subsydencji o znacznej skali są indykatywne dla basenów powstających w reżimie transtensyjnym, stąd też dla późnodewońskiej fazy rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego przyjmowano model synsedymentacyjnego rowu, niekiedy rozumianego jako basen typu *pull-apart* (Żelichowski, Kozłowski, 1983; Narkiewicz i in., 1998; Poprawa i in., 2018). Jednakże, z uwagi na brak w obrazie sejsmicznym synsedymentacyjnych, górnodewońskich uskoków o dużej skali, odpowiedzialnych za rozwój ówczesnych depocentrów, dla tego etapu rozwoju basenu zaproponowano alternatywny mechanizm tektoniczny. Synklinalna geometria basenu górnodewońskiego i malejąca w kierunku skrzydeł synkliny miąższość, pozwalają sugerować ówczesne fałdowe wyboczenie górnej części skorupy ziemskiej, spowodowane kompresją zorientowaną poprzecznie do rozciągłości basenu (fig. 26; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Z końcem famenu rozpoczął się proces zasadniczej przebudowy tektonicznej basenu lubelsko-lwowskiego, kontynuujący się do środkowego wizenu (tj. przez ok. 15 mln lat), związany z rozwojem sieci uskokowej, wypiętrzaniem i erozją. Tradycyjnie był on określany jako faza bretońska poprzez odniesienie do faz orogenezy waryscyjskiej (np. Żelichowski, 1972). Sieć uskokowa tego wieku, zilustrowana jest na figurach 10 i 11; interpretowana była jako efekt ekstensji równoległej do osi basenu (Narkiewicz i in., 2007b), jako system uskoków odwróconych (Krzywiec i in., 2017b), bądź jako system uskoków powstałych w reżimie transpresyjnym (Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Skutkiem tych deformacji i związanej z nimi erozji jest powstanie regionalnej niezgodności o znacznej skali, na której zalega post-tektoniczna pokrywa osadowa górnowizeńsko-westfalska, przykrywając różne ogniwa dewonu, syluru, ordowiku, kambru lub prekambru (por. fig. 4B, 4C i 11).

Obocznie zmienna miąższość skał usuniętych w trakcie wczesnokarbońskiego wypiętrzania, jak również wielkość zrzutów na poszczególnych, aktywnych wówczas uskokach, mieszczą się w przedziale od kilkuset do ok. 2500 m (Tomaszczyk, 2015, Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Systematyczna analiza danych sejsmicznych pozwala wykazać transpresyjną genezę ówczesnej sieci uskokowej (fig. 12, 26; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Podobnie interpretowany jest kulisowy układ głównych stref uskokowych, widocznych na mapie odkrytej bez karbonu i osadów młodszych, zwłaszcza w strefie elewacji Hrubieszowa, wskazujący na przesuwczość prawoskrętną (fig. 11). Mapa ta, oparta na interpretacji zarówno profili głębokich otworów wiertniczych, jak i pełnej siatki profili sejsmicznych, weryfikuje styl budowy strukturalnej kompleksów podkarbońskich, uprzednio enigmatycznie określanej jako „tektonika blokowa" (por. fig. 4C z 11). Wczesnokarbońskie wypiętrzanie i erozja intensywnie zachodziły również w jednostce radomsko-kraśnickiej, w tym w strefie Biłgoraj–Narol, a prawdopodobnie również w obrębie obniżenia podlaskiego i na wyniesieniu mazurskim (Poprawa, 2019; Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Zjawiska

4

Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

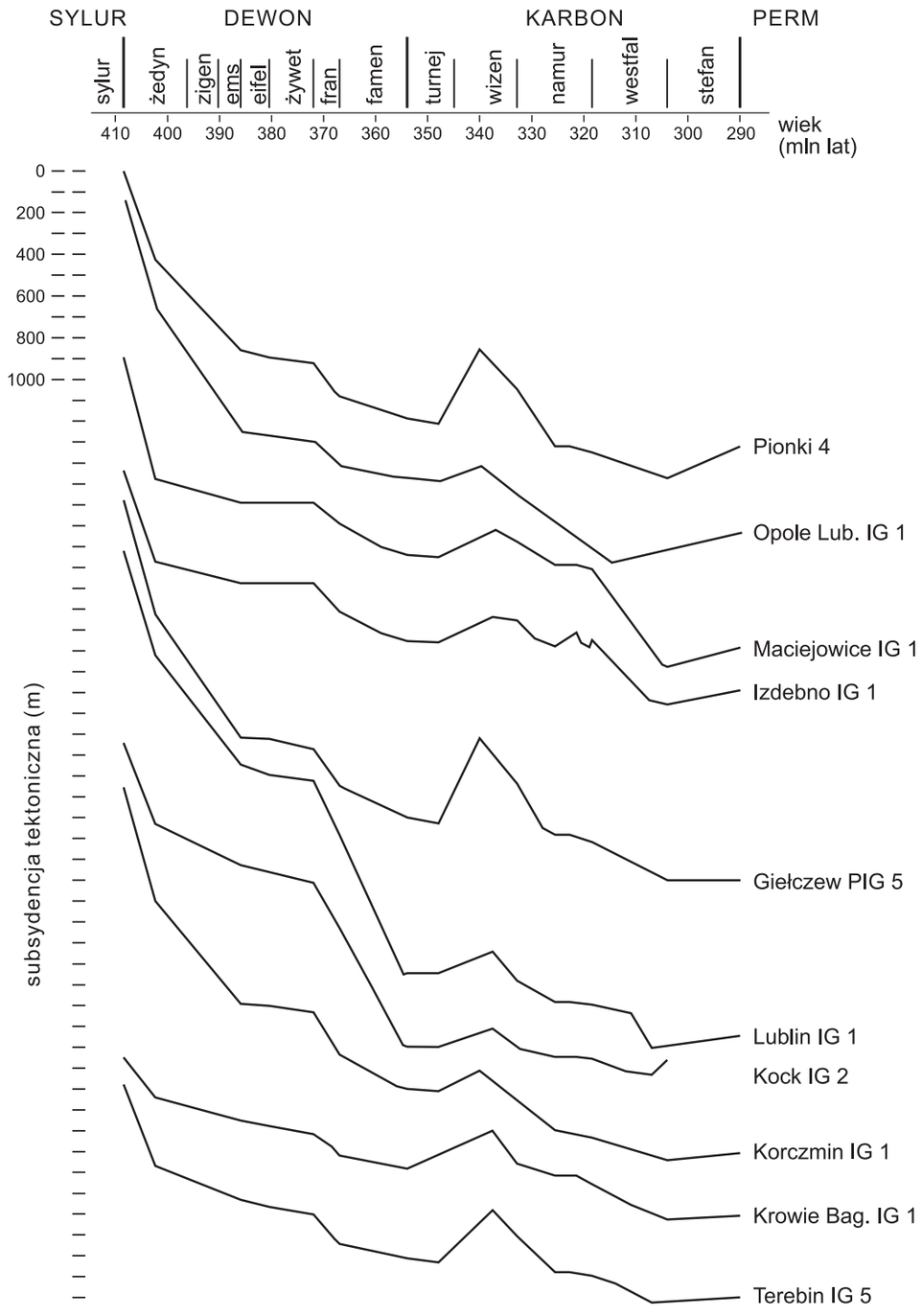


FIG. 25. Dewońsko-karbońska historia subsydencji tektonicznej dla przykładowych profili otworów wiertniczych z lubelskiej części basenu lubelsko-lwowskiego (wg Narkiewicza i in., 1998)

te stanowią przykład śródpłytowych deformacji na dalekim przedpolu orogenu waryscyjskiego, który był źródłem naprężeń.

Transpresyjny mechanizm wypiętrzania był wspierany przez proces termicznego nabrzmienia skorupy ziemskiej (ang. *thermal doming*), powodujący charakterystyczny, owalny kształt izolinii miąższości zerodowanych skał (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Proces ten stanowił pierwszy przejaw wczesnokarbońskiej aktywności magmowej na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego. Aktywność ta wyraziła się powstaniem na zwartym obszarze, od regionu lubelskiego po centralną część szelfu bałtyckiego, systemu intruzji, masywów, pokryw lawowych i osadów piroklastycznych, które zinterpretowano jako lubelsko-bałtycką dolnokarbońską prowincję magmową, o powierzchni przekraczającej 120 000 km^2 (fig. 6; Poprawa, 2019; Poprawa i in., 2024). Jej najlepiej poznaną dotąd cześć stanowią względnie płytko położone dolnokarbońskie intruzje i kompleksy na wyniesieniu mazurskim (Krzemińska, Krzemiński, 2012; Demaiffe i in., 2013; Wiszniewska i in., 2020; Krzemińska i in., 2025).

Wystąpienia skał związanych z lubelsko-bałtycką prowincją magmową mają charakter wyłącznie podpowierzchniowy i rozpoznawane są w profilach otworów wiertniczych, jak również w zapisie danych magnetycznych i sejsmicznych. Skały te mają wspólne pochodzenie, co podkreśla ich geochemicznie spójny, alkaliczny charakter, a także wiek w przedziale 352–337 mln lat (Poprawa i in., 2024; Krzemińska i in., 2025). Powyższa charakterystyka geochronologiczna wyraźnie odróżnia lubelsko-bałtycką, dolnokarbońską prowincję magmową od późnodewońskich, alkalicznych prowincji półwyspu Kola oraz rowu Prypeć–Dniepr–Donieck, z którymi uprzednio wiązano ją genetycznie (por. Demaiffe i in., 2013).

Dane sejsmiczne uwidaczniają obecność na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego intruzji w obrębie ediakarsko-dol-

nopaleozoiczno-dewońskiej pokrywy osadowej oraz w prekambryjskim podłożu krystalicznym, związanych z omawianą, lubelsko-bałtycką prowincją magmową. W południowej części basenu bałtyckiego jest to system silli Pasłęk–Polik, występujących w obrębie podłoża krystalicznego na głębokości ok. 7–18 km i rozciągających się na długości, co najmniej 160 km (Poprawa i in., 2024; Krzywiec i in., 2025). Dalej ku północy, w centralnej, szelfowej części basenu bałtyckiego, w obrębie sylurskiej i ordowickiej pokrywy osadowej występuje system silli Gdańsk–Dalders o rozciągłości ok. 150 km w kierunku N–S, natomiast w regionie lubelskim w obrębie osadów sylurskich i dolnodewońskich na głębokości 5,5–6,5 km rozpoznano system silli Minkowice–Pliszczyn o rozciągłości co najmniej 50 km (fig. 17; Poprawa i in., 2024).

Rozwój lubelsko-bałtyckiej prowincji magmowej był w przybliżeniu równoczesny z kolizją kontynent–kontynent i główną fazą orogenezy waryscyjskiej w środkowej Europie. Przyjąć można zatem genetyczny związek tych procesów. Tezę taką wspiera interpretacja towarzyszących magmatyzmowi wczesnokarbońskich, transpresyjnych deformacji tektonicznych, wypiętrzania i erozji w basenie lubelsko-lwowskim, jako efektu oddziaływania orogenu waryscyjskiego (Poprawa, Tomaszczyk, 2024). Zatem jako czynnik sprawczy wczesnokarbońskiej aktywności magmowej na zachodnim skłonie kratonu należy brać pod uwagę dekompresję płaszcza ziemskiego wywołaną reorganizacją pola naprężeń tektonicznych na przedpolu orogenu waryscyjskiego i/lub anomalią termiczną o skali litosferycznej (Poprawa i in., 2024; Krzemińska i in., 2025).

Wydzielenia stratygraficzne			Miąższość (m)	Reżim tektoniczny	Opis faz i procesów tektonicznych
Perm			luka	transpresja	lokalnie intruzje magmowe (diabazy) niewielka, przesuwcza reaktywacja uskoków
Karbon	pensylwan	gżel		kompresja naskorkowa	powstanie nasunięć i głównych ciągów strukturalnych; wypiętrzanie i erozja
		kasim.			
		moskow		kompresja zakorzeniona	niewielka inwersja uskoków
		baszkir	0–2000		
	missisip	sierp.		ekstensja?	zapis strukturalnych na danych sejsmicznych i w rdzeniu wiertniczym nie daje przesłanek na obecność synsedymentacyjnej tektoniki dysjunktywnej
		wizen	luka	transtensja?	aktywność magmowa (pokryw bazaltowe, tufity, intruzje); migracja stopów wzdłuż głęboko zakorzenionych uskoków
		turnej		ekstensja?	uskoki normalne o niewielkich zrzutach; ekstensyjne żyły kalcytowe
Dewon	górny	famen	0–2000	prawoskrętna transpresja	kontynuacja inwersji uskoków normalnych; powstanie zespołu transpresyjnych uskoków towarzyszących uskokowi Kocka (np. Siedlisk, Hanny)
		fran		kompresja	inwersja uskoków normalnych Kocka i Wilczopola-Marynina szerokopromienny fałd skorupowy, ugięcie w poprzek basenu lubeleskiego; w osi utworzonej synkliny wzmożona sedymentacja famenu
	środk.	żywet	0–150	relaksacja; umiarkowana ekstensja	umiarkowana subsydencja
		eifel			
	dolny	ems	0–1200		
		prag			
		lochkow			
Sylur			1200–2700	ekstensja	kaledońskie zapadlisko przedgórskie; synsedymentacyjna aktywność uskoków normalnych Kocka oraz Wilczepola i Marynina

FIG. 26. Sekwencja paleozoicznych procesów tektonicznych w centralnej części regionu lubelskiego (strefa uskokowa Kocka), związanych z nimi naprężeń tektonicznych i stylów deformacji (wg Tomaszczyka, 2015; Tomaszczyka, Jarosińskiego, 2017; uzupełniono i zmodyfikowano)

4
Platforma prekambryjska (wschodnio-europejska)

Powierzchniowe i przypowierzchniowe produkty aktywności magmowej prowincji lubelsko-bałtyckiej na znacznej części jej obszaru (w północnej części regionu lubelskiego, na obniżeniu podlaskim, wyniesieniu mazurskim i w basenie bałtyckim) uległy późniejszej erozji. Jej zapisem jest powstanie dużej miąższości dolnokarbońskich osadów wulkanoklastycznych w basenach osadowych, położonych na zachód od kratonu wschodnioeuropejskiego, głównie w basenie pomorskim i w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Krzemiński, 1999; Matyja, 2006, 2008; Poprawa i in., 2024).

Wraz z końcem tektonicznych deformacji i wygasaniem aktywności magmowej rozpoczęła się ostatnia, wizeńsko-górnokarbońska faza rozwoju basenu lubelsko-lwowskiego, w trakcie której były akumulowane skały osadowe, głównie szelfowe, deltowe i fluwialne, o miąższości do 2000 m (np. Żelichowski, 1972; Dębowski, Porzycki, 1988; Porzycki, Zdanowski, 1995; Waksmundzka, 1998; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Waksmundzka i in., 2021). Dla tego etapu rozwoju basenu obserwowano kilka epizodów przyśpieszonej subsydencji tektonicznej w różnych lokalizacjach i interpretowano je jako skutek transtensji (Narkiewicz i in., 1998). Z kolei analizy danych sejsmicznych i mezostrukturalne badania rdzeni wiertniczych mogą wskazywać na reżim ekstensyjny w okresie od późnego wizenu do wczesnego westfalu (baszkiru), a następnie na reżim kompresyjny w późnym westfalu (moskow) (fig. 26; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

W przypadku basenu lubelsko-lwowskiego istotne jest to, że obecnie stanowi on erozyjną pozostałość basenu o pierwotnie większym zasięgu obocznym. Traktowanie głównego depocentrum tego basenu – synklinorium lubelskiego – jako synsedymentacyjnego rowu tektonicznego (np. Kotas i in., 1983; Żelichowski, Kozłowski, 1983) nie znajduje uzasadnienia w danych sejsmicznych. Dane te dowodzą, że synklinorium lubelskie stanowi pasywną synklinę podścieloną przez regionalną powierzchnię odkłucia i nasunięcia, związaną z naskórkową tektoniką na przedpolu waryscydów (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Efekty orogenicznych deformacji waryscyjskich zachodzących w regionie lubelskim pod koniec karbonu omawiane są w tym tomie w podrozdziale 5.1.4.2.

LITERATURA

Allen P.A., Allen J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. 3rd Edition. Wiley-Blackwell, Oxford.

Anczkiewicz R., Porębski S.J., 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.

Antonowicz L., Iwanowska E., 2004. Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 52: 128–130.

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Areń B., 1978. Problemy zróżnicowania serii osadowych na granicy kambru z prekambrem na platformie prekambryjskiej w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 29–47.

Areń B., Lendzion K., 1978. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego. Prace Instytutu Geologicznego, 90: 7–46.

Artemieva I.M., 2003. Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform. Earth and Planetary Science Letters, 213: 431–446.

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.

Beier H., Maletz J., Böhnke A., 2000. Development of an Early Palaeozoic foreland basin at the SW margin of Baltica. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 218: 129–152.

Bergström S.M., Huff W.D., Kolata D., Bauert K., 1995. Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar GFF, 117: 1–13.

Berthelsen A., 1992. Mobile Europe. *W*: A Continent Revealed – the European Geotraverse (red. D.J. Blundell, R. Freeman, S. Mueller): 11–32. Cambridge University Press, Cambridge.

Białowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–58.

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. The Journal of Geology, 106: 565–574.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

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

Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Z.X., 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). Stratigraphy and Geological Correlation, 17: 259–274.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Buła Z., Habryn Z., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w skali 1:300 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995. Numerical ages of volcanics and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. Journal of the Geological Society, London, 152: 599–611.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000. Mapa geologiczna Polski bez osadów kenozoicznych. 1 : 1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa.

Dallmeyer R.D., Giese U., Glasmacher U., Pickel W., 1999. First ^{40}Ar-^{39}Ar age constraints for the Caledonian evolution of the Trans-European Suture Zone in NE Germany. Journal of Geological Society, London, 156: 279–290.

Dalziel I.W.D., 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today, 2: 237–241.

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. The Journal of Geology, 121: 91–104.

Dembowski Z., Porzycki J. (red.), 1988. Karbon lubelskiego zagłębia węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 122: 1–250.

Domżalski J., Górecki W., Mazurek A., Myśko A., Strzetelski W., Szamałek K., 2004. The prospects for petroleum exploration in the eastern sector of Southern Baltic as revealed by sea bottom geochemical survey correlated with seismic data. Przegląd Geologiczny, 52: 792–799.

Drygant D., Modliński Z., Szymański B., 2006. Korelacja litostratygraficzna ordowiku rejonu Biłgoraj–Narol z równowiekowymi osadami sąsiednich obszarów brzeżnej strefy kratonu wschodnioeuropejskiego Polski i Ukrainy. Przegląd Geologiczny, 54: 219–227.

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.

Eriksson M., 2012. Stratigraphy, facies and depositional history of the Colonus Shale Trough, Skåne, southern Sweden. Department of Geology, Lund University, Lund [praca magisterska].

Ernst R.E., Bell K., 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. Mineralogy and Petrology, 98: 55–76.

Frost R.T.C., Fitch F.J., Miller J.A., 1981. The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *W*: Petroleum Geology of the Continental Shelf of the North-West Europe (red. L.V. Illing, G.D. Hobson): 43–64. Institute of Petroleum, Heyden & Son, London.

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

Gautier D.L., Pitman J.K., Charpentier R.R., Cook T., Klett T.R., Schenk Ch.J., 2012. Potential for Technically Recoverable Unconventional Gas and Oil Resources in the Polish-Ukrainian Foredeep, Poland, 2012. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Fact Sheet 2012–3102, Reston.

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.

Giese U., Köppen S., 2001. Detrital record of Early Palaeozoic and Devonian clastic sediments at the southwestern border of the Fennoscandian Shield – provenance signals for a Caledonian geodynamic evolution. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 222: 215–251.

Giese U., Katzung G., Walter R., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. Geologische Rundschau, 83: 293–308.

Giese U., Dallmeyer R.D., Kramm U., Tschernoster R., 1997. Provenance analysis across a Caledonian Suture, NE-Germany. EUG 9 Abstracts, Strasbourg, Terra Nova, 9, 595.

Grachev A.F., Nikolaev V.A., 2006. East European platform development in the Late Precambrian and Paleozoic: Structure and sedimentation. Russian Journal of Earth Sciences, 8: ES4001.

Greiling R.O., Jensen S., Smith A.G., 1999. Vendian-Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica – application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. Norsk Geologisk Tidsskrift, 79: 133–144.

Grendaitė M., Michelevičius D., Radzevičius S., 2022. A large array of inselbergs on a continuation of the sub-Cambrian peneplain in the Baltic Basin: evidence from seismic data, Western Lithuania. Geological Quarterly, 66: 1–14.

Grocholski A., Ryka W., 1995. Karboński magmatyzm w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 181–189.

Heeremans M., Faleide J.I., Larsen B.T., 2004. Late Carboniferous-Permian of NW Europe: an introduction to a new regional map. Geological Society, London, Special Publications, 223: 75–88.

Literatura

Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., 2003. Basen lubelski – wyniki złożowe dotychczasowych prac i ich znaczenie dla dalszych poszukiwań. Przegląd Geologiczny, 51: 764–770.

Helcel-Weil M., Dzięgielowski J., Florek R., Maksym A., Słyś M., 2007. Wyniki złożowe dotychczasowych prac poszukiwawczych w basenie lubelskim w aspekcie możliwości poszukiwań węglowodorów. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 51–60.

Huff W.D., Bergström S.M., Kolata D., 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. Geology, 20: 875–878.

Huff W.D., Bergström S.M., Kolata D.R., 2000. Silurian K-bentonites of the Dnestr Basin, Podolia, Ukraine. Journal of the Geological Society, London, 157: 493–504.

Jacyna J., Lauritzen O., Zdanaviciute O., Sliaupa S., Nasedkin V., 1997. Lithuania – Petroleum Potential and Exploration Opportunities. Lithuanian Geological Survey, Vilnius.

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.

Jarosiński M., 2004. Opracowanie zmienności strukturalnej rdzeni w profilach wierceń z basenu lubelskiego i stref obrzeżających wraz z syntezą tektonicznej ewolucji obszaru. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jarosiński M., Dąbrowski M., 2006. Modele reologiczne litosfery w poprzek szwu transeuropejskiego w północnej i zachodniej części Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 143–166.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Jaworowski K., 1997. Warunki depozycji ciał piaszczystych kambru dolnego i środkowego w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 377: 1–118.

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–316.

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: 1–60.

Juskowiakowa M., 1974. Utwory najmłodszego prekambru. *W*: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce (red. A. Łaszkiewicz). Pokrywa osadowa. Część 2. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 20–39.

Kaminskas D., Michelevičius D., Blažauskas N., 2015. New evidence of an early Pridoli barrier reef in the southern part of the Baltic Silurian basin based on three-dimensional seismic survey, Lithuania. Estonian Journal of Earth Sciences, 64: 47–55.

Kanev S., Margulis L., Bojesen-Koefoed J.A., Weil W.A., Merta H., Zdanavičiūtė O., 1994. Oils and hydrocarbon source rocks of the Baltic syneclise. Oil and Gas Journal, 92: 69–72.

Katzung G., 2001. The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 3–53.

Kheraskova T.N., Volozh Y.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Sapozhnikov R.B., 2015. Correlation of Late Precambrian and Paleozoic Events in the East European Platform and the Adjacent Paleooceanic Domains. Geotectonics, 49: 27–52.

Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Postnikova I.S., 2020. Features of the Structure and Development of the Southeastern Part of the East European Platform and the Caspian Basin in the Late Precambrian–Early Paleozoic. Geotectonics, 54: 628–651.

Kjøll H.J., Andersen T.B., Corfu F., Labrousse L., Tegner C., Abdelmalak M.M., Planke S., 2019. Timing of breakup and thermal evolution of a pre-Caledonian Neoproterozoic exhumed magma-rich rifted margin. Tectonics, 38: 1843–1862.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Kostyuchenko S.L., Egorkin A.V., Solodilov L.N., 1999. Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifts of the East-European Platform in Russia by integrated study of seismic, gravity, and magnetic data. Tectonophysics, 313: 9–28.

Kotas A., Pożaryski W., Tomczyk H., Żelichowski A.M., 1983. Przekroje regionalne. *W*: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1000 000 (red. W. Pożaryski, Z. Dembowski). Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krawczyk C.M., Stiller M., DEKORP-Basin Research Group, 1999. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the North German Basin. Tectonophysics, 314: 241–253.

Kristoffersen M., Andersen T., Andresen A., 2013. U-Pb age and Lu-Hf signatures of detrital zircon from Palaeozoic sandstones in the Oslo Rift, Norway. Geological Magazine, 151: 816–829.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland — historical background and modern presentation. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, M18: 87–92.

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., Krzemiński L., 2012. Alkaliczna intruzja syenitowa Mławy a perspektywy występowania pierwiastków ziem rzadkich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 401–408.

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 platformy wschodnioeuropejskiej, 1:1000 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

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.

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.

Krzemińska E., Pacześna J., Poprawa P., 2024. Detrital zircon Pb-Pb dating of the Polesie Formation – provenance and maximum deposition age of the oldest sediments at the western slope of the East European Craton (Orsha-Volyn rift, SE Poland). Mineralogia - Special Papers, 52, 67.

Krzemińska E., Krzemiński L., Demaiffe D., Poprawa P., Williams I.S., Wiszniewska J., 2025. Evidence of magmatic versus hydrothermal zircon ages and mantle-crust interactions obtained from the Carboniferous alkaline intrusions at the margin of East European Craton (NE Poland). Gondwana Research, 142: 44–72.

Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.

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.

Krzywiec P., Malinowski M., Lis P., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Lower Palaeozoic basins developed above the East European Craton in Poland: New insight from regional high-effort seismic reflection data. 1–6, SPE-167739-MS. European Unconventional Resources Conference and Exhibition, SPE/EAGE, Book of Abstracts, Vienna.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting?. Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – Correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Memoir, 213: 353–372.

Krzywiec P., Poprawa P., Mikołajczak M., Mazur S., Malinowski M., 2018. Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East European Craton (SE Poland) – evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break-up of Rodinia. Journal of Palaeogeography, 7: 88–97.

Krzywiec P., Słonka Ł., Poprawa P., 2025. Lower Carboniferous igneous intrusions within the crystalline basement of the Baltic Basin (SW edge of the East European Craton, Poland) – insight based on seismic data interpretation and seismic forward modelling. Solid Earth, EGUsphere [preprint].

Kuzmenkova O.F., Nosova A.A., Shumlyanskyy L.V., 2010. Correlation of the Neoproterozoic Volyn-Brest magmatic province with large continental plateau basalt provinces of the world, nature of low- and high-titanium basite magmatism. Litasfera, 2: 3–16.

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.

Lazauskienė J., Stephenson R., Šliaupa S., Van Wees J.-D., 2002. 3-D flexural modelling of the Silurian Baltic Basin. Tectonophysics, 346: 115–135.

Levendal T.C., Lehnert O., Sopher D., Erlström M., Juhlin C., 2019. Ordovician carbonate mud mounds of the Baltoscandian Basin in time and space – a geophysical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 535, 109345.

Makhnatsch A.S., Weretennikov N.W., Shkuratov W.I., Bordon W.E., 1976. Rifiej i wend Bielorussii. Nauka i Technika, Mińsk.

Maletz J., Beier H., Katzung G., Niedzwiedz A., 1997. A Lower Palaeozoic (Ordovician - Silurian) foreland basin at the south-western rim of Baltica. Terra Nostra, 97/11: 81–84.

Maliszewska A., Jackowicz E., Kuberska M., Kiersnowski H., 2016. Lower Permian (Rotliegend) rocks of western Poland: a petrographic monograph. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 204: 6–115.

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., 2008. Pomeranian basin (NW Poland) and its sedimentary evolution during Mississippian times. Geological Journal, 43: 123–150.

Mazur S., Mikołajczak 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., Mikołajczak 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 Sz. J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

Literatura

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., 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, 103417.

McCann T., 1998. Lower Palaeozoic evolution of the northeast German Basin/borderland. Geological Magazine, 135: 129–142.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. Rozprawa doktorska, Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Kraków, 345 p.

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

Miller J.F., Mitra S., 2011. Deformation and secondary faulting associated with basement-involved compressional and extensional structures. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 95: 675–689.

Miłaczewski L., 1981a. Warunki geologiczne występowania dolomitów w dewonie na obszarze radomsko-lubelskim. Przegląd Geologiczny, 29: 510–513.

Miłaczewski L., 1981b. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 101: 1–90.

Miłaczewski L., Radlicz K., 1974. Dewon. *W*: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Część 2, Pokrywa osadowa (red. A. Łaszkiewicz). Prace Instytutu Geologicznego, 74: 83–98.

Mitra S., 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77: 1159–1191.

Moczydłowska M., 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. Fossils and Strata, 29: 1–127. Universitetsforlaget, Oslo.

Moczydłowska M., Vidal G., 1995. The Neoproterozoic of Baltica - stratigraphy, paleobiology and general geological evolution. Precambrian Research, 73: 197–216.

Modliński Z., 1982. Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 102: 1–66.

Modliński Z., Szymański B., 1997. The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). Geological Quarterly, 41: 273–288.

Modliński Z., Szymański B., 2005. Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 416: 45–79.

Modliński Z., Szymański B., 2008. Litostratygrafia ordowiku w obniżeniu podlaskim i w podłożu niecki płocko-warszawskiej (wschodnia Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 79–112.

Modliński Z., Jacyna J., Kanev S., Khubldikov A., Laskova L., Laskovas J., Lendzion K., Mikazane I., Pomeranceva R., 1999. Palaeotectonic evolution of the Baltic Syneclise during the Early Palaeozoic as documented by palaeothickness maps. Geological Quarterly, 43: 285–296.

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. (red.), Jaworowski K., Miłaczewski L., Pacześna J., Podhalańska T., Sikorska M., Szymański B., Waksmundzka M.I., 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich, 1:2 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Nance R.D., Murphy J.B., 2019. Supercontinents and the case for Pannotia. Geological Society, London, Special Publications, 470: 65–85.

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., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski — zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

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., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007a. Regionalne uwarunkowania rozwoju i inwersji rowu lubelskiego w dewonie i karbonie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 19–34.

Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007b. Wpływ diagenezy i tektoniki na rozwój właściwości zbiornikowych dolomitów frańskich w centralnej części rowu lubelskiego. Przegląd Geologiczny, 55: 61–70.

Neumann E.-R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E.A., Obst K., Timmerman M.J., Kirstein L., 2004. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. Geological Society, London, Special Publications, 223: 11–40.

Nielsen A.T., Schovsbo N.H., 2010. The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional Environment, Sequence Stratigraphy and Palaeogeography. Earth Science Reviews, 107: 207–310.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. Tectonophysics, 268: 23–63.

Nordbäck N., Sopher D., Niemi A., Juhlin Ch., Shogenova A., Shogenov K., Šliaupa S., Šliaupiene R., Wójcicki A., Nagy S., Klimkovski L., 2017. CGS Baltic seed project (S81). Project substance report. EUSBSR EU Strategy for the Baltic Sea Region: 84.

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. Petrology, 16: 115–147.

Orłowski S., 1992. Cambrian stratigraphy and stage subdivision in the Holy Cross Mountains, Poland. Geological Magazine, 129: 471–474.

Otmas, A., 2013. Geology study and opportunities and perspective to storage CO2 in Kaliningrad region and Baltic sea shelf (Russian sector). All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI): 16.

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

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., 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., Poprawa, P., Krzemińska, E., 2025. Provenance and stratigraphy of the oldest sediments at the western slope of the East European Craton (Volyn-Orsha Rift, SE Poland) – constraints from detrital zircon geochronology. Geological Quarterly, 69: 1–23.

Pańczyk M., Nawrocki J., 2015. Tournaisian 40Ar/39Ar age for alkaline basalts from the Lublin Basin (SE Poland). Geological Quarterly, 59: 473–478.

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.

Paškevičius J., 1997. The Geology of the Baltic Republics. Vilnius University, Geological Survey of Lithuania, Vilnius.

Piske J., Rasch H.-J., Neumann E., Zagora K., 1994. Geologischer Bau und Entwicklung des Präperms der Insel Rügen und des angrenzenden Seegebietes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 211–226.

Podhalańska T., 2009. Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 193: 1–132.

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., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin-Chojnice; podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–78.

Pokorski J., 2010. Geological section through the lower Paleozoic strata of the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 123–130.

Poprawa P., 2006a. Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 165–188.

Poprawa P., 2006b. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

Poprawa P., 2019. Geological setting and Ediacaran–Paleozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 347–380.

Poprawa P., 2020. Lower Paleozoic oil and gas shale in the Baltic-Podlasie-Lublin Basin (central and eastern Europe) – a review. Geological Quarterly, 64: 515–566.

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., Tomaszczyk M., 2024. Early Mississippian transpressional deformation and thermal doming at the distal foreland of the Variscan orogen (SW East European Craton, Lublin-Lviv Basin). 20th meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Srebrna Góra, 24–27 April 2024. Abstract Volume and Field Trip Guide.

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R.A., Lazauskienė J., 1999. Late Vendian-Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219-239.

Poprawa P., Šliaupa S., Sidorov V., 2006a. Późnosylursko-wczesnodewońska śródpłytowa kompresja na przedpolu kaledońskiego orogenu (centralna część basenu bałtyckiego) – analiza danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 215–224.

Poprawa P., Paszkowski M., Fanning M.C., Pécskay Z., Nawrocki J., Sikorska M., 2006b. Charakterystyka geochronologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów z NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin-Chojnice; datowania detrytycznych łyszczyków (K/Ar) i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 149–163.

Poprawa P., Radkovets N., Rauball J., 2018. Ediacaran–Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldova basin (Western and SW Ukraine, Moldova, NE Romania). Geological Quarterly, 62: 459–486.

Literatura

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., 2024. Alkaline 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., Podhalańska T., 2019. Ordovician–Silurian lithostratigraphy of the East European Craton in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 95–104.

Porzycki, J., 1988. Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. *W*: Karbon Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. Z. Dembowski, J. Porzycki). Prace Instytutu Geologicznego, 122: 40–76.

Porzycki J., Zdanowski A., 1995. Southeastern Poland (Lublin Carboniferous basin). *W*: The Carboniferous System in Poland (red. A. Zdanowski, H. Żakowa). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 102–109.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1 : 1 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Kotański, Z., 1979. Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 23: 7–19.

Pożaryski W., Tomczyk H., 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. Przegląd Geologiczny, 41: 683–694.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). Przegląd Geologiczny, 356: 658–666.

Prokhorov, V.L., Alekseeva, I.B., 2022. Main results of the 2009-2020 period of geological exploration activity, concerning the hydrocarbon accumulations belonging to the territory of the Kaliningrad onshore area and suggestions for the further research. Neftegasovaâ geologiâ, Teoriâ i practika, 17: 1–12.

Radkovets, N., 2015. The Silurian of southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. Geological Quarterly, 59: 105–118.

Radkovets N., 2016. Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the south western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania). Estonian Journal of Earth Sciences, 65: 207–220.

Roberts R.J., Corfu F., Torsvik T., Hetherington C.J., Ashwal L.D., 2010. Age of alkaline rocks in the Seiland Igneous Province, Northern Norway. Journal of the Geological Society, London, 167: 71–81.

Ross C.A., Ross J.R.P., 1990. The Paleozoic sea-level curve. *W*: A geological time scale (red. W.B. Harland, A.V. Cox, A.V. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith, R. Walters). Cambridge University Press, Cambridge.

Ryka W., 1984. Precambrian evolution of the East-European Platform in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 347: 17–28.

Sachsenhofer R.F., Koltun Y.V., 2012. Black Shales in Ukraine – A Review. Marine and Petroleum Geology, 31: 125–136.

Salwa S., 2002. Deformacje tektoniczne skał staropaleozoicznych - zachodni odcinek jednostki łysogórskiej, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 50: 1221.

Savchenko N.A., Bernadskaya L.G., Dolgova V.I., Buturlinov N.V., Bugaenko V.N., Semka V.A., Bondarenko V.G., Plakhotny L.G., 1984. Palaeovolcanism of the Ukraine. Naukova Dumka, Kiev.

Schlüter H.-U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee – erste Ergebnisse. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Schovsbo N.H., 2003. The geochemistry of Lower Palaeozoic sediments deposited on the margins of Baltica. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 50: 11–27.

Scotese C.R., 2009. Late Proterozoic plate tectonics and palaeogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia. Geological Society, London, Special Publications, 326: 67–83.

Scotese C.R., McKerrow W.S., 1990. Revised World Map and Introduction. *W*: Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (red. W.S. McKerrow, C.R. Scotese). Geological Society, London, Memoirs, 12: 1–24.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 469: 59–82.

Shumlyanskyy L., 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, 29: 47–53.

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., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson 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. Geol. Foeren. Stockholm Foerh., 138: 17–30.

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.

Sikorska M., 2000. Provenance petrological study of the Upper Vendian and Cambrian clastic material; foreland of the Pomeranian Caledonides (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 237–248.

Sliaupa S., Fokin P., Lazauskienė J., Stephenson R.A., 2006. The Vendian–Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 449–462.

Stephenson R.A., Yegorova T., Brunet M.-F., Stovba S., Wilson M., Starostenko V., Saintot A., Kusznir N., 2006. Late Palaeozoic intra- and pericratonic basins on the East European Craton and its margins. *W*: European Lithosphere Dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson). Geological Society, London, Memoirs, 32: 463–479.

Stephenson R., Yegorova T., Stovba S., 2021. An investigation of how intracratonic rifting is “seeded”: Case study of the Late Devonian Dniepr-Donets Basin rift within the East European Craton. Precambrian Research, 362, 106305.

Szymański B., 2008. Zapis litologiczny i mikrofacjalny osadów euksynicznych kambru górnego i tremadoku obniżenia bałtyckiego (północna Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 430: 113–154.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E.Yu., Millar I.L., Kuzmenkova O.F., Paszkowski M., Mazur S., Kedzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi 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.

Tari G., Poprawa P., Krzywiec P., 2012. Silurian Lithofacies and Paleogeography in Central and Eastern Europe: Implications for Shale Gas Exploration. SPE 151606, SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition, Vienna, Austria, SPE-151606-MS.

Tari G., Poprawa P., Krzywiec P., Popescu B., Micu M., Krezsek C., Rainer T., 2016. Pro-foreland flexural basin interpretation of the Silurian Basin of Central and Eastern Europe: a review. *W*: Regional Conference (red. G. Tari, G. Ionescu), 19–20 May 2016, AAPG, Book of Abstracts. Bucharest: 153–154.

Tegner C., Andersen T.B., Kjøll H.J., Brown E.L., Hagen-Peter G., Corfu F., Planke S., Torsvik T., 2019. A mantle plume origin for the Scandinavian dyke complex: a “piercing point” for 615 Ma plate reconstruction of Baltica? Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20: 1075–1094.

Tomaszczyk M., 2015. Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa [rozpr. doktor.].

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tomczyk H., 1980. Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. Kwartalnik Geologiczny, 24: 421–422.

Tomczykowa E., 1988. Silurian and Lower Devonian Biostratigraphy and Palaeoecology in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 359: 21–41.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia. Earth Science Reviews, 40: 229–258.

Ulmishek G., 1990. Geologic Evolution and Petroleum Resources of the Baltic Basin. *W*: Interior Cratonic Basins (red. M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel, A.B. Coury). AAPG Memoir, 51: 603–632.

Vejbæk O.V., Stouge S., Poulsen K.D., 1994. Palaeozoic tectonic and sedimentary evolution and hydrocarbon prospectivity in the Bornholm area. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Serie A, 34: 1–23.

Velikanov V.A., Korenchuk L.V., 1997. Phases of magmatism and their relation to the sediment deposition in the Late Precambrian (Riphean-Vendian) of the Volhyn-Podolia. Geologichnyy Zhurnal, 1–2: 124–131.

Waksmundzka M.I., 1998. Architektura depozycyjna basenu karbońskiego lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 89–100.

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.

Weber B., Schmitt A.K., Cisneros de León A., González-Guzmán R., 2019. Coeval Early Ediacaran breakup of Amazonia, Baltica, and Laurentia: Evidence from microbaddeleyite dating of dykes from the Novillo Canyon, Mexico. Geophysical Research Letters, 46: 2003–2011.

Weber B., Schmitt A.K., Cisneros de León A., González-Guzmán R., Gerdes A., 2020. Neoproterozoic extension and the Central Iapetus Magmatic Province in southern Mexico – new U-Pb ages, Hf-O isotopes and trace element data of zircon from the Chiapas Massif Complex. Gondwana Research, 88: 1–20.

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

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.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Literatura

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Edition. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V./Geological Society of London/Elsevier, Amsterdam. Second edition.

Zdanavičiūtė O., Khubldikov A.I., Bojesen-Koefoed J.A., 1998. Geology and Oil Geochemistry of the Eastern Part of the Baltic Syneclise. *W*: Perspective of Petroleum Exploration in the Baltic Region (red. P. Suveizdis, O. Zdanavičiūtė). Proceedings of the International Conference. Institute of Geology, Vilnius: 58–65.

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 oraz Toruń-1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 225–252.

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., 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.

Żelichowski A.M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Z badań tektonicznych w Polsce III. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 263: 7–97.

Żelichowski A.M., 1983. Mapa tektoniczna. *W*: Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (red. A.M. Żelichowski, S. Kozłowski). Wydaw. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., 1984. Tektonika lubelskiego zagłębia węglowego. *W*: Przewodnik LVI zjazdu PTG (red. M. Harasimiuk). Wydaw. Geol., Warszawa.

Żelichowski A.M., 1987. Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. Przegląd Geologiczny, 35: 230–237.

Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Głęboka struktura kratonu wschodnioeuropejskiego w południowo-wschodniej Polsce i na zachodzie Ukrainy: wielkoskalowe nasunięcia i efekty regionalnej ekstensji

Paweł Aleksandrowski, Ewa Krzemińska

Głęboka struktura kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) w południowo-wschodniej Polsce i na zachodzie Ukrainy, w strefie szwu tektonicznego Fennoskandia-Sarmacja oraz w obrębie przylegającej do niego od SE sarmackiej domeny kratonu, była niedawno przedmiotem bliższego rozpoznania w toku eksperymentu sejsmicznego TTZ-South (Janik i in., 2020, 2022). Głęboki profil sejsmiczny TTZ-South został zrealizowany pod względem pomiarowym w 2018 r. metodą szerokokątnej refleksji i refrakcji (WARR – ang. *wide-angle reflection and refraction*), natomiast opracowany obliczeniowo oraz zinterpretowany pod względem tektonicznym w latach 2019–2022. Profil ten, ukierunkowany NW-SE, o długości łącznej 550 km (w tym ~230 km w Polsce i ~320 km na Ukrainie), zaczyna się ok. 50 km na WNW od Radomia, przebiega przez okolice Lwowa i sięga po granicę ukraińsko-mołdawską ok. 50 km na E od Czerniowiec (fig. 1, 2). Pod względem geologicznym lokalizacja ta odpowiada z grubsza przebiegowi strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ, od której wspomniany profil wziął swoją nazwę, fig. 2b), od dawna utożsamianej z południowo-zachodnią krawędzią EEC (zob. też rozdziały 3, 4.1 i 4.2). Profil TTZ-South stanowi przedłużenie i częściowo powtórzenie starszych głębokich profili sejsmicznych rozciągających się wzdłuż krawędzi EEC: tj. profili TTZ z 1993 r. i CEL03 z 2000 r. (fig. 1; Grad i in., 1999; Janik i in., 2005).

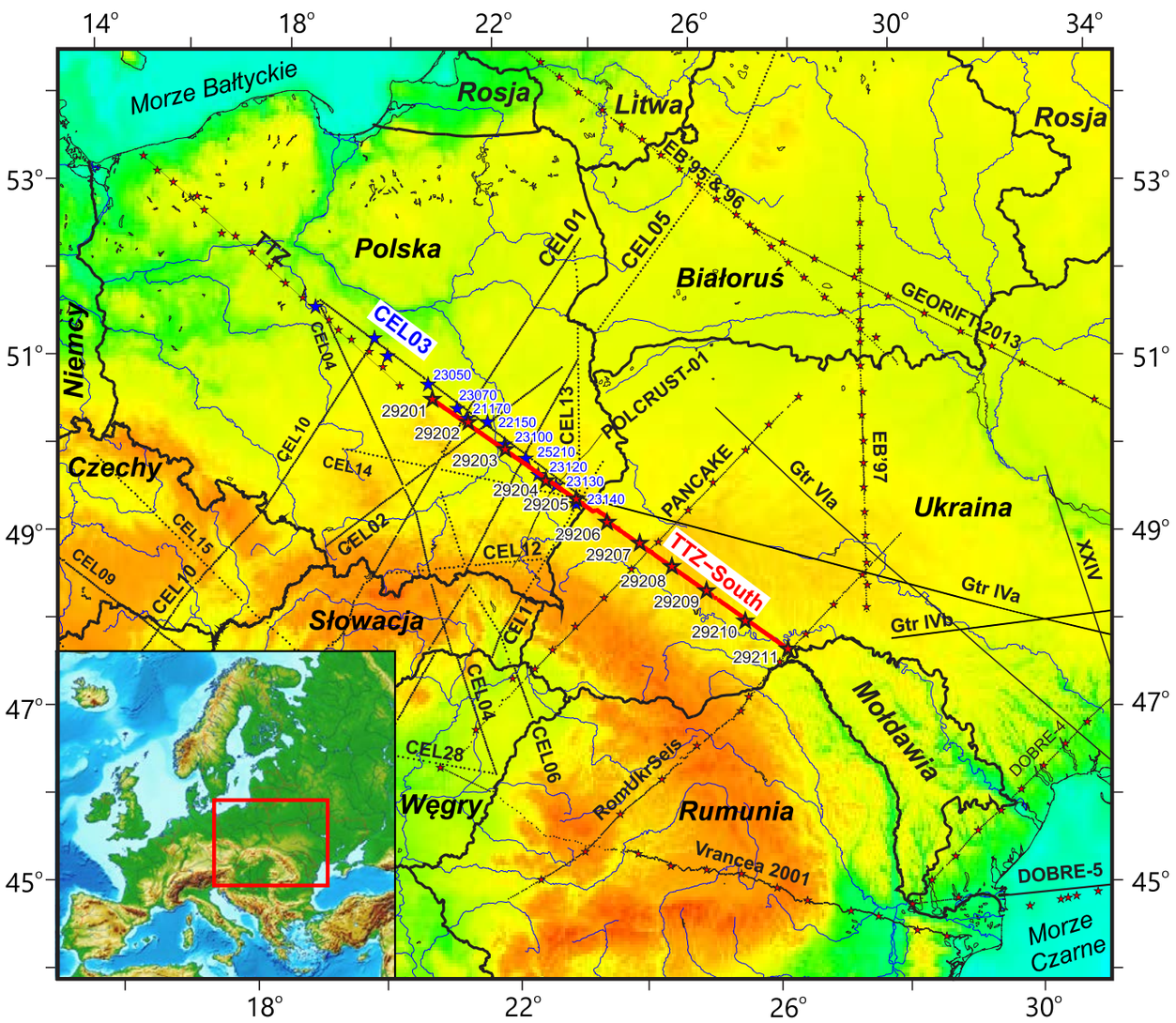


FIG. 1. Lokalizacja głębokiego profilu sejsmicznego TTZ-South w Polsce i zachodniej Ukrainie na tle wybranych starszych głębokich profili (wg: Janik i in., 2020, zmienione). Gwiazdki (zaznaczone na niektórych profilach) reprezentują punkty strzałowe

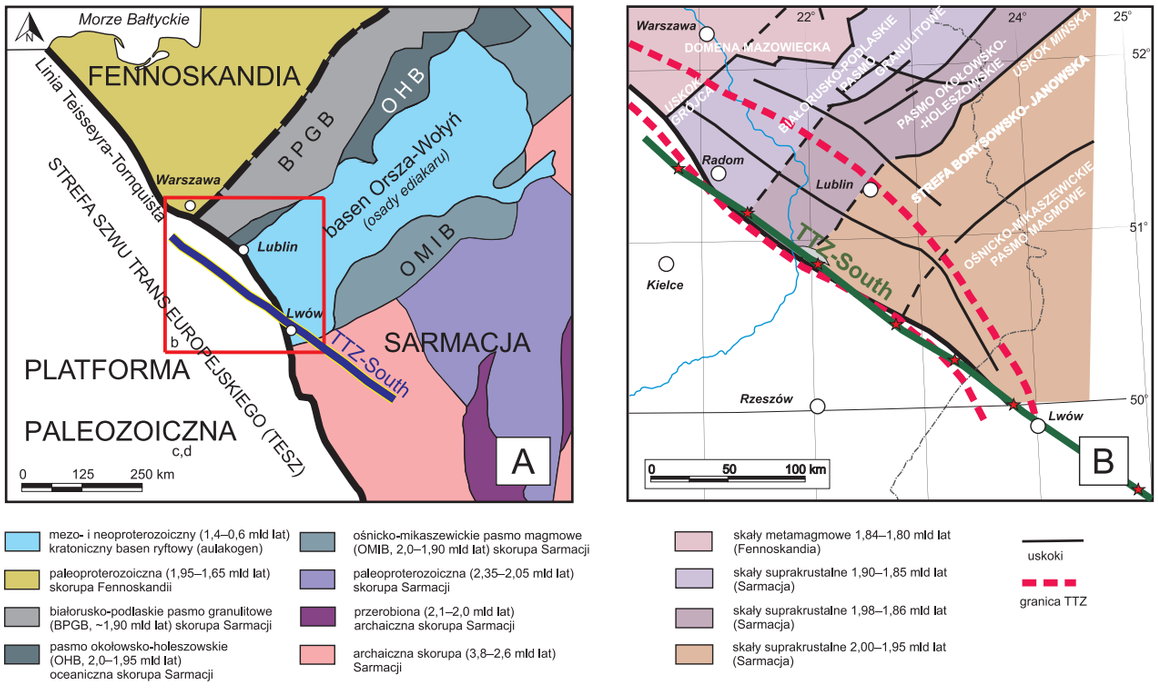


FIG. 2. Sytuacja tektoniczna profilu TTZ-South (wg: Janik i in., 2022): A – na tle głównych jednostek tektonicznych podłoża krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) uwidocznionych na mapie Bogdanovej i in. (2016, zmodyfikowanej przez Mężyka i in., 2021); oraz B – na mapie stropu podłoża krystalicznego polskiej części EEC Krzemińskiej i in. (2017, uproszczonej przez Mężyka i in., 2021). Czerwony kwadrat na A wskazuje lokalizację mapy (B); skróty na A: BPGP – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; OHB – pasmo okołowsko-holeszowskie; OMIB – pasmo magmowe ośnicko-mikaszewickie; na B zasięg strefy TTZ pokazano za Mazurem i in. (2015) i Mikołajczakiem (2016)

STRUKTURA KRYSTALICZNEGO PODŁOŻA

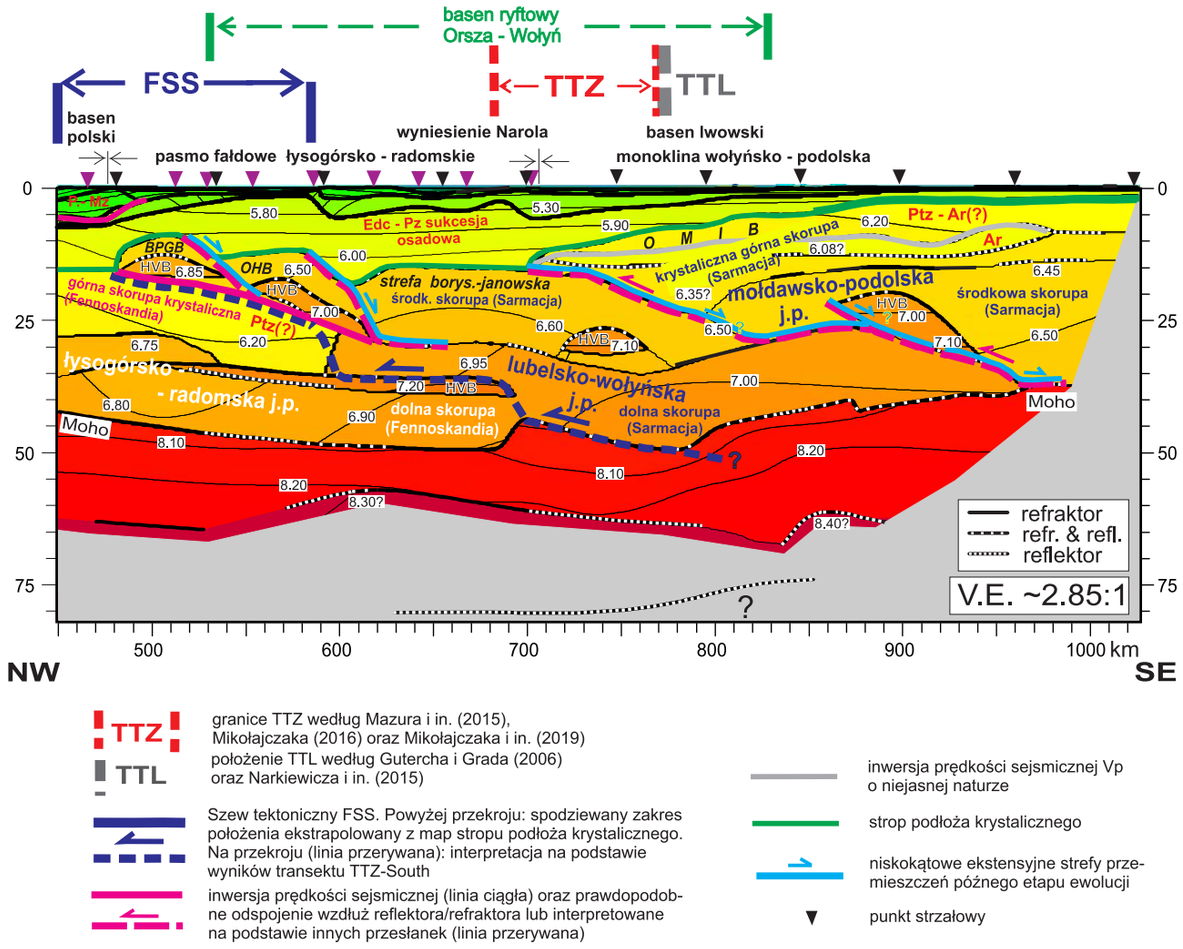
Krystaliczne prekambryjskie podłoże na modelu sejsmicznym opracowanym na podstawie przetworzonych danych pomiarowych profilu TTZ-South (fig. 3; Janik i in., 2022) generalnie charakteryzuje się:

- zmiennym zarówno lateralnie, jak i w pionie, ułożeniem warstw krystalicznej skorupy wzdłuż przekroju, z segmentami trójwarstwowymi i dwuwarstwowymi (chodzi o występowanie nad sobą warstw o różnych zakresach prędkości sejsmicznych fal podłużnych V_p, charakterystycznych dla górnej, środkowej i dolnej skorupy) w różnych konfiguracjach;
- rozległymi lateralnie strefami inwersji prędkości sejsmicznej V_p, gdzie skały o wyższych prędkościach sejsmicznych spoczywają na skałach o niższych prędkościach;
- imbrykacyjnym stylem tektonicznym, angażującym klinokształtne jednostki strukturalne o dużych rozmiarach, ponasuwane na siebie w kierunku północno-zachodnim i – najprawdopodobniej – podległe następnie regionalnej skali kolapsowi (deformacji ekstensyjnej) o polarności południowo-wschodniej;
- częstymi zmianami głębokości Moho wzdłuż profilu, szczególnie w jego częściach środkowej i południowo-wschodniej, które generalnie wydają się dostosowane do lateralnych i pionowych zmian struktury nadległej skorupy krystalicznej;
- obecnością dużych soczewkowatych litosomów o podwyższonej prędkości sejsmicznej V_p, rozmieszczonych wzdłuż dolnej części środkowej skorupy lub w pobliżu górnej części dolnej skorupy.

Interpretacja geofizyczno-tektoniczna modelu sejsmicznego profilu TTZ-South ukazuje w stropie krystalicznego podłoża kratonu, na głębokości ok. 17 km pod przykryciem późnoproterozoiczno-fanerozoicznej pokrywy platformowej (fig. 3), czoło złożonej paleoproterozoicznej, utworzonej ok. 1,84–1,8 mld lat temu, strefy szwu tektonicznego Fennoskandia – Sarmacja (FSS), o charakterze wielkoskalowego połogiego nasunięcia ku NW. Nasunięcie to, o typowej dla nasunięć geometrii schodowej (ang. *staircase geometry*, np. Butler, 1982; Cooper, Trainer, 1986), wydaje się zakorzenione w spągu skorupy na głębokości 43–50 km, ok. 230–300 km na SE od swego czoła. Umieszcza ono kompleksy skalne domeny sarmackiej kratonu na kompleksach domeny fennoskandzkiej, wyróżnionych na fig. 3 pod nazwą łysogórsko-radomskiej jednostki podłoża krystalicznego. Nasunięta na tę ostatnią sarmacka domena podłoża kratonu składa się z dwóch leżących na sobie ogromnych, skorupowej skali (grubości 30–35 km) płaszczowin krystalicznych, tj. w nomenklaturze przyjętej w źródłowej publikacji (Janik i in., 2022) – lubelsko-wołyńskiej oraz, przykrywającej ją tektonicznie od południowego wschodu, mołdawsko-podolskiej jednostek podłoża. Geometrycznie prawdziwą, połogą (niskokątową) geometrię wielkoskalowych nasunięć na kontakcie dwóch domen kratonu wschodnioeuropejskigo i na obszarze na SW od niego przedstawia nieprzewyższony przekrój geologiczny wzdłuż profilu TTZ-South na fig. 4. Na obu wersjach – przewyższonej i nieprzewyższonej – przekroju geologicznego wzdłuż profilu TTZ-South (fig. 3, 4) zaznaczone lokalizacje lub zasięgi dużych struktur tektonicznych lub geofizycznych (ryftu Orsza–Wołyń, szwu tektonicznego FSS, strefy TTZ i innych) oparte są na danych z publikowanych map tektonicznych m.in. Bogdanovej i in. (1996, 2016), Mazura i in. (2015) oraz Krzemińskiej i in.(2017).

Towarzyszące profilowi TTZ-South poprzeczne do niego głębokie profile sejsmiczne zgodnie wskazują na kontynuację kratonicznego fundamentu EEC w poprzek strefy TTZ ku południowemu zachodowi – aż po blok Brunowistulikum lub domenę ALCAPA na SW (fig. 5) oraz na jego stopniowe zanurzanie się w głębokim podłożu przylegającej od SW platformy paleozoicznej (zob. też rozdziały 4.1 i 4.2).

Co interesujące, w południowej, mołdawsko-podolskiej jednostce domeny sarmackiej brak jest na modelu sejsmicznym TTZ-South dolnej skorupy (w sensie prędkościowym), a najniższą warstwę stanowi skorupa o prędkościach V_p charakterystycznych dla skorupy środkowej w pozostałych jednostkach strukturalnych na tym modelu. Ten brak widoczny jest również na profilu RomUkrSeis (por. Starostenko i in., 2020), prostopadłym do i stykającym się z TTZ-South na jego południowo-wschodnim krańcu (fig. 1; przy czym należy zauważyć, że na RomUkrSeis warstwa identyfikowana jako „dolna skorupa" charakteryzuje się prędkościami V_p od 6,45 do mniej niż 6,60 km/s, które w przypadku TTZ-South traktowane są jako właściwe dla skorupy środkowej – Janik i in., 2022). Na RomUkrSeis nawet skorupa środkowa (określana tam jako „dolna" przez Starostenko i in., 2020) wyklinowuje się ~20 km na SW od profilu TTZ-South, co sprawia, że na tamtym profilu górna część płaszcza pozostaje pod Karpatami na kontakcie ze skorupą charakteryzującą się wartościami V_p wynoszącymi 6,30–6,40 km/s na głębokości od 37 do 45 km. Warto przy tym zauważyć, że takie wartości V_p na profilu TTZ-South są związane z krystaliczną górną skorupą leżącą bezpośrednio pod warstwą osadową homokliny wołyńsko-podolskiej (fig. 3). Nieprawidłowo niskie wartości V_p skorupy EEC na profilu RomUkrSeis, w tym w szczególności „brak dolnej skorupy o V_p > 6,9 km" (Starostenko i in., 2020), występują również wzdłuż całego głębokiego profilu sejsmicznego DOBRE-4 (Starostenko i in., 2013), który biegnie równolegle do profilu RomUkrSeis ~315 km dalej na południowy wschód wzdłuż wybrzeża Morza Czarnego (fig. 1). Zatem brak „normalnej prędkości" skorupy dolnej, podobnie jak wzdłuż profilu TTZ-South na jego SE krańcu, wydaje się charakterystyczny dla stosunkowo dużego obszaru EEC, który obejmuje południowo-wschodnie Podole, Bukowinę i Mołdawię, aż po Dobrudżę w Rumunii i ukraińskie wybrzeże Morza Czarnego na południowym wschodzie. Jest to obszar geologicznie wydzielony jako strefa podolska domeny sarmackiej (w oryginale: segmentu sarmackiego) EEC przez Bogdanovą i in. (2006,



granice TTZ według Mazura i in. (2015), Mikołajczaka (2016) oraz Mikołajczaka i in. (2019)

położenie TTL według Gutercha i Grada (2006) oraz Narkiewicza i in. (2015)

Szew tektoniczny FSS. Powyżej przekroju: spodziewany zakres położenia ekstrapolowany z map stropu podłoża krystalicznego. Na przekroju (linia przerywana): interpretacja na podstawie wyników transektu TTZ-South

inwersja prędkości sejsmicznej (linia ciągła) oraz prawdopodobne odspojenie wzdłuż reflektora/refraktora lub interpretowane na podstawie innych przesłanek (linia przerywana)

inwersja prędkości sejsmicznej Vp o niejasnej naturze

strop podłoża krystalicznego

niskokątowe ekstensyjne strefy przemieszczeń późnego etapu ewolucji

punkt strzałowy

FIG. 3. Interpretacja tektoniczna prędkościowego (V_p) modelu sejsmicznego górnej litosfery wzdłuż profilu TTZ-South na przekroju geologicznym przewyższonym w proporcji 2,85:1. Lokalizacje i zasięgi strefy i linii Teisseyre'a-Tornquista (TTZ i TTL) są zrzutowane z map w: Guterch, Grad (2006), Mazur i in. (2015), Narkiewicz i in. (2015), Mikołajczak (2016); przybliżone zakresy lokalizacji na stropie krystalicznego podłoża szwu tektonicznego Fennsokandia-Sarmacja (FSS) oraz zasięg basenu ryftowego Orsza-Wołyń zostały ekstrapolowane z map w: Bogdanova i in. (1996, 2006, 2008, 2015, 2016), Krzemińska i in. (2017). Skróty: j.p. – jednostka podłoża krystalicznego; BPGP – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; EEC – kraton wschodnioeuropejski; HVB – ciało wysokoprędkościowe (ang. *high-velocity body*); OHB – pasmo Okołowo-Holeszów; OMIB – pasmo magmowe Ośnick – Mikaszewicze; V.E. – przewyższenie pionowe. Terminy stratygraficzne: Ar – archaik; Edc – ediakar-wend; Mz – mezozoik; P – perm; Ptz – proterozoik; Pz – paleozoik

2015, 2016). Według Starostenki i in. (2020), struktura prędkości skorupy ziemskiej w obrębie strefy podolskiej, widoczna na RomUkrSeis, jest porównywalna z innymi podobnymi strefami, głównie o wieku archaicznym, znajdującymi się poza Europą, takimi jak prowincja Superior w Kanadzie, kratony Pilbara i Yilgarn w zachodniej Australii oraz kratony Kaapvaal i Zimbabwe w południowej Afryce (np. Abbott i in., 2013), które w większości „nie wykazują wysokiej prędkości w dolnych warstwach skorupy ziemskiej". Ta sytuacja może stanowić wskazówkę odnośnie do proweniencji wspomnianej strefy podolskiej Sarmacji.

Na modelu sejsmicznym profilu TTZ-South (fig. 3; Janik i in., 2022) głębokość Moho waha się od 37 do 49 km. Najcieńsza skorupa występuje w południowo-wschodniej części profilu, znaczne zmiany głębokości Moho notuje się ok. połowy długości profilu, tam gdzie przecina on pod niewielkim kątem strefę TTZ, po czym powoli spłyca się ona od 49 do 43 km w kierunku północno-zachodnim. Gwałtowny wzrost głębokości spągu skorupy z 43 do 49 km zaznaczający się w kierunku z SE ku NW w połowie długości profilu, na pograniczu ukraińsko-polskim, zbiega się z lokalnym tektonicznym zdwojeniem dolnej skorupy w strefie szwu FSS.

Przedstawiona powyżej interpretacja efektów paleoproterozoicznej tektoniki kontrakcyjnej (kompresyjnej) podłoża krystalicznego na profilu TTZ-South (Janik i in., 2022), związanej z amalgamacją i akrecją dwóch dużych domen skorupowych kratonu EEC – domeny fennoskandzkiej i domeny sarmackiej – wykazuje znaczną zgodność z niedawną interpretacją Mężyka i in. (2021) dwóch profili projektu PolandSPAN™ równoległych do TTZ-South i zlokalizowanych, odpowiednio, kilkadziesiąt i ok. 100 km dalej ku NE, tj. niewątpliwie na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego. Te dwa profile zostały wykonane inną metodą sejsmiczną niż TTZ-South – metodą refleksyjną. Mężyk i in. (2021) w swojej interpretacji opowiadają się za strukturą szwu tektonicznego pomiędzy Sarmacją i Fennoskandią w postaci złożonej, „rozproszonej i ukrytej, strefy kontaktowej" o geometrii klinowej i wergencji ku NW, szerokości ok. 150 km, „zakorzenionej w dolnej części środkowej skorupy ziemskiej pod strefą Iwanowo-Borysow" (por. fig. 2b, 3), która nie może być interpretowana jako pojedyncza, konkretnie „zlokalizowana nieciągłość litosferyczna", a stanowi „rozproszoną, 'zamaskowaną' strefę szwu" (ang. *diffuse cryptic suture zone*).

Tymczasem interpretacja tektoniczna przedstawiona w niniejszym rozdziale (za Aleksandrowskim w: Janik i in., 2022) opiera się na innym rodzaju danych sejsmicznych, a zatem na pierwszy rzut oka w wielu szczegółach wydaje się różnić od interpretacji Mężyka i in. (2021). Tymczasem jednak, paradoksalnie, jest ona zasadniczo zgodna z ogólnymi wnioskami tych ostatnich autorów, w szczególności z wnioskami dotyczącymi geometrii strukturalnej wielkich jednostek nasuwczych w kształcie klinów, polarności przemieszczeń oraz przybliżonej lokalizacji strefy kontaktowej Fennoskandii i Sarmacji. Przedstawiona skrótowo w tym rozdziale interpretacja (Janik i in., 2022) wydaje się bardziej bezpośrednia i jednoznaczna z geologicznego punktu widzenia, ponieważ – w przeciwieństwie do interpretacji Mężyka i in. (2021) pokazuje zasięg, tak poziomy, jak i pionowy, poszczególnych jednostek tektonicznych znanych z map geologicznych stropu podłoża w oparciu o ich specyficzne wartości parametrów geofizycznych (określone przez zasięgi poszczególnych przedziałów wartości V_p na modelu sejsmicznym), pozwalające przypisać je poszczególnym jednostkom strukturalnym. Ułatwia to analizę tektoniczną i pozwala na wnioski dotyczące natury i ewolucji struktur skorupy ziemskiej na różnych poziomach głębokościowych. Z kolei interpretacja Mężyka i in. (2021) znacznie bardziej szczegółowo rozpoznaje złożone systemy nieciągłości tektonicznych, jednak bez możliwości ich bezpośredniego odniesienia do rozpoznanych wierceniami i sejsmiką WARR poszczególnych jednostek strukturalnych zaznaczających się na stropie krystalicznego podłoża. W ten sposób obie omawiane interpretacje wydają się wzajemnie uzupełniać, dostarczając aktualnej wiedzy na temat struktury szwu FSS w polskiej części EEC oraz wewnętrznej budowy domeny sarmackiej. W świetle danych eksperymentu TTZ-South można jednak kwestionować tezę Mężyka i in. (2021)

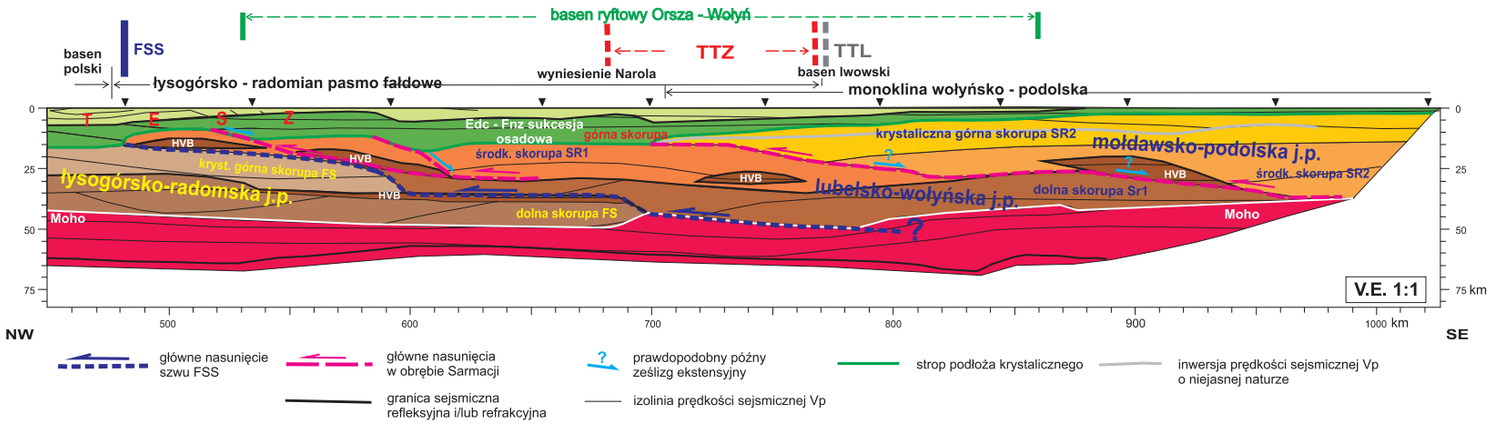


FIG. 4. Nieprzewyższony przekrój tektoniczny wzdłuż profilu TTZ-South, odwzorowujący rzeczywiste kształty i kąty nachylenia struktur tektonicznych, generalnie wykazujących geometrię wielkoskalowych, subhoryzontalnie zalegających, klinokształtnych nasuwczych pakietów krystalicznego podłoża kratonu EEC, o wergencji ku NW, rozwiniętych na kontakcie domen fennoskandzkiej i sarmackiej EEC oraz na południowy wschód od tego kontaktu. Skróty: Edc – ediakar-wend; FS – Fennoskandia; Fnz – fanerozoik; FSS – szew tektoniczny Fennoskandia-Sarmacja; HVB – ciało wysokoprędkościowe; Phz – fanerozoik; SR – Sarmacja (numery 1 i 2 identyfikują oddzielne jednostki tektoniczne podłoża Sarmacji, SR1 i SR2); TESZ – strefa szwu transeuropejskiego; TTL – linia Teisseyre'a-Tornquista, TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

o „rozproszonym" charakterze strefy FSS, która miałaby polegać na znacznym stopniu tektonicznego przemieszania materiału domen fennoskandzkiej i sarmackiej. Model sejsmiczny TTZ-South wydaje się potwierdzać integralność tektonostratygraficzną poszczególnych jednostek strukturalnych obu wielkich domen zaangażowanych w strefę szwu FSS, co jednocześnie nie przeczy wynikającemu z modelu Mężyka i in. (2021) występowaniu na granicach jednostek i w ich wnętrzu złożonej geometrii różnego rzędu powierzchni i stref nieciągłości, składających się na związany z wielkoskalowym przemieszczeniem system nasuwczy.

EFEKTY REGIONALNEJ EKSTENSJI

Profil TTZ-South, obok spektakularnych efektów paleoproterozoicznej tektoniki kompresyjnej, nasuwczej, zrejestrował także późniejsze efekty znacznej rozmiarami regionalnej ekstensji tektonicznej (fig. 3), odpowiedzialnej m.in. za utworzenie się środkowo- i późnoproterozoicznego (o wieku ok. 1,4–0,6 mld lat) basenu ryftowego Orsza-Wołyń o przebiegu SW–NE (por. fig. 13 w rozdziale 4.3). Efekty te, zaznaczają się m.in. charakterystycznym schodowym obniżaniem się ku SE stropu podłoża krystalicznego w NW i środkowej częściach profilu, nad którym znacząco wzrasta miąższość, najwyższej, „osadowej" warstwy skorupy. W późnej fazie wydarzenia ekstensyjnego doszło do rozpadu superkontynentu Rodinii (lub Pannocji?) i otwarcia oceanu Tornquista na SW od EEC (np. Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2020), podczas gdy ryft Orsza-Wołyń został wtedy, jeszcze przed kambrem, porzucony, przekształcając się w aulakogen (Poprawa, 2006).

Późnemu etapowi wydarzenia ekstensyjnego, ~600–540 mln lat temu, podczas ediakaru, które zaznaczyło się zarówno w ryfcie Tornquista, oraz Orszy-Wołynia, towarzyszyły obfite wylewy bazaltów oraz intruzje gabrowo-dolerytowe (Białowolska i in., 2002; Emetz i in., 2004), datowane na ~600–550 mln lat (Poprawa, 2006; Shumlyanskyy i in. 2016; Poprawa i in., 2020) i związane z wczesnym i syn-ryftowym etapami ekstensji. Ich efekty, w postaci ciał wysokoprędkościowych zaznaczają się na modelu sejsmicznym TTZ-South (HVB na fig. 3, 4).

GEOLOGIA PRZYPOWIERZCHNIOWA

Na modelu sejsmicznym profilu TTZ-South, najwyższa warstwa, „osadowa", wykazuje niewielką miąższość ok. 2 km w południowo-wschodniej części Ukrainy. Zwiększa się ona stopniowo w kierunku północno-zachodnim, osiągając nawet 8 do 18 km w polskiej części profilu TTZ-South (fig. 3). „Warstwa osadowa" skorupy jest w swej górnej części znana z odwiertów i sejsmiki przemysłowej. Na podstawie tych źródeł jej budowa została przedstawiona na wykonanym wzdłuż linii tego profilu sejsmicznego uproszczonym regionalnym przekroju[1] geologicznym, znacznie przewyższonym, sięgającym do głębokości od 6 do 15 km (zaprezentowanym jako fig. 13 w rozdziale 4.3). Do konstrukcji najgłębszych partii tego przekroju (na głębokościach 10–15 km) wykorzystano dane projektu sejsmicznego PolandSPAN™ (Mikołajczak, 2016; Mikołajczak i in., 2019) dotyczące miąższości i geometrii litosomu ediakarsko-wendyjskiego oraz dane eksperymentu TTZ-South (Janik i in., 2022) dotyczące głębokich zakresów położenia stropu fundamentu krystalicznego.

W ukraińskiej, południowo-wschodniej części przekroju (fig. 13 w rozdziale 4.3), zaznacza się prosta struktura platformowa wyrażona przez paleoproterozoiczne (i częściowo archaiczne?) krystaliczne podłoże EEC, lekko nachylone ku środkowej partii przekroju i pokryte grubiejącymi w tym kierunku sukcesjami osadowymi ediakaru i paleozoiku oraz cienką warstwą osadów jurajskich i kredowych.

Niezaburzona tektonicznie w SE części przekroju pokrywa platformowa w pobliżu Lwowa zaczyna wykazywać oznaki późnokarbońskich, waryscyjskich deformacji tektonicznych (Kruglov i in., 2007; niewidocznych w skali przekroju na fig. 13 w rozdziale 4.3). Oznacza to przejście – w poziomie pokrywy osadowej – od prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej do platformy paleozoicznej (zob. np. Krzywiec i in., 2017a, b; Mazur i in., 2020 oraz rozdziały 3 i 5.1.4.2), gdzie zdeformowane sukcesje od ediakaru do karbonu pełnią rolę podłoża tej ostatniej platformy, którego pokrywę tworzą praktycznie niezdeformowane osady permo-mezozoiczne i kenozoiczne.

Pod strefą brzeżną platformy paleozoicznej, w kierunku północno-zachodnim (zgodnie z przekrojem) ciągnie się jednak krystaliczne podłoże (fundament) EEC coraz bardziej zwiększając głębokość swego stropu od ok. 0,3 km w pobliżu południowo-wschodniego końca profilu do ok. 4,5 km w okolicy km 800. przekroju i do ponad 15 km na ok. 640. kilometrze przekroju z fig. 13 w rozdziale 4.3 oraz profilu TTZ-South, a następnie dalej ku NW oscyluje, ponownie wypłycając się przejściowo do ok. 9 km na 510. kilometrze, po czym znów zagłębia się do ponad 15 km na północno-zachodnim końcu przekroju.

Na omawianym przekroju uwagę zwraca bardzo istotny wzrost miąższości ediakaru, do ponad 16 km, w obrębie 200-kilometrowej długości soczewy, która prawdopodobnie wyklinowuje się pod radomsko-kraśnicką strefą fałdową. Wspomniany wzrost miąższości ediakaru-wendu jest z jednej strony związany ze znacznym pogrążeniem stropu krystalicznego podłoża, z drugiej zaś z równie spektakularnym uniesieniem ku górze – o ok. 6–7 km – stropu ediakaru w strefie Narola, która unosi też (i to – generalnie – w stylu deformacji ciągłej, bez – jak się wydaje – udziału dużych stromych uskoków, niezależnie od tego, że w przyjętej metodzie konstrukcji przekroju uskoki z założenia pominięto) nadległą suk-

1 Uproszczenie omawianego tu przekroju z figury 13 w rozdziale 4.3 polega głównie na nieuwzględnieniu na nim uskoków, jako że dostatecznych informacji o nich dla kierunku przekroju (NW-SE) zasadniczo nie zawierają dane bazowe (jednak, gdyby istotne pionowe przemieszczenia nieciągłe miały na tym kierunku miejsce, najprawdopodobniej ujawniłyby się we wspomnianych danych). Ponadto, istnieją fundamentalne kontrowersje co do stylu strukturalnego uskoków umieszczonych na mapach regionalnych (Janik i in., 2022) w otoczeniu profilu TTZ-South. Np. w tradycyjnym ujęciu Narkiewicza (w: Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) uskoki te reprezentują strome, głęboko zakorzenione nieciągłości, podczas gdy – m.in. w oparciu o wysokiej jakości współczesne dane sejsmiki refleksyjnej analizowane przez Krzywca i in. (2017a, b) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017) – są one alternatywnie interpretowane jako niskokątowe nasunięcia waryscyjskie (zob. też rozdziały 4.3 i 5.1.4.2). Dodatkowo, należy zaznaczyć, że ewentualne uwzględnienie na przekroju uskoków uwidocznionych na mapach regionalnych w obrębie sukcesji paleozoicznych i mezozoicznych, napotkałoby na istotne trudności intersekcyjne ze względu na fakt, że linia omawianego przekroju przebiega pod bardzo małym, często bliskim zera kątem względem rozciągłości niemal wszystkich tych uskoków.

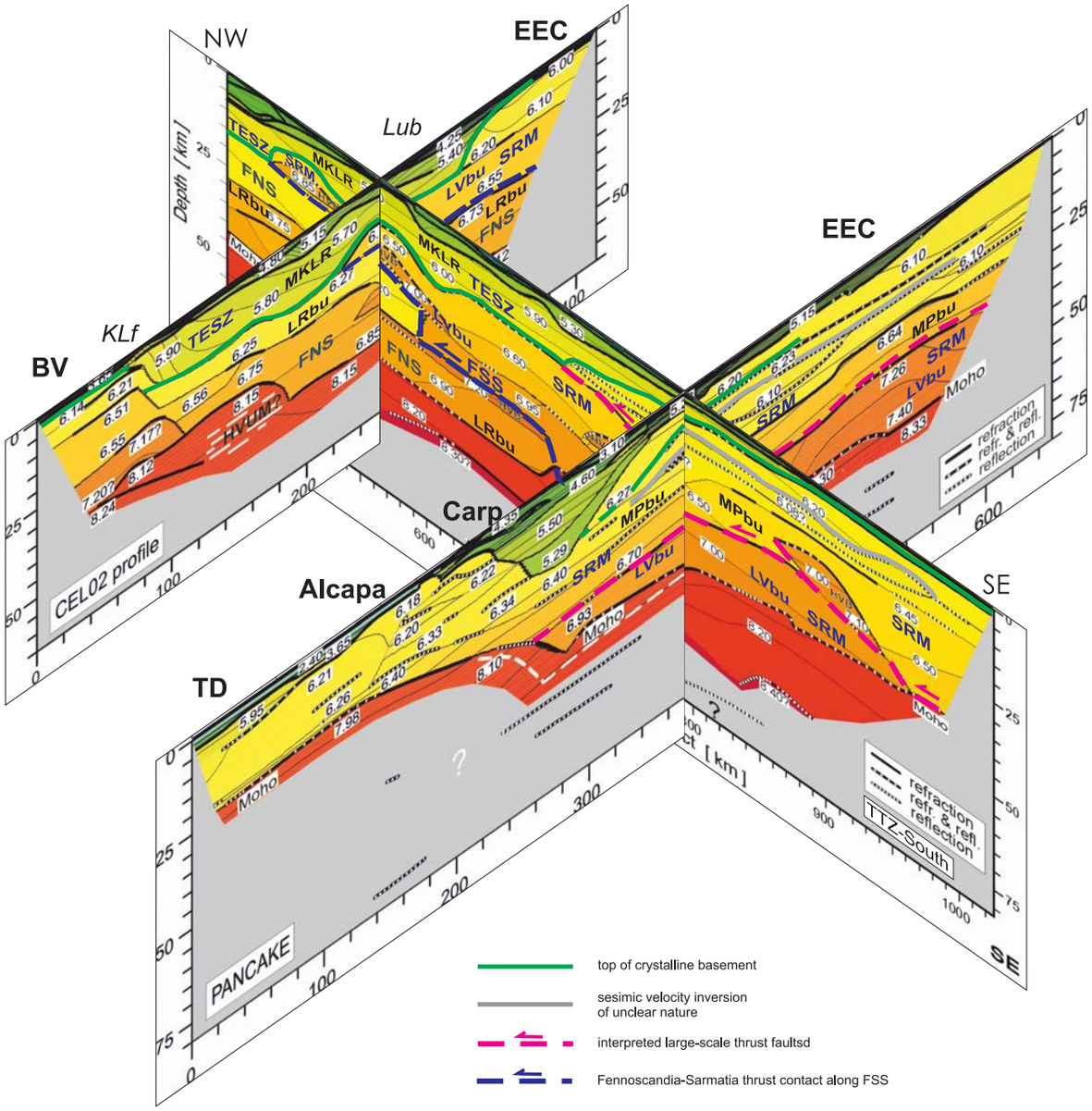


FIG.5. Stosunki tektoniczne w obrębie górnej części litosfery w poprzek profilu TTZ-South na podstawie wcześniej zrealizowanych profili CEL02 i PANCAKE (Janik i in., 2009; Starostenko i in., 2013b) przecinających go pod dużym kątem (lokalizacje – p. fig. 1). Dla uproszczenia rysunku przyjęto prostopadłe położenie obu profili względem TTZ-South oraz nie próbowano zredukować różnic głębokości położenia analogicznych struktur na przecinających się profilach (są one głównie wynikiem anizotropii sejsmicznej objętego badaniami wycinka litosfery). Skróty: BV – Brunowistulikum; Carp – orogen Karpat; EEC – KRATON wschodnioeuropejski FNS – Fennoskandia; FSS – szew tektoniczny Fennoskandia-Sarmacja; HVUM? – wysokoprędkościowa strefa w górnym płaszczu; KLf – strefa uskokowa Kraków-Lubliniec; LRbu – łysogórsko-radomska jednostka podłoża; Lub – basen lubelski; LVbu – lubelsko-wołyńska jednostka podłoża; MKLR – małopolsko-kielecko-łysogórsko-radomski zespół terranów(?); MPbu – mołdawsko-podolska jednostka podłoża; SRM – Sarmacja; TD – blok skorupowy Cisa-Dacja; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

cesję paleozoiczną, obejmującą serię osadów od kambru po dewon i – obecnie całkowicie tam zerodowany – karbon. Wynika z tego, że osadzona w basenie Orsza-Wołyń sukcesja wendyjsko-ediakarska został, a później dodatkowo istotnie pogrubiona tektonicznie w trakcie późnokarbońskiej deformacji orogenicznej na froncie orogenu waryscyjskiego, zapewne w rezultacie utworzenia w jej obrębie nasunięć skierowanych ku NE i – być może – wykształcenia wielkoskalowego dupleksu (zob. rozdziały 4.3 i 5.1.4.2).

Paleozoik na wyniesieniu Narola jest niezgodnie przykryty poziomo zalegającą jurą i kredą. Rozpoznanie wspomnianego uniesienia ku górze definiuje strukturalny charakter strefy Narola jako tektonicznej elewacji. Strefa ta, przedłużająca się na Ukrainie w strefę Rawy Ruskiej (na SW od uskoku o tej samej nazwie), była określana dotychczas jako blok Biłgoraja-Narola (np. przez Dadleza *w*: Narkiewicz i in., 2015) lub – bez wskazywania genezy – jako jednostka strukturalna Narola (Janik i in., 2005), bądź strefa Biłgoraj-Narol (zob. rozdział 4.3).

Opisane powyżej znaczące zwiększenie miąższości sekwencji ediakaru – wendu w obrębie wspomnianej „wielkiej soczewy" (fig. 13 w rozdziale 4.3), choć jego skala nie była do czasu zrealizowania projektu PolandSPANTM znana, jest interpretowane w literaturze jako produkt późnoneoproterozoicznego ryftingu wzdłuż i w poprzek południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki i związanej z nim depozycji w basenie ryftowym Orsza-Wołyń w pobliżu jego przecięcia z ryftem Tornquista. Następnie głównie podczas kambru i ordowiku w perybałtyckim systemie basenów miało dojść do długotrwałej termicznej subsydencji, po czym w sylurze, do fleksuralnego ugięcia dna basenu w strefie basenu przedgórskiego pasma orogenicznego kaledonidów (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005; Poprawa, 2006; zob. też rozdziały 4.3 i 5.1.3 w tym tomie). Z kolei postorogeniczna sukcesja dewonu jest tam krzemionkowa w swej dolnej części oraz węglanowa w częściach środkowej i górnej (np. Narkiewicz, 2007). Utworzenie się dewońskiej sukcesji poprzedzało depozycję syn- i późnoorogenicznych karbońskich klastyków w peryferyjnej części rozległego waryscyjskiego basenu przedgórskiego (np. Mazur i in., 2010, 2020), dotkniętego następnie przez tektonikę późnowaryscyjską na północny zachód od Lwowa (Kruglov i in., 2007). W osadach dewonu i karbonu zapisany został główny etap depozycji w basenie lwowskim, poprzedzony subsydencją w ediakarze, kambrze i sylurze. Pokrywające niezgodnie dewon i karbon epikontynentalne, głównie płytkomorskie osady jurajskie i kredowe oraz kenozoiczne sukcesje osadowe łącznie nie przekraczają 1 km miąższości na większej części długości profilu TTZ-South. Dopiero na północ-

no-zachodnim końcu profilu szybko pogrubiające się w kierunku północno-zachodnim (do 2,5 km) permskie i triasowe sukcesje peryferyjnej, południowo-wschodniej części basenu polskiego (zob. rozdział 5.2.1) reprezentują spągowe człony postorogenicznej pokrywy platformowej.

LITERATURA

Abbott D.H., Mooney W.D., VanTongeren J.A., 2013. The character of the Moho and lower crust within Archean cratons and the tectonic implications. Tectonophysics, 609: 690–705.

Białowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–58.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East-European Craton: Geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 599–625.

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

Bogdanova S., 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., Gorbatschev R., Garetsky R.G., 2016. EUROPE | East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences: 1–18, Elsevier, Amsterdam.

Butler R.W.H, 1982. The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology, 4: 239–245.

Cooper M.A., Trayner P.M., 1986. Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. Journal of Structural Geology, 8: 305–312.

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.

Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Komminaho K., Środa P., Höing K., Makris J., Lund C.-E., 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath TTZ seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Mechie J., Głuszyński A., Omelchenko V., Legostaieva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2020. TTZ-South seismic experiment. Geofizycheskiy Zhurnal (Kiev), 42: 3–15.

Janik T., Grad M., Guterch A., Dadlez R., Yliniemi J., Tiira T., Keller G.R., Gaczyński E., CELEBRATION 2000 Working Group. 2005. Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ–CEL03 seismic profiles (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

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: 1– 112.

Kruglov S.S., Arsiriy Y.O., Bobrov O.B., Veklich J.M., Velikanov V.Y., Vishniakov I.B., Heychenko M.V., Gintov O.B., Yentin V.A., Znamenskaya T.O., 2007. Tectonic map of Ukraine, 1:1 000 000. Explanatory Note, Part 1 (red. S.S Kruglov, S. Gursky), Ministry of Environmental Protection, State Geological Survey (DGRI), Kyiv, Ukraine.

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å.E., Pecskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform) 1:1 000 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. Late Carboniferous thin skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. *W*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell); Geological Society of America Memoir: 213, 353–372. Geological Society of America, Boulder, CO, USA.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters: 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Środa P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczyński E., Majdański M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

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., Mikołajczak 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., 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.

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.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. Niepubl. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków [rozprawa doktorska].

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

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., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015. 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., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: From Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

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.

Poprawa P., 2006. Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 165–188.

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., 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.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson 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.

Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Aleksandrowski P., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., 2013a. Lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. Geophysical Journal International, 195: 740–766.

Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., 2013b. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. Tectonophysics, 608: 1049–1072.

Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., Amashukeli T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., 2020. RomUkrSeis: seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. Tectonophysics, 794, 228620.

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 107–322. Warszawa, 2026

PLATFORMA PALEOZOICZNA

5

Stanisław Mazur, Aleksander Kowalski, Paweł Henryk Karnkowski, Jerzy Żaba, Rostislav Melichar, Piotr Krzywiec, Ulf Linnemann, Jonas Kley, Janusz Jureczka, Paweł Aleksandrowski, Andreas Gärtner, Łukasz Gągała, Andrzej Głuszyński, Alexander Malz, Włodzimierz Mizerski, Karsten Obst, Paweł Poprawa

5.1. PRZEDPERMSKIE PODŁOŻE OROGENICZNE

5.1.1. Blok górnośląski

Jerzy Żaba, Janusz Jureczka

5.1.1.1. Pozycja tektoniczna

Jerzy Żaba

Blok górnośląski występuje w podłożu południowej Polski (Górnego i Dolnego Śląska i zachodniej Małopolski), gdzie uważany jest za element mozaiki (kolażu) bloków skorupowych w obrębie paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej, występujących w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) na przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego. Wraz z położonym dalej na SW, w morawskiej części Republiki Czeskiej, blokiem Brna tworzy on jednostkę tektonostratygraficzną (terran) zwaną w Czechach po łacinie *Brunovistulicum*[1] (tutaj używamy spolonizowanych odpowiedników tej nazwy – Brunowistulikum lub brunowistulik[2], albo też – mając na myśli dawny mikrokontynent – terminu Brunowistulia; fig. 1; m.in. Havlena, 1976; Dudek, 1980; Kotas, 1985a, b; Pożaryski, 1990; Żelaźniewicz i in., 1997; Żaba, 1999; Finger i in., 2000; Kalvoda i in., 2003; Buła, Żaba, 2005, 2008; Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Brunowistulikum ku zachodowi graniczy z elementami strukturalnymi środkowych Sudetów, zaliczanymi do domeny saksoturyńskiej waryscydów (zob. też podrozdziały 5.1.4.1 i WZS 5.1.1), natomiast na północnym wschodzie – z blokiem (terranem) małopolskim (Buła, Żaba, 2005, 2008; Buła i in., 2008). Ku południowemu wschodowi zanurza się pod Karpaty, sięgając po pieniński pas skałkowy (Żaba, 1999) i, być może, znajduje swoje przedłużenie (choć nie bezpośrednie) w terranach południowo-zachodniej Turcji (Kalvoda i in., 2003). W ujęciu Stillego (1948) blok górnośląski stanowi zachodnią część Brunowistulikum, natomiast według Karnkowskiego (1999) – południowo-zachodnią część masywu małopolskiego obejmującego ponadto bloki kielecki i łysogórski.

Podłoże bloku górnośląskiego (Brunowistulikum) uważane jest przez wielu autorów za fragment terranu Awalonii, wywodzącego się z paleokontynentu Gondwany, z peryferycznych obszarów dzisiejszej Zachodniej Afryki/Wschodniej Amazonii (m.in. Franke, 1994a, b; Pharaoh, 1999; Żaba, 1999; Winchester i PACE, 2002; Belka i in., 2002; Kalvoda i in., 2003; Nawrocki, 2015; Thybo, Artemieva, 2020), jednak inni autorzy optują za jego proweniencją perybałtycką.

5.1.1.2. Granice bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

Blok górnośląski stanowi północną część terranu brunowistuliańskiego. Południowo-zachodnią jego granicę z blokiem Brna wyznacza strefa uskokowa Hána (fig. 1) będąca południowo-wschodnim przedłużeniem strefy uskokowej górnej Łaby. Granicę zachodnią stanowi morawsko-śląska strefa uskokowa wyznaczona przez strefę nasunięcia moldanubskiego (Franke, Żelaźniewicz, 2002; Jastrzębski i in., 2015). W granicach Polski jego ekwiwalent stanowi nasunięcie Strzelina (Oberc-Dziedzic i in., 2001, 2003; Buła, Żaba, 2005, 2008; fig. 1; por. też podrozdział WZS 5.1.1.). Północno-wschodnią granicą bloku górnośląskiego jest strefa uskokowa Kraków–Lubliniec, przez niektórych autorów traktowana jako element hipotetycznej transregionalnej dyslokacji Hamburg–Kraków lub nawet Hamburg–Kraków–Dobrudża (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Oberc, 1993; Żaba, 1994; Buła, Żaba, 2005; Żelaźniewicz i in., 2009). Za granicę południową uznaje się perypienińską strefę uskokową (Buła, Żaba, 2005).

Granice bloku górnośląskiego przedstawiono tu zgodnie z propozycjami prezentowanymi w pracach dotyczących regionalizacji tektonicznej Polski (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

5.1.1.3. Prekambryjski fundament

Jerzy Żaba

Prekambryjskie podłoże bloku górnośląskiego odznacza się heterogeniczną budową. W jego obrębie wyróżnia się pięć głównych jednostek strukturalnych (Buła, Żaba, 2005, 2008): Cieszyna, Strzelina, Jeseniku, Rzeszotar oraz jednostkę centralną (fig. 2). Skały prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego odsłaniają się na powierzchni jedynie w masywie strzelińskim i w masywie Jeseników. Znane są również z kilkudziesięciu wierceń (fig. 3) w obszarze podkarpackim (Krasna–Bielsko Biała–Lachowice) oraz w rejonie Siewierza (otwór Bibiela PIG 1), gdzie zaznaczają się na powierzchni podkenozoicznej (fig. 4). Zalegają one pod różnowiekowymi skałami osadowymi należącymi do kambru dolnego, jury i miocenu (Moryc, Heflik, 1998; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005) oraz bezpośrednio pod skałami ordowiku (otwór Bibiela PIG 1). Skały prekambryjskiego fundamentu bloku górnośląskiego stwierdzono na głębokościach wahających się od 710,95 m (otwór Bibiela PIG 1) oraz 833,4 m (otwór Rzeszotary 1) do 4136 m (otwór Lachowice 1). Tak duże deniwelacje stropowej powierzchni prekambryjskiego podłoża są wynikiem intensywnych procesów denudacyjnych oraz wielofazowo zachodzących pionowych ruchów przesuwczych.

---

[1] Nazwa *Brunovistulicum* stanowi utworzone przez autorów czeskich połączenie pochodzącego od łacińskiej nazwy rzeki Wisły terminu Vistulicum, wprowadzonego przez Stillego (1948) dla naszego bloku górnośląskiego (choć wraz ze strefą kielecką Gór Świętokrzyskich), z łacińską wersją nazwy miasta Brno, które zlokalizowane jest na masywie (bloku) leżącym na przedłużeniu Vistulicum ku południowi, na obszar Moraw (fig. 1).

[2] Przyjęto tutaj, że nazwy regionalnych jednostek tektonicznych w powszechnie stosowanej w literaturze czeskiej i słowackiej wersji łacińskiej, w tym nieco spolonizowanej, jak „Brunowistulikum", piszemy dużą literą, zaś w wersji całkowicie spolonizowanej, jak „brunowistulik" – małą literą, tak jak „zwykłe" nazwy geologiczne w języku polskim.

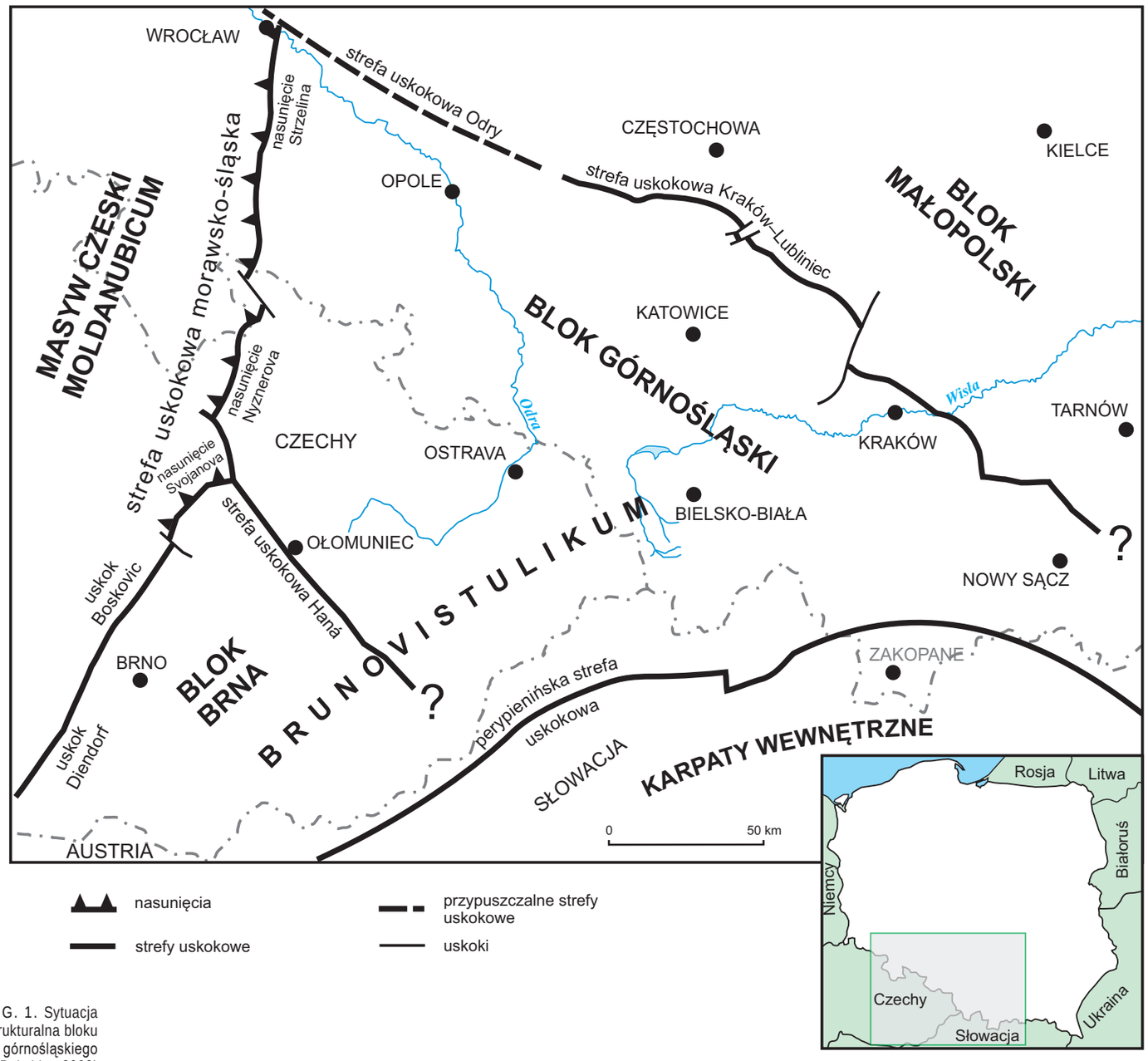


FIG. 1. Sytuacja strukturalna bloku górnośląskiego (wg Buły i in., 2008)

Jednostka Cieszyna

Jednostka Cieszyna (fig. 2, 4) zajmuje południową część bloku górnośląskiego, rozciągając się w podłożu Karpat na terytorium Polski i Republiki Czeskiej. Na obszarze Polski jej prekambryjskie podłoże zostało najlepiej rozpoznane w obrębie równoleżnikowo rozciągniętej **kopuły Bielska-Białej** (wyniesienie Bielska-Białej–Andrychowa wg Kotasa, 1972). W osi tej elewacji, prekambryjski fundament znajduje się na głębokości około 1,0–1,5 km, a na jej skrzydłach – na głębokościach poniżej 2,5, a nawet 3,0 km. Składa się on z neoproterozoicznych (o wieku 660–556/540 mln lat) skał krystalicznych, związanych z kadomskimi procesami tektonometamorficznymi oraz z anchimetamorficznych utworów klastycznych ediakaru (m.in. Dudek, 1980; Żelaźniewicz i in., 1997, 2002, 2011; Finger i in., 1999, 2000; Buła, Żaba, 2005, 2008). Wśród skał krystalicznych przeważają utwory metamorficzne ukształtowane w warunkach facji amfibolitowej: gnejsy (niemal wyłącznie paragnejsy) i łupki łyszczykowe, które lokalnie uległy procesom migmatyzacji (m.in. Konior, Tokarski, 1959; Heflik, Konior, 1974; Nowak, 1974; Wieser, 1974, 1978; Żytko, 1978; Moryc, Heflik, 1998). Na południowym skrzydle kopuły Bielska-Białej (fig. 11, 12) występują gnejsy hornfelsowe oraz leukogranity, leptynity i gnejsy tonalitowe (plagiogranitognejsy – Wieser, 1974) o składzie odpowiadającym trondhjemitom. Stopień metamorfizmu skał krystalicznych kopuły Bielska-Białej spada w jej północnych i wschodnich, peryferycznych częściach (a także lokalnie wewnątrz jednostki Cieszyna) do warunków facji zieleńcowej. Na północ i wschód od Bielska-Białej stwierdzono silnie tektonicznie zdeformowane, anchimetamorficzne utwory klastyczne reprezentujące ediakarski flisz (Cebulak, Kotas, 1982; Jachowicz i in., 2002; Buła, Żaba, 2005, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). W centralnej części kopuły Bielska-Białej znajdują się też granitoidy powstałe wskutek wielofazowych procesów metamorficznych, które objęły wcześniejsze paragnejsy i łupki łyszczykowe (Heflik, Konior, 1965, 1967, 1970, 1971). Procesy te wykazują ścisły związek z przejawiającym się w tym rejonie prekambryjskim magmatyzmem granitoidowym.

Prekambryjskie skały magmowe rozpoznane wyłącznie w centralnej części kopuły są reprezentowane przez granity oraz gabra diallagowo-oliwinowe, tworzące niewielkie intruzje wśród paragnejsów i łupków łyszczykowych (Heflik, Konior, 1967, 1974; Moryc, Heflik, 1998; Żelaźniewicz, Żaba, 2002; Żelaźniewicz i in., 2002, 2004; Linnemann i in., 2008). Na podstawie analiz (wiek U-Pb SHRIMP) próbek cyrkonów (Żelaźniewicz i in., 1997, 2002, 2004) pochodzących z granitów ich wiek określono na ok. 590–545 mln lat. Granitoidy te pochodziły najprawdopodobniej z przetapiania skał, które krystalizowały ok. 640–620 mln lat temu (Żelaźniewicz i in., 2004).

Na terytorium Republiki Czeskiej jednostka Cieszyna sięga w kierunku południowo-zachodnim aż po strefę uskokową Haná. W krystalicznym podłożu tej części jednostki występują głównie skały metamorficzne facji amfibolitowej, reprezentowane przez paragnejsy biotytowe i biotytowo-muskowitowe, często zawierające granaty (m.in. Tomšík, 1972, 1997; Dudek, 1980), którym lokalnie towarzyszą łupki łyszczykowe i paraamfibolity. Część paragnejsów uległa w różnym stopniu procesom diaftorycznym lub migmatyzacji. Wiek

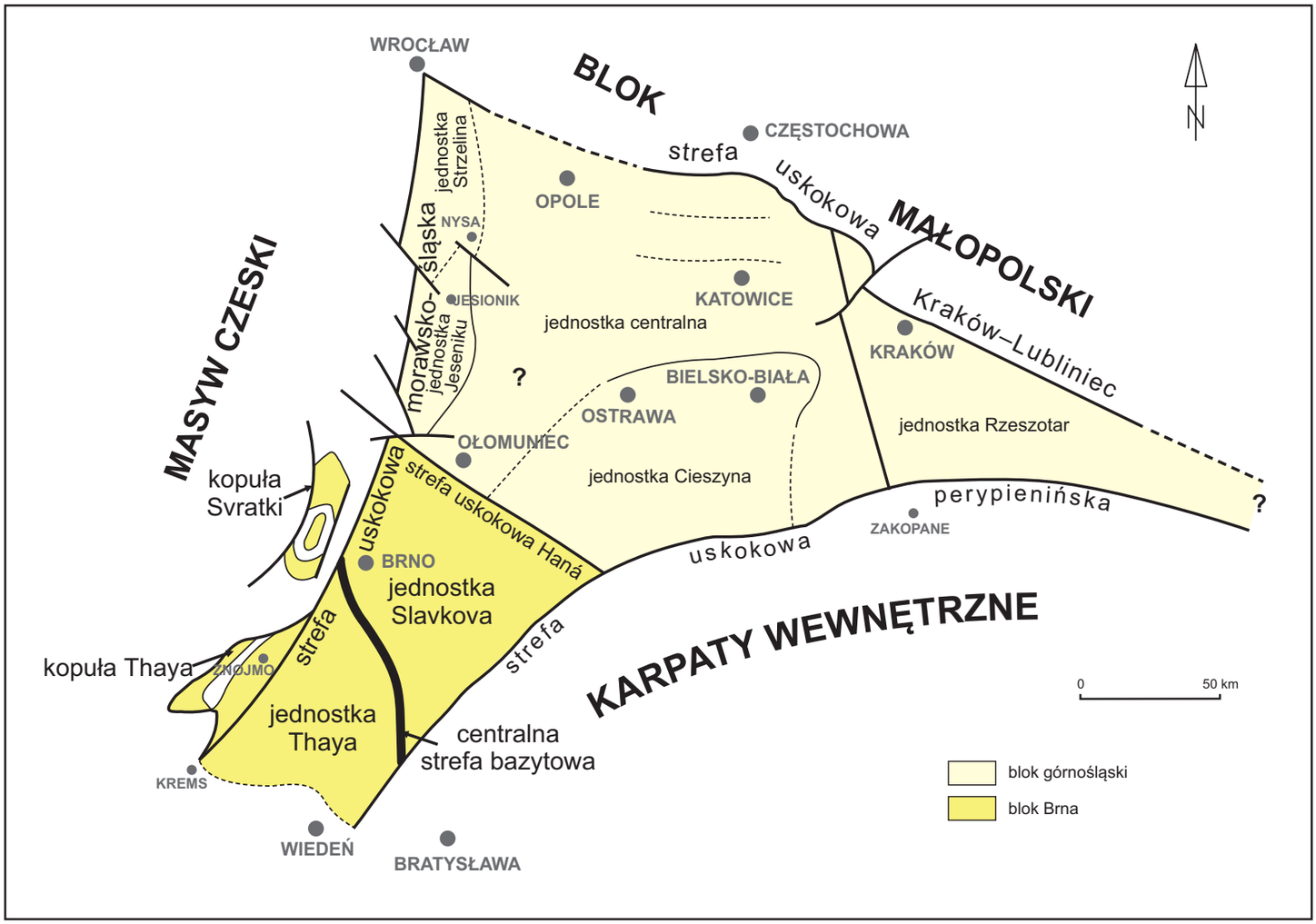


FIG. 2. Szkic strukturalny prekambryjskiego fundamentu bloku górnośląskiego i bloku Brna (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i in., 2008); pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

paragnejsów waha się najczęściej w granicach 660–610 mln lat, a sporadycznie wynosi 526 mln lat (Tomšík, 1972, 1997; Dudek, Melková, 1975; Dudek, 1980; Menčík, 1983).

Wśród paragnejsów sporadycznie spotykane są intruzje skał magmowych (Buła, Żaba, 2008; Linnemann i in., 2008). W masywie Jablunkova położonym na południe od Cieszyna są to gabra piroksenowe, a w masywie Rusavy (leżącym w SW części jednostki Cieszyna w sąsiedztwie strefy uskokowej Haná) gabronoryty. Z otworu Krasna 1 znane są dioryty biotytowo-amfibolowe, których wiek został określony (Dudek, Melková, 1975; Dudek, 1980) na 621 mln lat (wiek amfibolu) i 558 mln lat (wiek biotytu). Wiek monacytów (Th-U-total Pb), pochodzących z kontaktowej aureoli gabrowego masywu Jablunkova wskazuje, że skały te reprezentują kadomską (ok. 550 mln lat) intruzję bazytową (Finger i in., 1999).

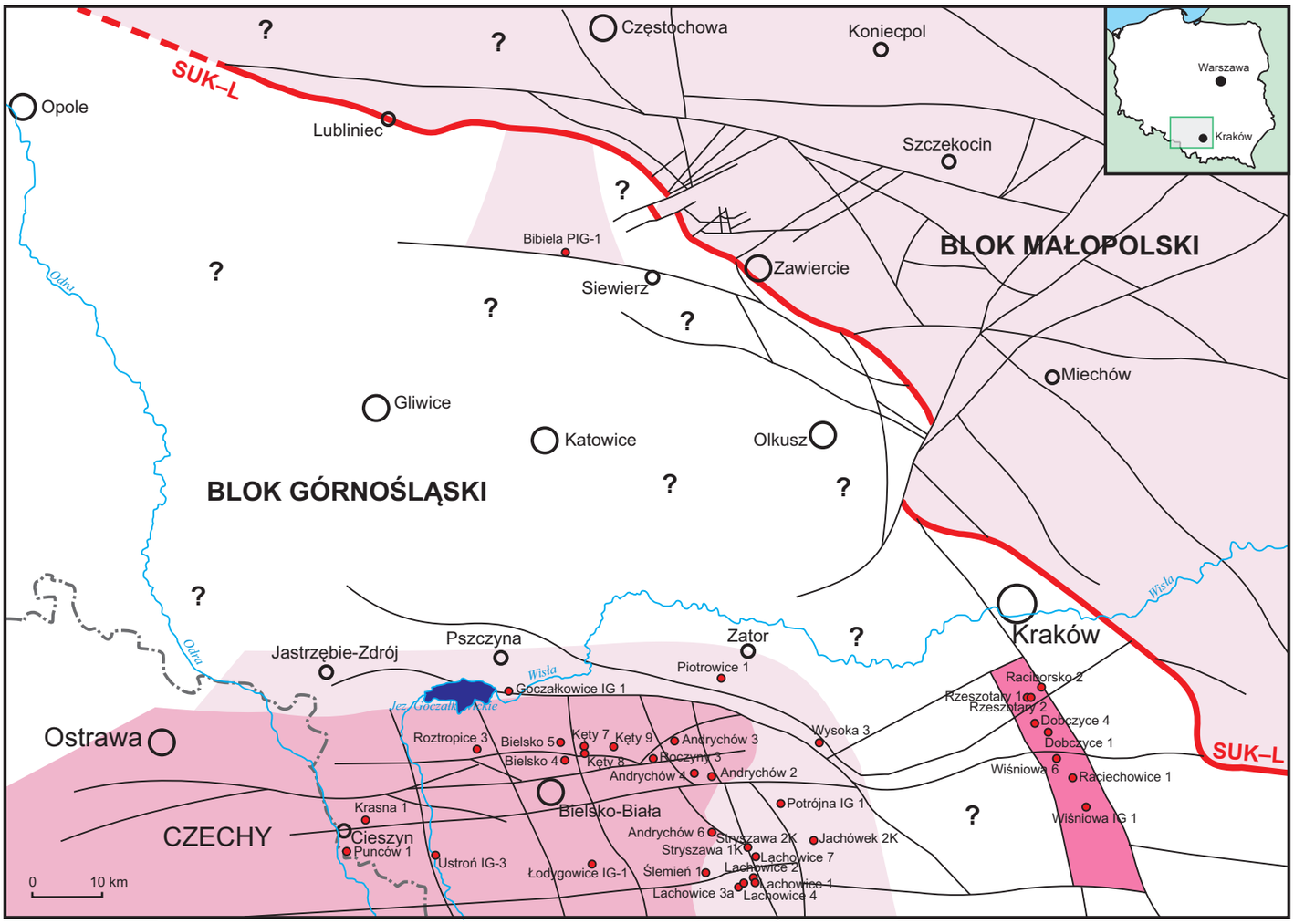
Jednostka Strzelina

Jednostka Strzelina (fig. 2, 4) obejmuje skały krystaliczne fundamentu Brunowistulikum odsłaniające się w obrębie masywu (kompleksu krystalicznego) Strzelina. Zasięg tej jednostki jest różnie interpretowany, gdyż pod przykryciem młodszych utworów ma ona znacznie szersze rozprzestrzenienie lateralne (por. Cymerman, 1998, 2004). Od południa graniczy ona z jednostką Jeseniku, natomiast na zachodzie z jednostką moldanubską Masywu Czeskiego. Zachodnia granica jest reprezentowana przez nasunięcie Strzelina, które stanowi wąską strefę ścinania rozwiniętą wskutek waryscyjskiej kolizji między terranami Moldanubikum (Lugikum) i Brunowistulikum (m.in. Skácel, 1989; Oberc-Dziedzic, Madej, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Linnemann i in., 2008).

Masyw (kompleks) Strzelina jest zbudowany z różnych odmian proterozoicznych gnejsów, którym towarzyszą neoproterozoiczno-kambryjskie (?) amfibolity, łupki łyszczykowe, skały wapniowo-krzemianowe i marmury oraz dewońskie kwarcyty, łupki kwarcytowo-serycytowe i metazlepieńce warstw z Jegłowej (m.in. Oberc, 1966, 1972; Wójcik, 1968; Wojnar, 1995; Patočka, Szczepański, 1997; Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998; Oberc-Dziedzic, 1999; Oberc-Dziedzic, Madej, 2002). Na obszarze tym dominują ortognejsy Strzelina, które są nasunięte na migmatyczne, sillimanitowe ortognejsy Nowolesia. Ortognejsy obu kompleksów ukształtowały się podczas deformacji waryscyjskich w warunkach facji amfibolitowej. Wiek protolitu migmatycznych ortognejsów Nowolesia został ustalony na ok. 1020 mln lat (Kröner, Mazur, 2003), jednak wiek cyrkonów z tych skał jest młodszy i wynosi 576 mln lat (Mazur i in., 2010). Z kolei protolit ortognejsów Strzelina jest datowany na ok. 600 i 570 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2001, 2003), co wskazuje na neoproterozoiczny (kadomski) plutonizm granitoidowy.

Jednostka Jeseniku

Jednostka Jeseniku (fig. 2, 4), położona na południe od jednostki Strzelina, litostratygraficznie odpowiada skałom brunowistuliku, jednak nie ma charakteru blokowego i pod względem tektonicznym jest zaliczana do Sudetów Wschodnich, nadścielając zachodnią, krawędziową część bloku górnośląskiego/Brunowistulikum. Położona jest ona w strefie morawsko-śląskiej (Suess, 1912; Dallmeyer i in., 1995; Franke, Żelaźniewicz, 2000), na styku z jednostkami strukturalnymi Sudetów Zachodnich. Wskutek kolizji bloku Brunowistulikum z elementami Sudetów Zachodnich/Lugikum (m.in. Matte i in., 1990; Schulmann i in., 1991; Fritz, Neubauer, 1993; Cymerman i in., 1997; Cymerman, 1998; Schulmann, Gayer, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Jastrzębski, 2009, 2012; Jastrzębski i in., 2015), zachodnia strefa krawędziowa proterozoicznego fundamentu krystalicznego oraz dewońskiej pokrywy brunowistuliku zostały objęte intensywnymi waryscyjskimi deformacjami tektonicznymi i procesami metamorficznymi. Utwory te zostały ponasuwane na siebie w formie płaszczowin (m.in. Cháb i in., 1994; Schulmann, Gayer, 2000; Jastrzębski, 2009, 2012; Jastrzębski i in., 2015). Silnie zdeformowana i rozczłonowana krawędziowa część Brunowistulikum często jest wydzielana jako terran morawski (Matte i in., 1990; Matte, 1991; Aleksandrowski, Mazur, 2002). W tym tomie został on szczegółowo opisany w podrozdziale 5.1.4.1.



kompleks ediakarskich anchimetamorficznych silikoklastyków

kompleks neoproterozoicznych skał krystalicznych

kompleks paleoproterozoicznych skał krystalicznych (zrąb Rzeszotar)

SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

strefa uskokowa przypuszczalna

ważniejsze uskoki

odwierty osiągające fundament prekambryjski

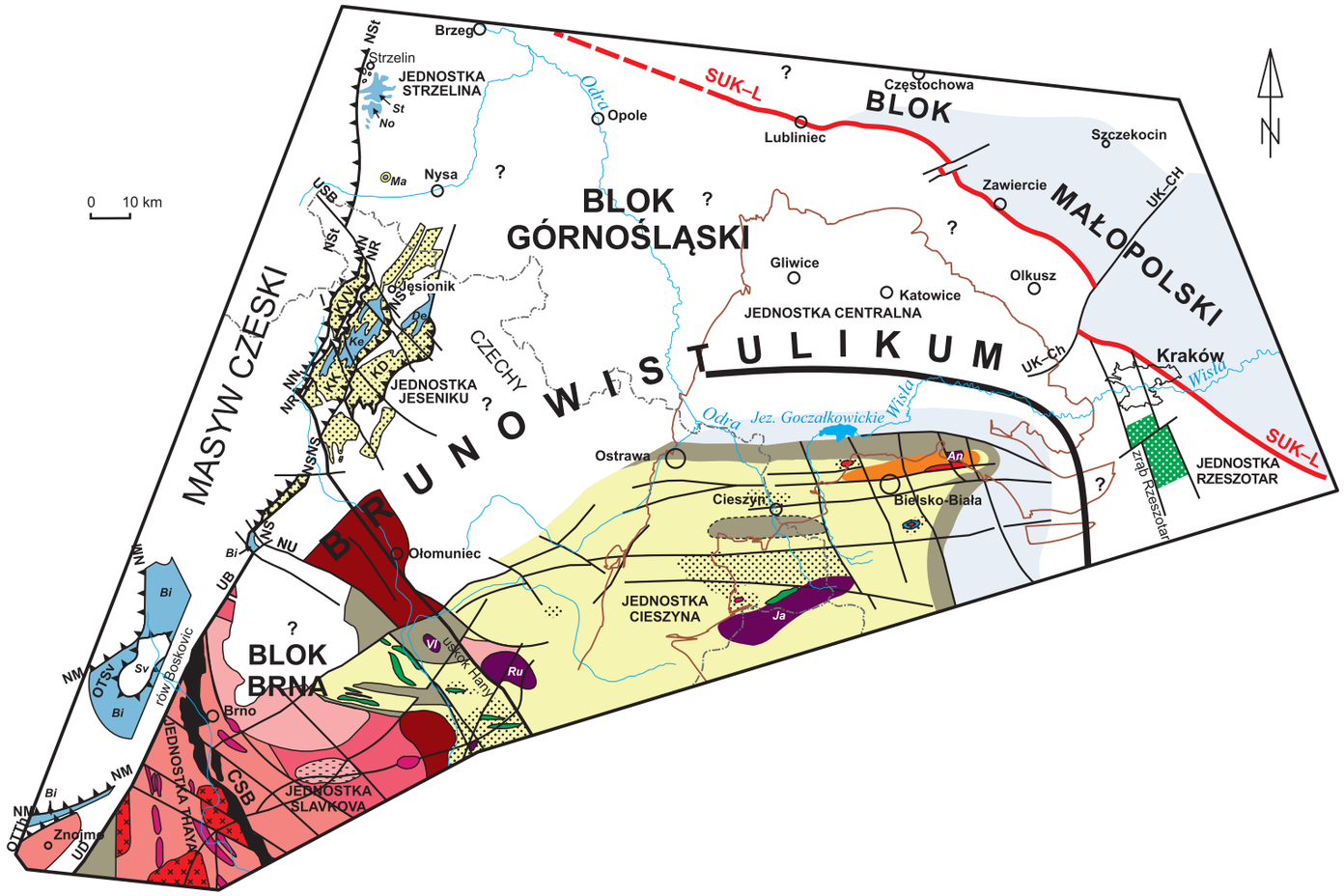
FIG. 3. Mapa geologiczna odkryta do proterozoiku (bez utworów młodszych od ediakaru) z zaznaczonymi wybranymi otworami wiertniczymi, które osiągnęły prekambryjskie podłoże (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i Habryna, 2008, zmodyfikowano)

Na obszarze jednostki Jeseniku wyróżniane są trzy wielkie kopuły: Velkého Vrbna, Keperníka i Desny. Każda z nich zawiera krystaliczne jądro reprezentowane przez skały proterozoiczne, a kopuły Keperníka i Desny odznaczają się ponadto obecnością okrywy utworzonej z przeobrażonych utworów serii dewońskiej. Kopuły Velkého Vrbna i Keperníka mają charakter płaszczowinowych nasunięć (stanowią kolejno dolny i górny allochton), natomiast kopuła Desny ma pozycję parautochtoniczną (Schulmann, Gayer, 2000). Od zachodu na kopuły Velkého Vrbna i Keperníka zostało nasunięte (nasunięcie Nýznerova) pasmo Starého Města, reprezentujące na tym obszarze najniższą jednostkę tektoniczną Sudetów Zachodnich. Nasunięcie Nyznerova stanowi granicę między terranami Moldanubikum i Brunowistulikum.

Proterozoiczne jądra kopuł są zbudowane ze skał metamorficznych reprezentowanych przez para- i ortognejsy, migmatyty, łupki łyszczykowe, amfibolity, kwarcyty, skały wapniowo-krzemianowe, marmury i łupki grafitowe. Wiek protolitu ortognejsów z kopuły Velkého Vrbna został ustalony metodą ewaporacji pojedynczych cyrkonów na ok. 574 mln lat (Kröner i in., 2000), natomiast ortognejsów kopuły Keperníka (wiek U-Pb cyrkonu) na 546 mln lat (Van Breemen i in., 1982) oraz (analiza cyrkonu) na ok. 553–584 mln lat (Kröner i in., 2000). Z kolei wiek (analiza cyrkonu) magmowego protolitu granitoidowych gnejsów i migmatytów kopuły Desny został określony na ok. 570–650 mln lat (Kröner i in., 2000; Schulmann, Gayer, 2000). Uzyskane dane radiometryczne wskazują na przejawy późnoproterozoicznego, granitoidowego plutonizmu zlokalizowanego w zachodniej, brzeżnej strefie bloku górnośląskiego (Brunowistulikum). Natomiast wiek materiału źródłowego łupków plagioklazowo-biotytowych z kopuły Desny został określony (metodą ewaporacji pojedynczych cyrkonów) na ok. 598–665 mln lat (Kröner i in., 2000).

Jednostka Rzeszotar i jednostka centralna

Jednostka Rzeszotar jest położona w południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego, pomiędzy jednostką Cieszyna na zachodzie a strefą uskokową Kraków–Lubliniec na północnym wschodzie (fig. 2, 4). Ku północnemu zachodowi prawdopodobnie przedłuża się ona na obszar jednostki centralnej, której prekambryjskie podłoże dotychczas nie zostało bezpośrednio poznane. Prekambryjskie utwory jednostki Rzeszotar stwierdzono w kilku otworach, zlokalizowanych na głębokościach od ok. 800 do 2400 m zlokalizowanych w obrębie **zrębu Rzeszotar**, znanego też jako wypiętrzenie rzeszotarskie (Konior, 1974). Zrąb Rzeszotar (fig. 3, 4) jest wąską strukturą o przebiegu NNW–SSE, ograniczoną od wschodu i zachodu stromymi uskokami normalnymi o amplitudzie co najmniej 1500 m. Rozciąga się on od północnych granic Krakowa, gdzie styka się ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, po Myślenice i Wiśniową na południu. Przecinany jest przez liczne uskoki poprzeczne. W podłożu zrębu Rzeszotar stwierdzono skały metamorficzne reprezentowane głównie przez para- i ortognejsy, gnejsy amfibolowe, łupki łyszczykowe oraz para- i ortoamfibolity (Nowak, 1927; Pelczar, Wieser, 1962; Borucki, Sałdan, 1965;



skały anchimetamorficzne

- (meta-)iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce

skały metamorficzne

- łupki krystaliczne fyllitowe, gnejsowe i zieleńcowe (facja zieleńcowa)
- granity metamorficzne
- migmatyty oraz ślady migmatyzacji
- amfibolity
- paragnejsy i łupki łyszczykowe z wkładkami innych skał
- łupki krystaliczne, gnejsy, amfibolity, wapienie krystaliczne i in. (facja zieleńcowa i amfibolitowa)
- (meta-)bazyty i (meta-)ultrabazyty, (metagabra, metabazalty, amfibolity, hornblendyty, piroksenity, perydotyty, serpentynity, łupki talkowe, łupki aktynolitowe, łupki chlorytowe, dioryty, metadioryty)
- **CSB** centralna strefa bazytowa

skały magmowe

- leukogranity biotytowe (typu Lubnej)
- granity biotytowo-muskowitowe
- granity biotytowe
- jasne granodioryty amfibolowo-biotytowe i leukogranity (typu Slavkowa)
- ciemne tonality amfibolowo-(+/)biotytowe i dioryty kwarcowe (typu Ždánic)
- biotytowe leukogranity i leukotonality (typu Stupavy)
- granodioryty biotytowo-(+/)amfibolowe
- gnejsy tonalitowe
- dioryty i tonality
- gabra i gabronoryty
- ortognejsy (proterozoiczne granitoidy przeobrażone w gnejsy podczas deformacji waryscyjskich)

- strefa uskokowa przypuszczalna
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
- oś anomalii magnetycznych Tychów-Jordanowa

nasunięcia:

- **NM** moldanubskie
- **NN** Nyznerova
- **NR** Ramzovej (ramzowskie)
- **NS** Svojanova
- **NSt** Strzelina

ważniejsze uskoki:

- **NU** Nectavy
- **SUK–L** Kraków–Lubliniec
- **UB** Boskovic
- **UD** Diendorfu
- **UK–Ch** Krzeszowice–Charasznica
- **USB** sudecki brzeżny

kopuły:

- **KD** Desny
- **KK** Keperníka
- **KVV** Velkého Vrbna

okna tektoniczne:

- **OTSv** Svratki
- **OTTh** Thaya (Dyji)

masywy gabrowe i gabronorytowe:

- **An** Andrychowa
- **Ja** Jablunkova
- **Ru** Rusavy
- **Vl** Vlkos

ortognejsy:

- **Bi** Bítešy
- **De** Desny
- **Ke** Keperníka
- **Ma** Maciejowic
- **No** Nowolesia
- **St** Strzelina
- **Sv** Svratki

FIG. 4. Budowa geologiczna prekambryjskiego fundamentu Brunowistulikum (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i in., 2008)

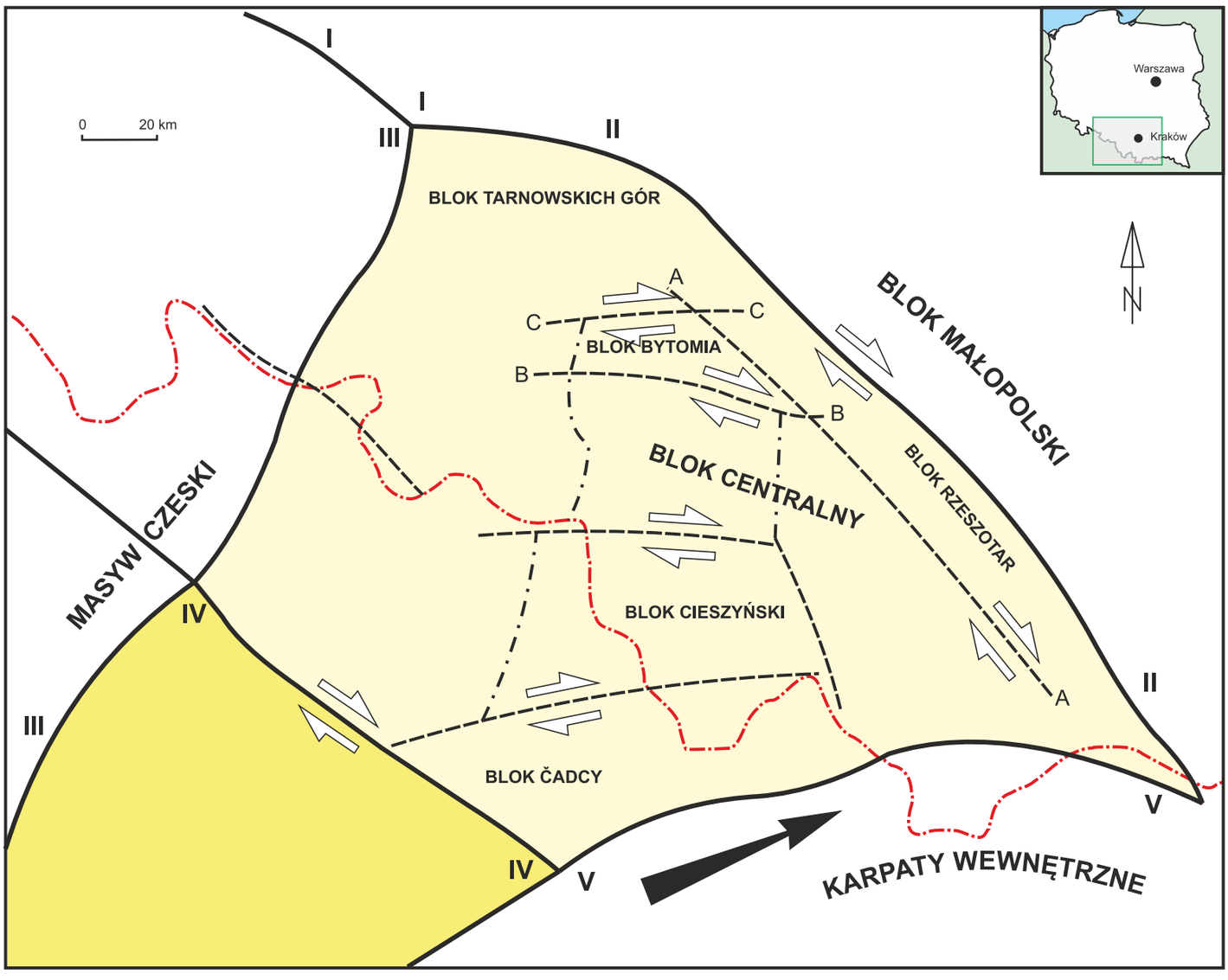


FIG. 5. Schemat tektoniczny podłoża Górnośląskiego Zagłębia Węglowego według Kotasa (1985a), zmodyfikowany przez Tepera (2008)

Heflik, Konior, 1971, 1972, 1974; Konior, 1974; Żelaźniewicz i in., 2004; Buła, Żaba, 2005). Gnejsy i amfibolity zawierają lokalnie wkładki skał węglanowych. Część z nich wykazuje objawy migmatyzacji bądź lokalnie uległa silnym zmianom retrogresywnym (diaftorezie). Przeobrażenia skał zrębu Rzeszotar odpowiadają warunkom zawartym w przedziale między facją zieleńcową i amfibolitową.

Prekambryjskie podłoże zrębu Rzeszotar należy do najstarszych w obrębie Brunowistulikum, stanowiąc jego archaiczny element. Wiek amfibolitów zrębu Rzeszotar (otwór Rzeszotary 2) został określony konwencjonalną metodą U-Pb na 2,7 mld lat (Bylina i in., 2000). Badania wieku cyrkonów pochodzących ze zmigmatytyzowanych amfibolitów z otworu Rzeszotary 2 wykazały (Żelaźniewicz i in., 2004), że skały te reprezentują archaiczną intruzję bazytów (2,8–2,6 mld lat), która została przeobrażona i zdeformowana po raz ostatni we wczesnym proterozoiku (2,0 mld lat temu). Oznaczenia radiometryczne wieku amfibolitów z tego otworu (837 mln lat) wskazują na wtórne, lokalne procesy diaftorezy, które objęły partie tych skał (837 mln lat temu; Burchart, 1971).

Jednostka centralna położona jest w centralnej części bloku górnośląskiego (fig. 2, 4). Nawiązuje ona w przybliżeniu do wyróżnionej przez Kotasa (1982, 1985a, b) oraz Tepera (2008) strefy (kry/bloku) centralnej (fig. 5). Miałaby ona stanowić podłoże niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), jednak w obrębie tej ostatniej nie stwierdzono dotychczas bezpośrednio prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego.

Jednostka centralna łączy się prawdopodobnie z jednostką Rzeszotar, odznaczając się, podobnie jak ona, archaiczno-dolnoproterozoiczne podłożem krystalicznym (Buła, Żaba, 2008; fig. 6). Południową i zachodnią granicę tych dwóch jednostek wyznacza dodatnia anomalia magnetyczna Tychów i Jordanowa, stanowiąca strefę kontaktu o charakterze szwu ofiolitowego, reprezentowanego przez zmetamorfizowane skały zasadowe i ultrazasadowe (Kotas, 1972; Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Strefa ta rozgranicza przedkarelskie/karelskie, archaiczno-dolnoproterozoiczne podłoże jednostek Rzeszotar i centralnej od górnoproterozoicznego fundamentu jednostki Cieszyna (fig. 4, 6). Północną i wschodnią granicę tych jednostek wyznacza strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (fig. 2, 6).

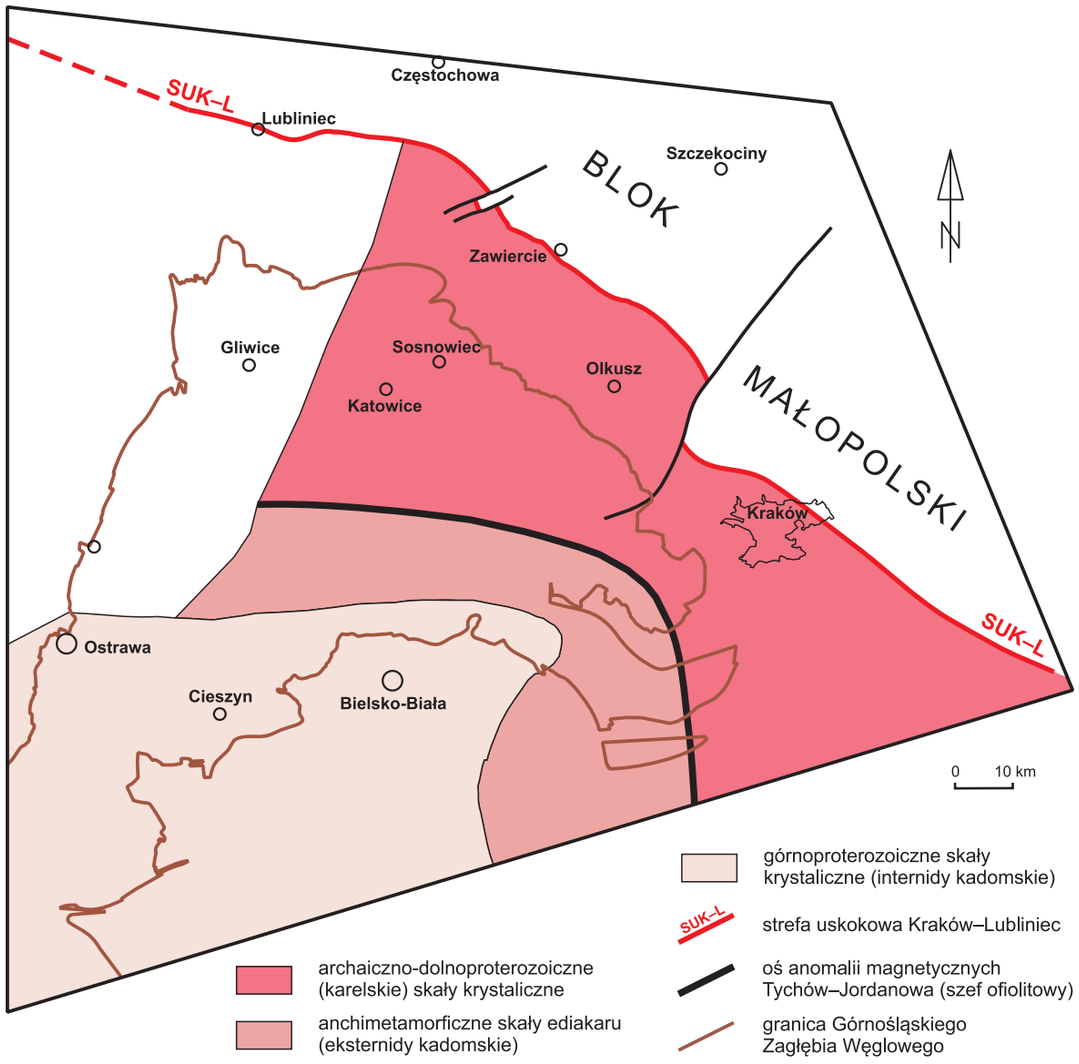


FIG. 6. Schemat tektoniczny podłoża południowej i wschodniej części bloku górnośląskiego (wg Buły i Żaby, 2008)

5.1.1.4. Terrany prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

Jednostki Rzeszotar i centralna według Żelaźniewicza i in. (2009) tworzą wspólnie **terran Rzeszotar**, będący najstarszym elementem strukturalnym podłoża Brunowistulikum, zawierającym archaiczno-dolnoproterozoiczne (przedkarelskie/karelskie) skały krystaliczne. Z kolei graniczącą z terranem Rzeszotar od zachodu jednostka Cieszyna stanowi element neoproterozoicznego **terranu Slavkova** (fig. 7), którego podłoże składa się z górnoproterozoicznych (kadomskich) skał krystalicznych oraz anchimetamorficznych utworów ediakaru. Terran Slavkova, według tej interpretacji, jest ograniczony od północnego wschodu przez oś anomalii (szew ofiolitowy) Tychów–Jordanowa (fig. 4, 6), natomiast ku południowemu zachodowi sięga aż po centralną strefę bazytową znajdującą się na obszarze bloku Brna w Republice Czeskiej, która oddziela go z kolei od terranu Thaya (Żelaźniewicz i in., 2009; fig. 2, 4, 7).

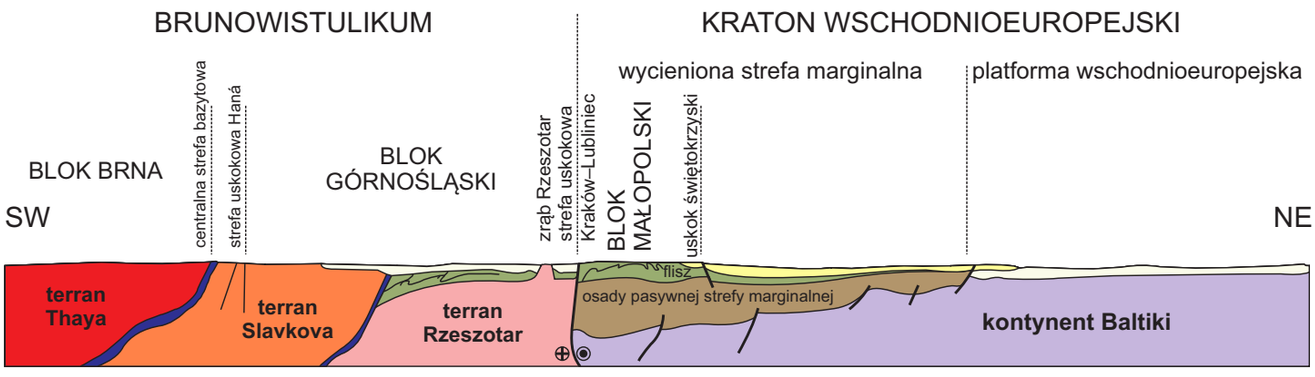


FIG. 7. Schematyczny model struktury neoproterozoicznego podłoża bloku górnośląskiego na tle budowy obszarów przyległych według Żelaźniewicza i in. (2009)

5
Platforma paleozoiczna

5.1.1.5. Paleozoiczna pokrywa platformowa bloku górnośląskiego

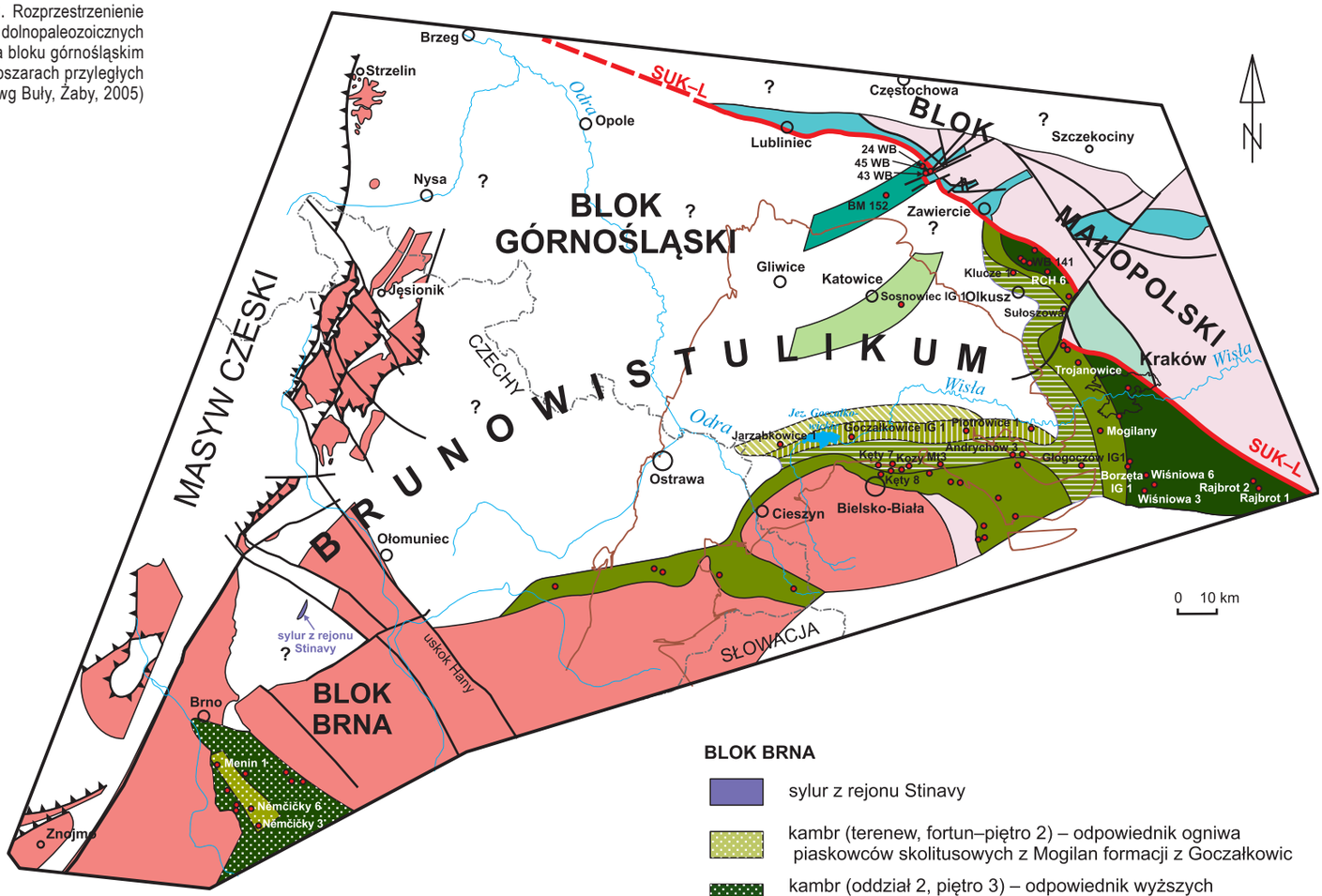
Jerzy Żaba

Piętro dolnopaleozoiczne

Dolnopaleozoiczna pokrywa osadowa bloku górnośląskiego jest rozpoznana tylko fragmentarycznie w południowej i południowo-wschodniej części bloku, pomiędzy Cieszynem a Krakowem oraz w rejonie Olkusza na północnym wschodzie (Buła, Jachowicz, 1996; Buła i in., 1997, 2008, 2015; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005; Pacześna, 2014; fig. 8). Cechą charakterystyczną osadów dolnopaleozoicznych jest ich strefowe rozprzestrzenienie (fig. 8). Począwszy od południowego wschodu i południa, w kierunku północno-zachodnim i zachodnim, na powierzchni poddewońskiej odsłaniają się coraz to młodsze skały dolnopaleozoiczne – od najniższego kambru aż po ordowik (Buła, Żaba, 2005).

Prekambryjskie podłoże jest przykryte tam przez klastyczne utwory kambru (terenew i oddział 2 oraz lokalnie miaoling) reprezentowane przez piaskowce, mułowce i iłowce. W profilu kambru wydzielane są formacje: z Borzęt (terenew) i z Goczałkowic (terenew i oddział 2) oraz formacja z Sosnowca (miaoling), stwierdzona tylko w jednym otworze Sosnowiec IG 1 (Buła, 2000). Miąższość utworów kambru na obszarze bloku górnośląskiego dochodzi do kilku kilometrów.

FIG. 8. Rozprzestrzenienie utworów dolnopaleozoicznych na bloku górnośląskim i obszarach przyległych (wg Buły, Żaby, 2005)



BLOK BRNA

- sylur z rejonu Stinavy
- kambr (terenew, fortun–piętro 2) – odpowiednik ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan formacji z Goczałkowic
- kambr (oddział 2, piętro 3) – odpowiednik wyższych ogniw formacji z Goczałkowic

BLOK MAŁOPOLSKI

- sylur – formacja z Łapczycy
- sylur i ordowik – formacja z Mrzygłodu i formacja z Zawiercia

BLOK GÓRNOŚLĄSKI

- ordowik – formacja z Bibieli
- kambr (miaoling) formacja z Sosnowca
- kambr (oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic, ogniwo iłowców z Jarząbkowic
- kambr (oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny
- kambr (terenew, piętro 2–oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa
- kambr (terenew, fortun–piętro 2) – formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan
- kambr (terenew, fortun) – formacja z Borzęt

PREKAMBRYJSKIE UTWORY BRUNOWISTULIKUM I BLOKU MAŁOPOLSKIEGO

- ediakar – skały anchimetamorficzne
- neoproterozoik – skały krystaliczne
- proterozoik i archaik – skały krystaliczne
- SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec
- nasunięcia
- ważniejsze uskoki
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
- Klucze 1 otwory, w których paleontologicznie udokumentowano skały dolnopaleozoiczne Brunovistulikum
- inne otwory, w ktorych stwierdzono skały dolnopaleozoiczne

Profile ordowiku rozpoznano fragmentarycznie w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (fig. 8). Są to utwory klastyczno-węglanowe (iłowce z wkładkami mułowców, piaskowców, kwarcytów i dolomitów) zaliczane do formacji z Bibieli, których miąższość wynosi tam ok. 80 m (Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000).

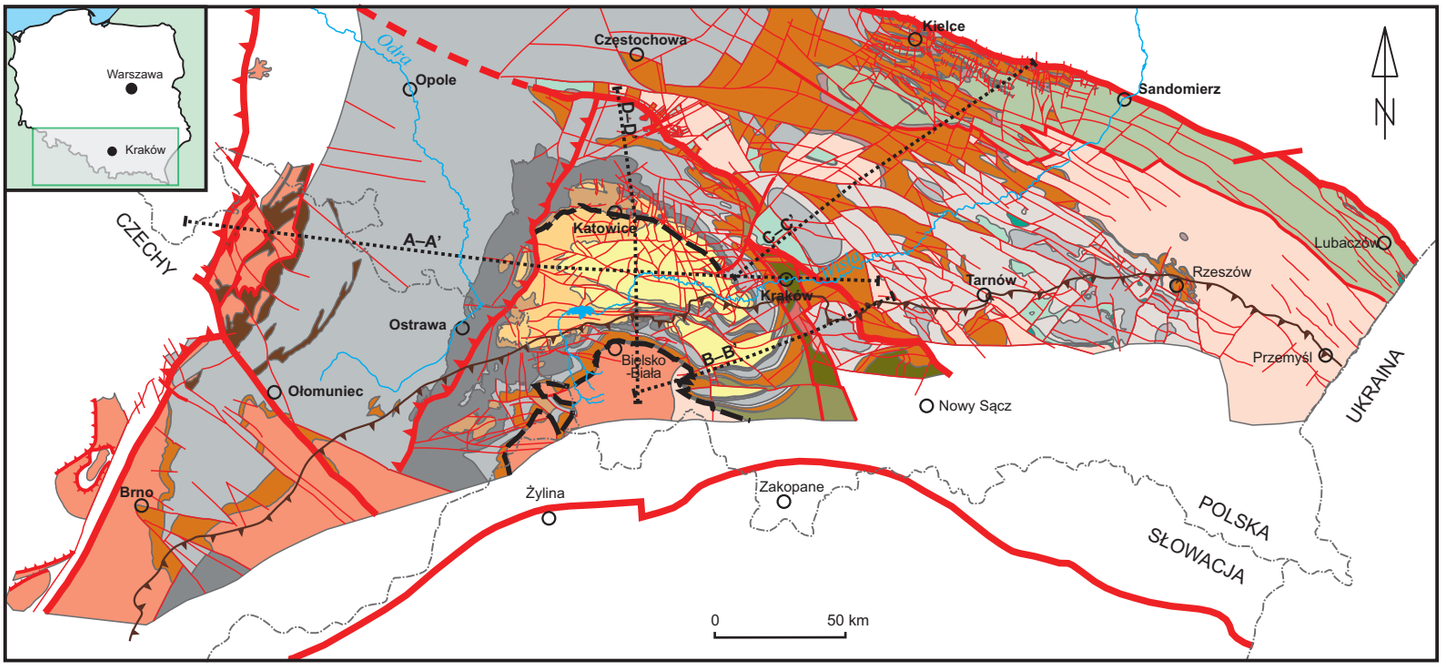
Piętro dewońsko-karbońskie

Na obszarze bloku górnośląskiego skały piętra dewońsko-karbońskiego tworzą zazwyczaj zwartą pokrywę i leżą penakordantnie lub wyraźnie niezgodnie i zazwyczaj przekraczająco na skałach piętra dolnopaleozoicznego; często zalegają też bezpośrednio na prekambryjskim podłożu (fig. 9, 10). Rozległa luka stratygraficzna ma charakter zarówno sedymentacyjny, jak i erozyjny, a niezgodność kątowa dochodzi zazwyczaj do ok. 20° (Perski, Żaba, 1997; Żaba, 1999).

Utwory dewońskie w zachodniej części bloku górnośląskiego są reprezentowane przez wielokrotnie zdeformowane skały metamorficzne powstałe z przeobrażenia utworów wulkaniczno-klastycznych w warunkach facji amfibolitowej (Hladil, 1988; Cháb i in., 1994; Cwojdziński, Żelaźniewicz, 1995; Schulmann, Gayer, 2000; Buła, Żaba, 2005; Żaba i in., 2005; Szczepański, 2007; Buła i in., 2008). W kierunku wschodnim i południowym skały te stopniowo przechodzą w utwory platformy węglanowej środkowego i górnego dewonu zalegające na dolnodewońskich utworach klastycznych typu *old red* (Chlupač, 1988; Narkiewicz, 2005, 2007).

Zapoczątkowana w dewonie subsydencja podłoża była kontynuowana w karbonie, z początkiem którego nastąpiła zmiana warunków sedymentacji na klastyczną fliszową i fliszopodobną (kulm). Osady karbońskie rozwijały się w obrębie rozległego **basenu morawsko-śląskiego** (Unrug, Dembowski, 1971; Kumpera, 1980, 1988; Kotas, 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995; Kumpera, Grygar, 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), którego rozwój był głównie determinowany przez naciski wywoływane kolizją terranów Masywu Czeskiego z Brunowistulikum. W zachodniej części bloku górnośląskiego sedymentacja ta rozpoczęła się na przełomie dewonu i karbonu, natomiast w części południowo-wschodniej i południowej w późnym wizenie. W części

FIG. 9. Rozprzestrzenienie utworów paleozoicznych na bloku górnośląskim i obszarach przyległych – schematyczna mapa geologiczna podpermska odkryta do karbonu (wg Buły, Żaby, 2005; Buły i in., 2008; m.in. na podstawie Poprawy, Nemčoka, 1988–1989; Buły, Kotasa, 1994; Kumpera, Martineca, 1995; Austa, 1996; Buły i in., 2002; Cymermana, 2004; Jureczki i in., 2005; Buły, Habryna, 2008)



skały magmowe na powierzchni paleozoiku

- porfiry, granitoidy
- diabazy, melafiry

górny paleozoik

- krakowska seria piaskowcowa
- seria mułowcowa
- górnośląska seria piaskowcowa
- seria paraliczna

→ BRUNOWISTULIKUM – karbońskie (górny missisip–dolny i środkowy pensylwan) utwory węglonośne GZW

- karbońskie skały klastyczne (kulm)
- karbońskie skały węglanowe
- dewońskie skały węglanowe

→ BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI

- dewońskie skały wulkanoklastyczne → BRUNOWISTULIKUM
- dolnodewońskie skały klastyczne → BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI

dolny paleozoik

- sylur
- ordowik

→ BLOK MAŁOPOLSKI

- ordowik – formacja z Bibieli → BRUNOWISTULIKUM
- kambryjskie skały klastyczne → BLOK MAŁOPOLSKI
- kambr (terenew–oddział 2) – formacja z Goczałkowic
- kambr (terenew) – formacja z Borzęt

→ BRUNOWISTULIKUM

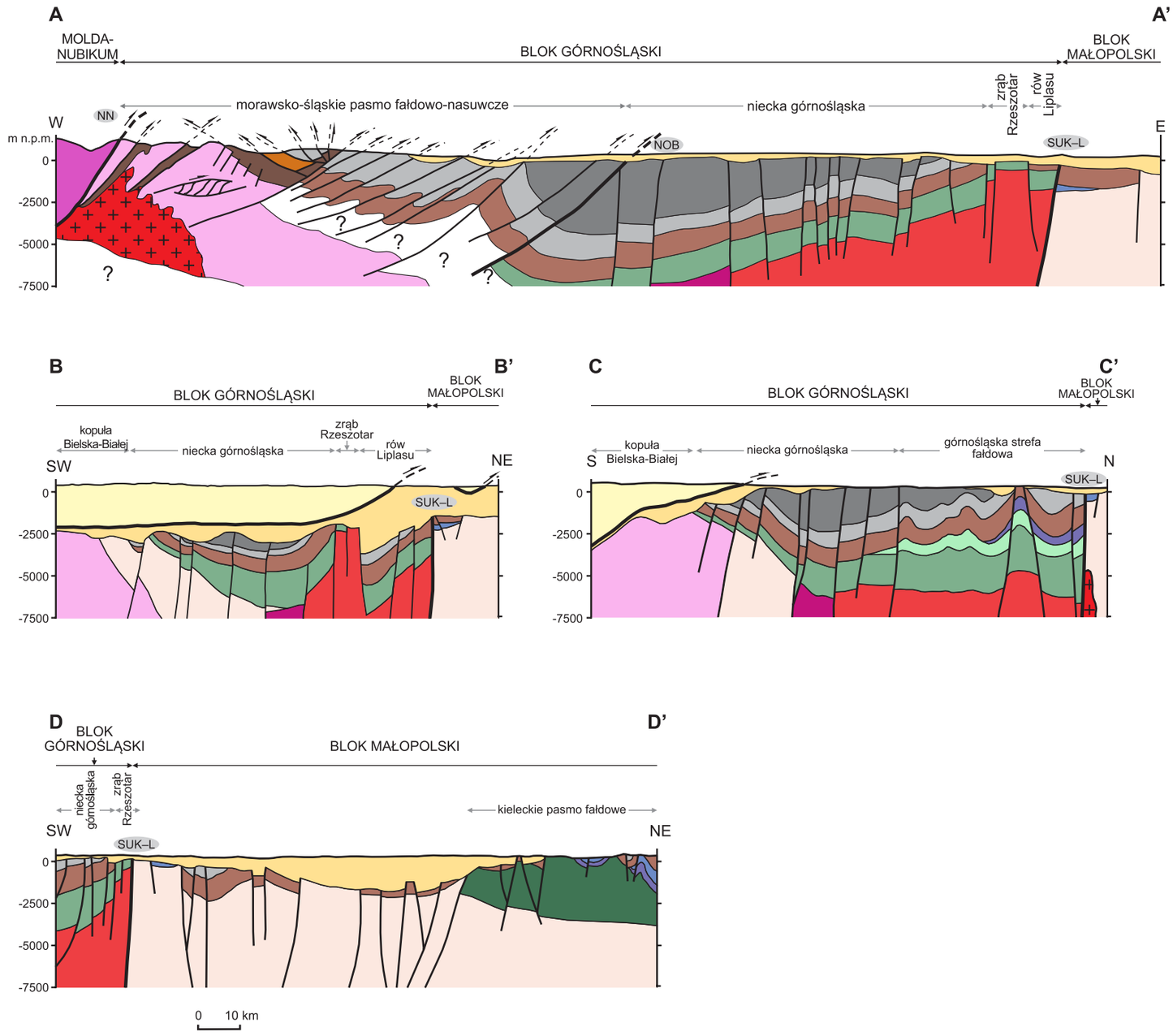
prekambr

- ediakarskie skały anchimetamorficzne → BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI
- ediakarskie zlepieńce polimiktyczne
- neoproterozoiczne skały krystaliczne
- archaiczno-dolnoproterozoiczne skały krystaliczne

→ BRUNOWISTULIKUM

granice jednostek tektonicznych

- strefy uskokowe
- główne uskoki
- główne nasunięcia
- granice przejściowe
- podrzędne uskoki
- podrzędne nasunięcia
- nasunięcie karpackie
- A–A' linie przekrojów geologicznych (patrz fig. 10)



płaszczowiny karpackie

utwory pokrywy permsko-mezozoiczno-kenozoicznej

waryscyjskie granitoidy

karbońskie (górny missisip–dolny i środkowy pensylwan) utwory węglonośne GZW

karbońskie (missisip) utwory klastyczne (kulm)

utwory węglanowe dewonu i karbonu (dolny i środkowy missisip)

metaklastyki dewonu górnego (?) i karbonu (missisip)

metawulkanoklastyki dewonu

utwory syluru

utwory ordowiku

utwory kambru (miaoling) bloku górnośląskiego

utwory kambru (tenerew–oddział 2) bloku górnośląskiego

sfałdowane utwory kambryjskie bloku małopolskiego

anchimetamorficzne skały klastyczne ediakaru

neoproterozoiczne skały krystaliczne bloku górnośląskiego (runovistulikum)

proterozoiczne skały krystaliczne Sudetów (Moldanubicum)

proterozoiczne (meta-) bazyty i (meta-) ultrabazyty (szew ofiolitowy)

archaiczno-dolnoproterozoiczne (karelskie) skały krystaliczne bloku górnośląskiego

uskoki

nasunięcia

SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

NN nasunięcie Nyznerova

NOB nasunięcie orłowsko-boguszowickie

FIG. 10. Przekroje geologiczne przez blok górnośląski i obszary przyległe (wg Buły i in., 2008); linie przekrojów – patrz fig. 9

wschodniej bloku górnośląskiego, od późnego missisipu po środkowy pensylwan, tworzyły się molasowe osady węglonośne, początkowo paraliczne, a później limniczne, wypełniające **zapadlisko górnośląskie** (fig. 11). Zachowana była ciągłość sedymentacyjna między kulmem a utworami węglonośnymi. W części produktywnej zapadliska górnośląskiego jest ulokowane **Górnośląskie Zagłębie Węglowe** (Kotas, 1982, 1985a, b; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 11). Osady karbońskie rozwijały się w obrębie rozległego **basenu morawsko-śląskiego** (Unrug, Dembowski, 1971; Kumpera, 1980, 1988; Kotas, 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995; Kumpera, Grygar, 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), którego rozwój był głównie determinowany przez naciski wywoływane kolizją terranów Masywu Czeskiego z blokiem górnośląskim (Brunowistulikum).

5.1.1.6. Paleozoiczne jednostki tektoniczne bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

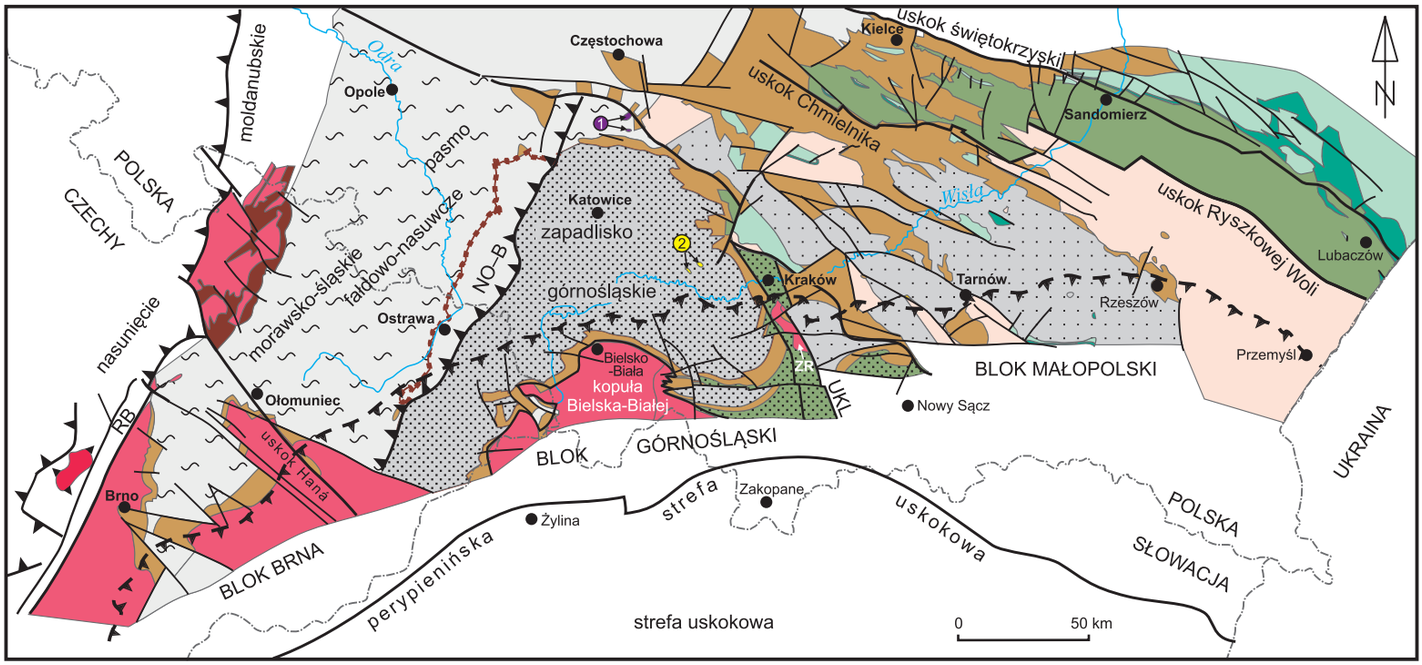
W planie podpermsko-mezozoicznym na obszarze bloku górnośląskiego zaznaczają się trzy główne struktury tektoniczne (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011): morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, zapadlisko górnośląskie oraz kopuła Bielska-Białej (fig. 10–12).

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Pasmo to rozciąga się w zachodniej części bloku górnośląskiego (fig. 11, 12), w przybliżeniu odpowiadając morawsko-śląskiej strefie fałdowej (wg Kotasa, 1982, 1985a, b; Pożaryskiego i in., 1992). Powstało w wyniku kolizji bloku górnośląskiego (Brunowistulikum) z terranami Masywu Czeskiego. W późnym karbonie, wskutek ruchów tektonicznych zachodzących podczas orogenezy waryscyjskiej, pasmo to zostało nasunięte ku wschodowi na zapadlisko górnośląskie, wzdłuż linii nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, stanowiącego jego wschodnią granicę. Od północy jednostka ta graniczy ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast od zachodu z pasmem fałdowym Starého Města (poprzez strefę uskokową morawsko-śląską). W kierunku południowym rozciąga się dalej na terytorium Republiki Czeskiej.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze obejmuje karbońskie utwory węglonośne zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, a także proterozoiczne i dewońskie skały krystaliczne (przede wszystkim metamorficzne) oraz karbońskie utwory fliszowe występujące na zachód od GZW. Wszystkie te kompleksy skalne odznaczają się fałdowo-nasuwczym charakterem budowy. Struktury fałdowe charakteryzują się przeważnie południkowym przebiegiem i wschodnią wergencją. Również większość nasunięć wykazuje zwrot skierowany ku wschodowi, jednak w zachodniej części tej jednostki część struktur powstała na obszarze występującej tam pryzmy akrecyjnej odznacza się zwrotem przeciwnym (fig. 10A).

Budowa tektoniczna morawsko-śląskiego pasma fałdowego (zob. też rozdział 5.1.4.1) została ukształtowana podczas wielofazowych deformacji waryscyjskich spowodowanych kolizją terranu Brunowistulikum z elementami skorupy kontynentalnej Masywu Czeskiego, reprezentowanymi w tym regionie przez terran Moldanubikum. W północnej części strefy krawędziowej obu terranów stwierdzono ślady kilku (najczęściej dwóch lub trzech) deformacji waryscyjskich (m.in. Oberc, 1974; Miszewski, 1977; Niemczyk, 1981; Rajlich, 1990; Aleksandrowski, 1995; Dvořák, 1995; Grygar, Vavro, 1995; Mazur, Puziewicz, 1995; Testa, Gibbons, 1996; Żaba, 1998, 2002; Mazur, Józefiak, 1999; Cymerman, 2000; Schulmann, Gayer, 2000).



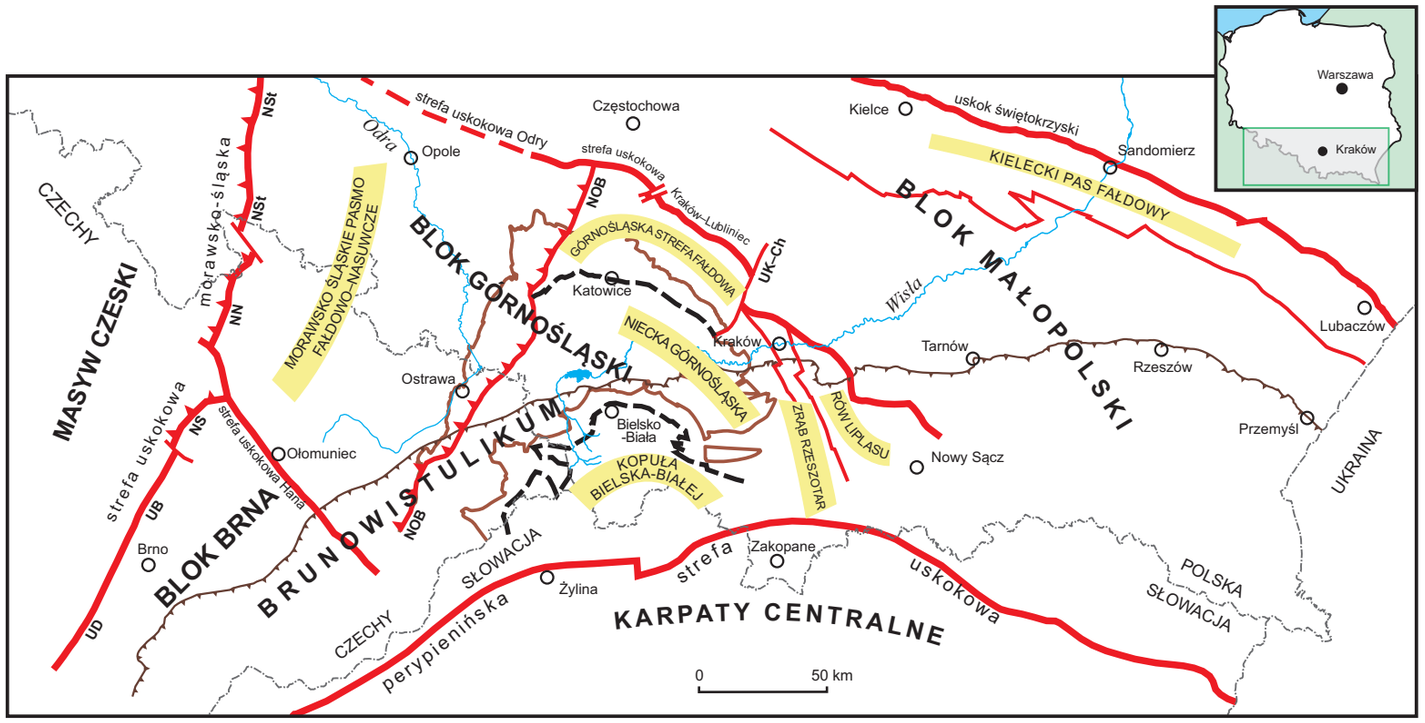
blok małopolski
- karbon
- sylur
- ordowik
- kambr

blok górnośląski
- górnokarbońskie utwory węglonośne niecki Tychów
- karbon (kulm) pasma morawsko-śląskiego
- 1 porfiry i granitoidy
- 2 diabazy i melafiry
- kambr
- proterozoiczne skały krystaliczne bloku górnośląskiego i Sudetów Wschodnich (Brunovistulikum)

- karbon
- dewon (skały klastyczne i węglanowe)
- dewon (skały metawulkanoklastyczne)
- anchimetamorficzne skały bloku małopolskiego
- nasunięcie karpackie
- wychodnie
- strefy uskokowe
- uskoki
- nasunięcia
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

ZR zrąb Rzeszotar
NO–B nasunięcie orłowsko-boguszowickie
RB rów Boškovic
UKL strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

FIG. 11. Główne struktury tektoniczne bloku górnośląskiego na tle jednostek przyległych – odkryta mapa geologiczna bez pokrywy permsko-mezozoicznej (wg Żelaźniewicza i in., 2011)



nasunięcia:

NS	Svojanova
NN	Nyznerova
NSt	Strzelina
NOB	orłowsko-boguszowickie

strefy uskokowe

strefy uskokowe przypuszczalne

uskoki:

UK–Ch	Krzeszowice–Charsznica
UD	Diendorfu
UB	Boskovic

granice przejściowe jednostek tektonicznych

granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

nasunięcie karpackie

FIG. 12. Tektoniczna regionalizacja bloku górnośląskiego i obszarów przyległych w planie podpermsko-mezozoicznym (wg Buły i in., 2008; Żelaźniewicza i in., 2011)

W utworach dewońsko-karbońskich Gór Opawskich, leżących w zachodniej, brzeżnej strefie bloku górnośląskiego (Brunowistulikum), wyróżniono przejawy pięciu wydarzeń tektonicznych prowadzących do formowania się struktur fałdowych (Żaba i in., 2005). Wydarzenia najstarsze miały związek z wczesnokarbońskim, skośnym podsuwaniem terranu Brunowistulikum pod krystaliczne skały Moldanubikum (Schulmann, Gayer, 2000) oraz kształtowaniem się na tym obszarze kontynentalnej pryzmy akrecyjnej (m.in. Grygar, Vavro, 1995; Kumpera, Martinec, 1995; Grygar, 1998; Schulmann, Gayer, 2000). Deformacje te zachodziły w warunkach prawoskrętnej transpresji (Żaba i in., 2005), prowadząc do przemieszczeń nasuwczych o kierunku NNE–SSW (góra ku SSW, rzadziej ku NNE). W tym okresie utwory formacji andelskohorskiej nasuwały się ku SW na podłoże dewońskie. Wskutek podnoszenia się rejonów położonych na zachodzie w skałach formacji andelskohorskiej tworzyły się, w wyniku przemieszczeń grawitacyjnych, wąskopromienne, przeważnie izoklinalne fałdy o wergencji wschodniej. Późniejsze wydarzenia tektoniczne wiązały się z wypiętrzaniem pryzmy akrecyjnej i późnokarbońską transpresją (Schulmann, Grygar, 2000; Żaba i in., 2005). Początkowo (we wczesnym pensylwanie) uformowały się, w warunkach lewoskrętnej transpresji, struktury fałdowe o kierunku NE–SW. W schyłkowym okresie tych wydarzeń doszło natomiast do nasuwania się ku zachodowi utworów formacji andelskohorskiej na sekwencje dewońskie, a także osadów formacji hornobeneszowskiej na skały formacji andelskohorskiej, co spowodowało, że przyjęły one w wielu miejscach pozycję odwróconą (Żaba i in., 2005). Późniejsze wydarzenia, zachodzące prawdopodobnie w środkowym pensylwanie, wiązały się z prawoskrętną transpresją, prowadzącą do nasunięć ku NE, ENE lub E; dużo rzadziej odznaczały się one zwrotem przeciwnym (Żaba i in., 2005). Wydarzenie najmłodsze, zachodzące najprawdopodobniej na pograniczu środkowego i późnego pensylwanu, wiązało się z wielofazowym rozwojem nasunięć ku NNW lub N (Żaba i in., 2005). U schyłku tego etapu nasunięcia lokalnie wykazywały zwrot przeciwny.

Zapadlisko górnośląskie

Utworzone w trakcie orogenezy waryscyjskiej zapadlisko górnośląskie (fig. 11) zajmuje środkową i wschodnią część bloku górnośląskiego. Tworzy je dewońsko-karbońskie piętro platformy. Od zachodu graniczy z utworami karbońskimi morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego, które w późnym karbonie zostały nasunięte na zapadlisko z zachodu wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 9–12). Od północnego wschodu i wschodu zapadlisko górnośląskie graniczy ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast od południa z kopułą Bielska-Białej. Rozwój zapadliska zapoczątkowany został dewońską subsydencją podłoża. Proces ten był kontynuowany w karbonie, przy diachronicznej zmianie warunków sedymentacji na fliszową (kulm), zastępowaną następnie (od późnego missisipu po środkowy pensylwan) przez depozycję molasowych osadów węglonośnych. Z ich występowaniem jest związane Górnośląskie Zagłębie Węglowe, które jest zlokalizowane w produktywnej części zapadliska górnośląskiego (fig. 11) oraz w brzeżnej, wschodniej części morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (fig. 11, 12).

Skały zapadliska górnośląskiego uległy deformacjom o charakterze blokowym i fałdowym, których szczególna intensywność zaznaczyła się w sąsiedztwie strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Pod względem zróżnicowania stylu budowy tektonicznej zapadliska górnośląskiego (fig. 11), w jego obrębie wyróżnia się kilka jednostek strukturalnych niższego rzędu (Buła i in., 2008), reprezentowanych przez: nieckę górnośląską (zwaną też niecką tyską – Żelaźniewicz i in., 2011), górnośląską strefę fałdową (dębnicko-siewierska strefa fałdowa – Żelaźniewicz i in., 2011), zrąb Rzeszotar i rów Liplasu (fig. 12).

Niecka górnośląska (niecka tyska) obejmuje wyróżnianą przez Kotasa (1972, 1982, 1985a, b) nieckę główną, rozciągającą się łukowato od okolic Żor na zachodzie po rejon Zawoi na południu (Buła i in., 2008; fig. 12). Zaznacza się ona wyraźnie w obrębie karbońskich utworów węglonośnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz w zalegających poniżej starszych skałach karbońskich i dewońskich (Buła, Habryn, 2008). Na zachodzie graniczy z morawsko-śląskim pasmem fałdowo-nasuwczym wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, na południu z kopułą Bielska-Białej, natomiast na południowym wschodzie ze zrębem Rzeszotar. Nieckę górnośląską przecinają liczne, subrównoleżnikowe uskoki, dzielące ten obszar na odrębne bloki.

Górnośląska strefa fałdowa (dębnicko-siewierska strefa fałdowa) obejmuje struktury karbońskie występujące w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wyróżnione przez Kotasa, 1972, 1982, 1985a, b, jako siodło główne), a także struk-

tury dewońsko-karbońskie położone na północ i północny wschód od granic GZW, rozciągające się pomiędzy Tarnowskimi Górami, Siewierzem i Krzeszowicami (Buła i in., 2008), wydzielone przez Kotasa (1982, 1985a, b) jako krakowska strefa fałdowa. Według starszych interpretacji tektonicznych obszary te były włączane do krakowskiej gałęzi waryscydów (Bukowy, 1964), a także antyklinorium śląsko-krakowskiego (Bukowy, 1972).

Na południu górnośląska strefa fałdowa graniczy z niecką górnośląską, na zachodzie z morawsko-śląskim pasmem fałdowo-nasuwczym (wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego), na północy i północnym wschodzie ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast na południowym wschodzie jest ograniczona przez uskok Krzeszowice–Charsznica (Buła i in., 2008; fig. 12). Osie antyklin i synklin w obrębie omawianej jednostki wykazują wyraźne undulacje. W północnej części odznaczają się one przebiegiem subrównoleżnikowym, natomiast w części południowo-wschodniej ulegają wygięciu ku południowemu wschodowi (fig. 13). Do szczególnie wyrazistych struktur dewońsko-karbońskich w tej strefie należą: synklina Woźnik, antyklina Brudzowic, antyklina Chechło–Golczowice, synklina Pomorzany–Michałówka (fig. 14) oraz antyklina Dębnika.

Stopień deformacji tektonicznych utworów budujących górnośląską strefę fałdową stopniowo wzrasta w kierunku północno-wschodnim, w miarę zbliżania się do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Najsilniejsze deformacje typu fałdowego i fałdowo-blokowego pokrywy paleozoicznej zachodziły tu w karbonie oraz na przełomie dewonu i karbonu. We wczesnym karbonie na obszarze tym doszło do wyraźnie zaznaczających się ruchów pionowych, natomiast w późnym karbonie do intensywnych, wielofazowych deformacji fałdowych zachodzących w warunkach dwukrotnie powtarzającej się prawoskrętnej transpresji (Żaba, 1996, 1999). Procesom tym towarzyszyły zjawiska magmowe, których aktywność utrzymywała się do dolnego permu.

Zrąb Rzeszotar leży w południowo-wschodniej części zapadliska górnośląskiego, rozdzielając tam niecką górnośląską od rowu Liplasu (fig. 12, 13). Stanowi wąski, przebiegający subpołudnikowo element strukturalny, rozciągający się od Krakowa na północy po Myślenice i Wiśniową na południu. Zrąb ten, znany też jako wypiętrzenie rzeszotarskie (Konior, 1974), jest ograniczony od wschodu i zachodu stromymi uskokami normalno-zrzutowymi o amplitudzie dochodzącej nawet do 1,5 km. Struktura ta jest zbudowana głównie z archaiczno-dolnoproterozoicznych skał krystalicznych, na których zalegają ediakarskie zlepieńce polimiktyczne, kambryjskie utwory klastyczne terenewu (Jachowicz-Zdanowska, 2014) i lokalnie dewońskie skały klastyczne oraz węglanowe (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

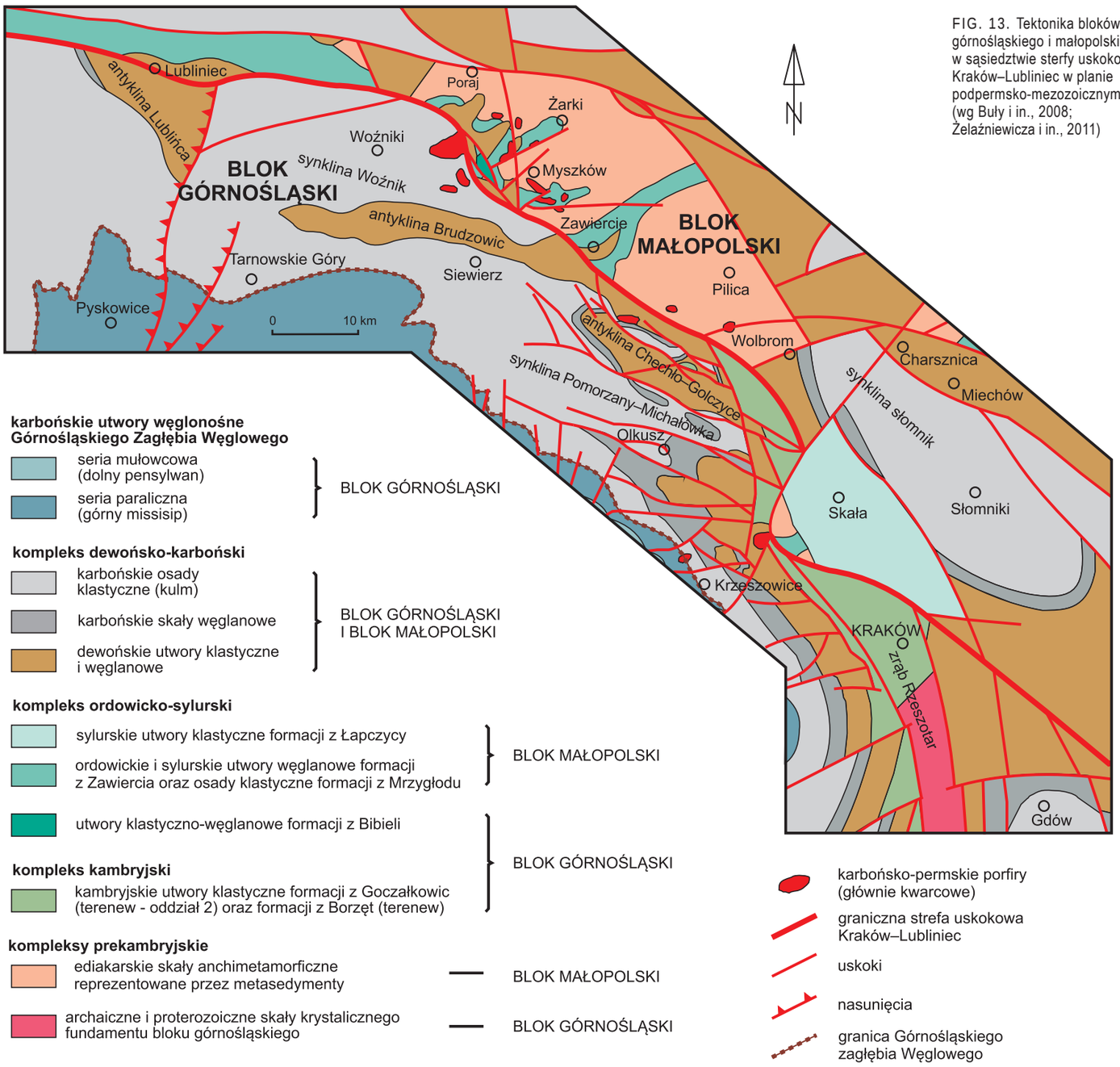
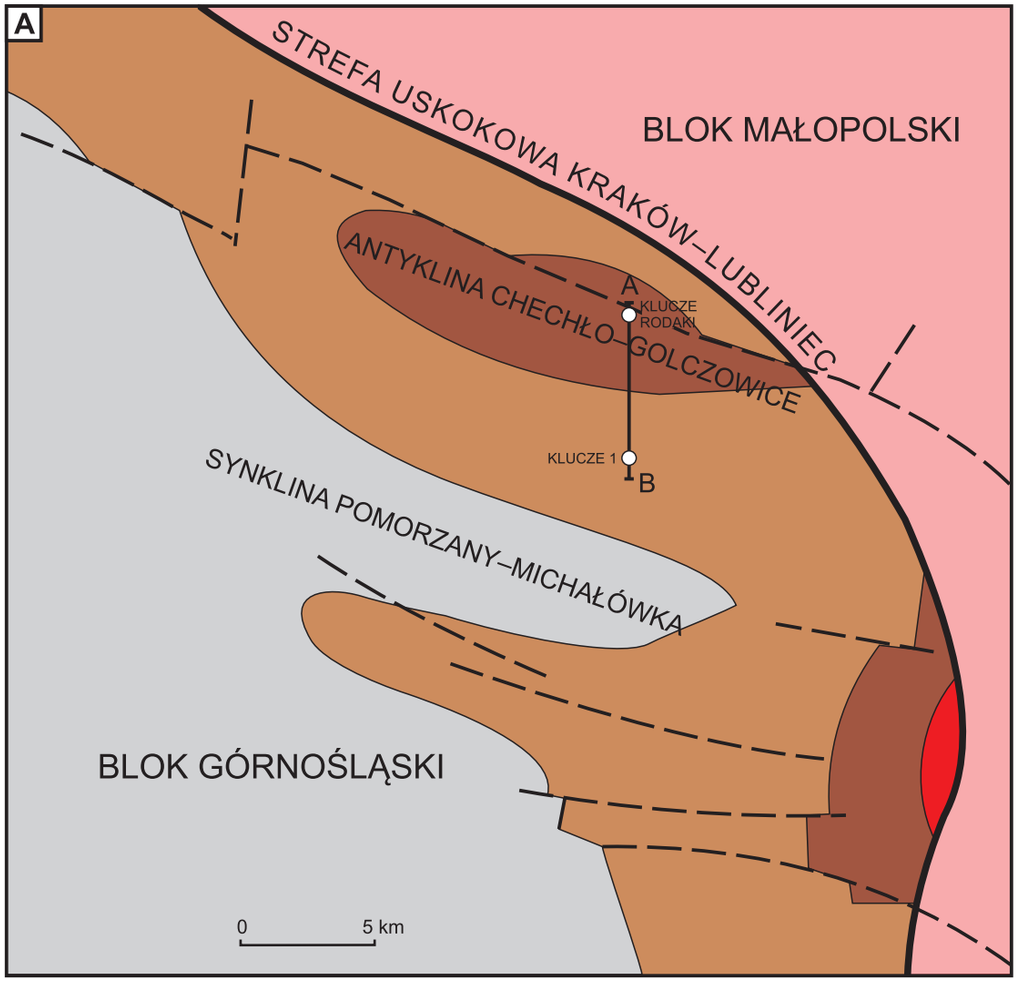


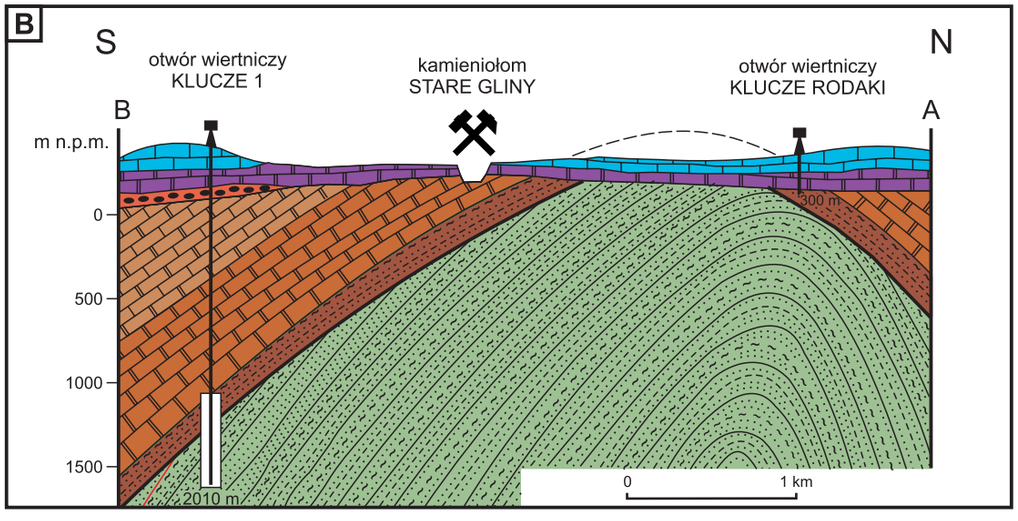
FIG. 13. Tektonika bloków górnośląskiego i małopolskiego w sąsiedztwie sterfy uskokowej Kraków–Lubliniec w planie podpermsko-mezozoicznym (wg Buły i in., 2008; Żelaźniewicza i in., 2011)

5
Platforma paleozoiczna



blok małopolski
- utwory górnoproterozoiczne i dolnopaleozoiczne

blok górnośląski
- osady klastyczne karbonu (środkowy i górny missisip)
- utwory węglanowe dewonu środkowego i górnego oraz karbonu (do wizenu)
- utwory klastyczne starszego paleozoiku i dewonu dolnego
- proterozoiczne krystaliczne podłoże
- uskok
- linia przekroju geologicznego
- otwór wiertniczy



- jura
- trias
- perm
- dewon górny
- dewon środkowy
- dewon dolny
- kambr (terenew i oddział 2)
- wapienie
- dolomity
- iłowce
- mułowce
- piaskowce
- zlepieńce

FIG. 14. Waryscyjska tektonika fałdowa północno-wschodniej flanki bloku górnośląskiego. A – Szkic strukturalny rejonu Olkusza; poziom hipsometryczny: –1000 m n.p.m. (wg Żaby, 1999; na podstawie Buły, 1993; Perskiego, Żaby 1997); B – Przekrój geologiczny przez antyklinę Chechło-Golczowice w rejonie Olkusza. Lokalizacja na szkicu A (wg Perskiego, Żaby, 1997; Żaby, 1999)

Stopień deformacji tektonicznych utworów budujących górnośląską strefę fałdową stopniowo wzrasta w kierunku północno-wschodnim, w miarę zbliżania się do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Najsilniejsze deformacje typu fałdowego i fałdowo-blokowego w obrębie pokrywy paleozoicznej zachodziły tu w karbonie. Na pograniczu dewonu i karbonu oraz we wczesnym karbonie na obszarze tym doszło do wyraźnie zaznaczających się ruchów pionowych, natomiast w późnym karbonie do intensywnych, wielofazowych deformacji fałdowych zachodzących w warunkach dwukrotnie powtarzającej się prawoskrętnej transpresji (Żaba, 1996, 1999). Procesom tym towarzyszyły zjawiska magmowe, których aktywność utrzymywała się do późnego permu.

Rów Liplasu graniczy od zachodu ze zrębem Rzeszotar, a od północnego wschodu ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec (fig. 12). Wypełniają go (uwidoczniające się na powierzchni podpermsko-mezozoicznej) utwory klastyczne kambru (terenew i oddział 2), węglanowe skały dewonu oraz węglanowe i klastyczne (kulm) osady karbonu (Buła, 2000; Buła i in., 2008).

Kopuła Bielska-Białej

Kopuła Bielska-Białej (fig. 11, 12) stanowi tarczowato wysklepione wystąpienie neoproterozoicznych kompleksów skał metamorficznych i magmowych oraz anchimetamorficznych klastyków ediakaru. Zalegają one pod przykryciem osadów miocenu, na które zostały nasunięte płaszczowiny fliszu karpackiego. Struktura ta, określana też jako wyniesienie, bądź rygiel, Bielska-Białej (Kotas, 1972), graniczy od północy, a także od północnego wschodu i północnego zachodu z paleozoicznymi utworami niecki górnośląskiej.

5.1.1.7. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

Jerzy Żaba

Przebieg i charakter strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Regionalnych rozmiarów strefa uskokowa Kraków–Lubliniec przebiega wzdłuż granicy bloku górnośląskiego (brunowistuliku) i bloku małopolskiego (fig. 1–4, 6–10, 12–15). Rozciąga się ona pomiędzy Lublińcem a Krakowem i kontynuuje ku południowemu wschodowi – po okolice Bochni i Nowego Sącza, gdzie chowa się pod frontem nasunięć fliszu karpackiego (Buła, 1994, 2000; Żaba, 1994, 1999; Buła i in., 1997). Jest to stosunkowo wąska strefa uskokowa o długości ok. 200 km i szerokości dochodzącej do 500 m. Strefa ta przecina i przemieszcza wszystkie serie

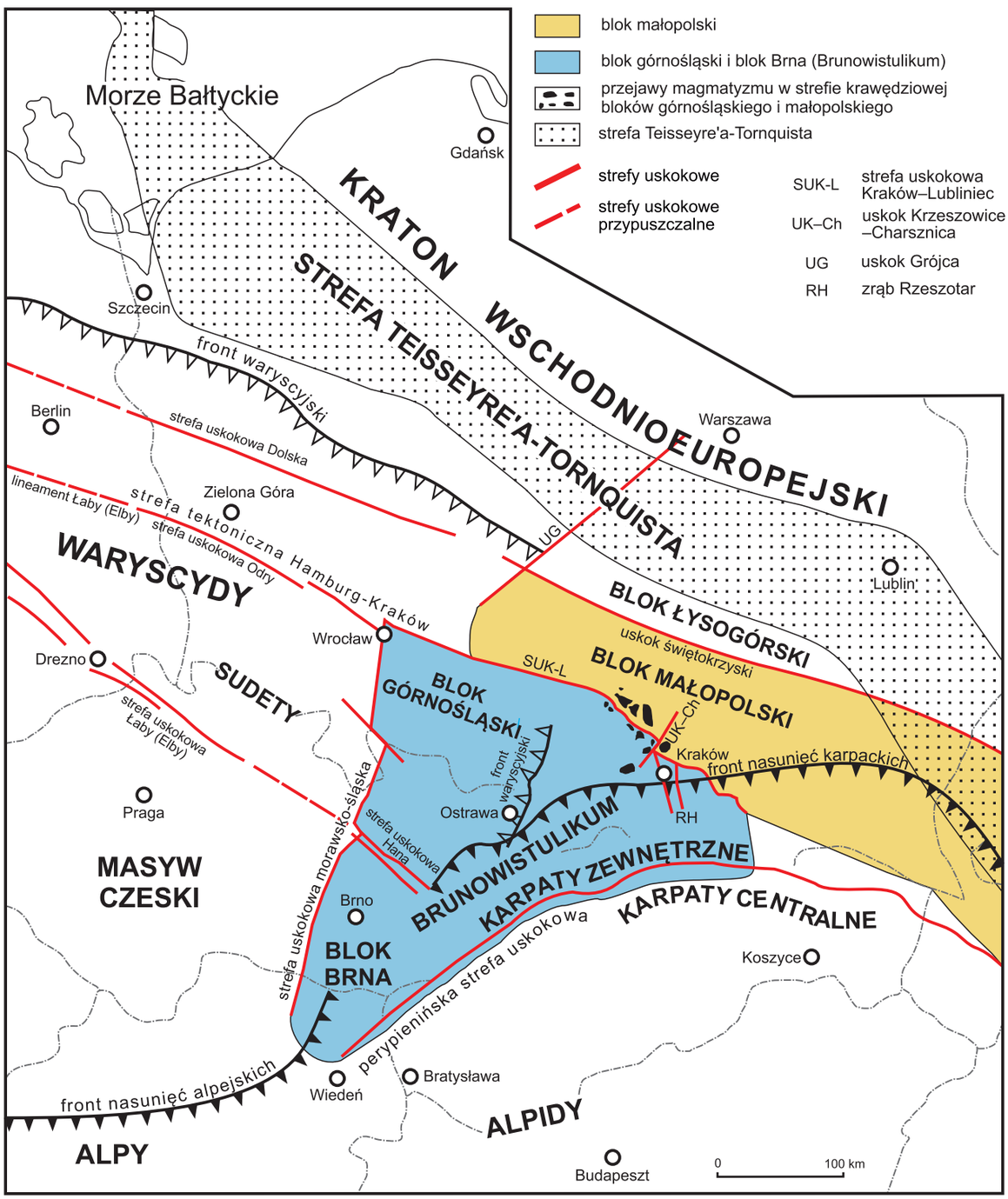


FIG. 15. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec jako segment większej, hipotetycznej strefy tektonicznej Hamburg–Kraków (wg Żaby 1995, 1999; Słaby i in., 2010)

5 Platforma paleozoiczna

skalne prekambru i paleozoiku (Żaba, 1999; Buła, 2000; fig. 13, 16). Ukształtowała się ona w wyniku polifazowej ewolucji zachodzącej przede wszystkim w warunkach lewo- i prawoskrętnej transpresji, przedzielanej etapami aktywności zarówno o charakterze normalnym, jak i nasuwczym. Deformacje w tej strefie rozwijały się przeważnie w warunkach kruchych i półkruchych, jednak lokalnie zachodziły też w warunkach podatno-kruchych, a nawet podatnych.

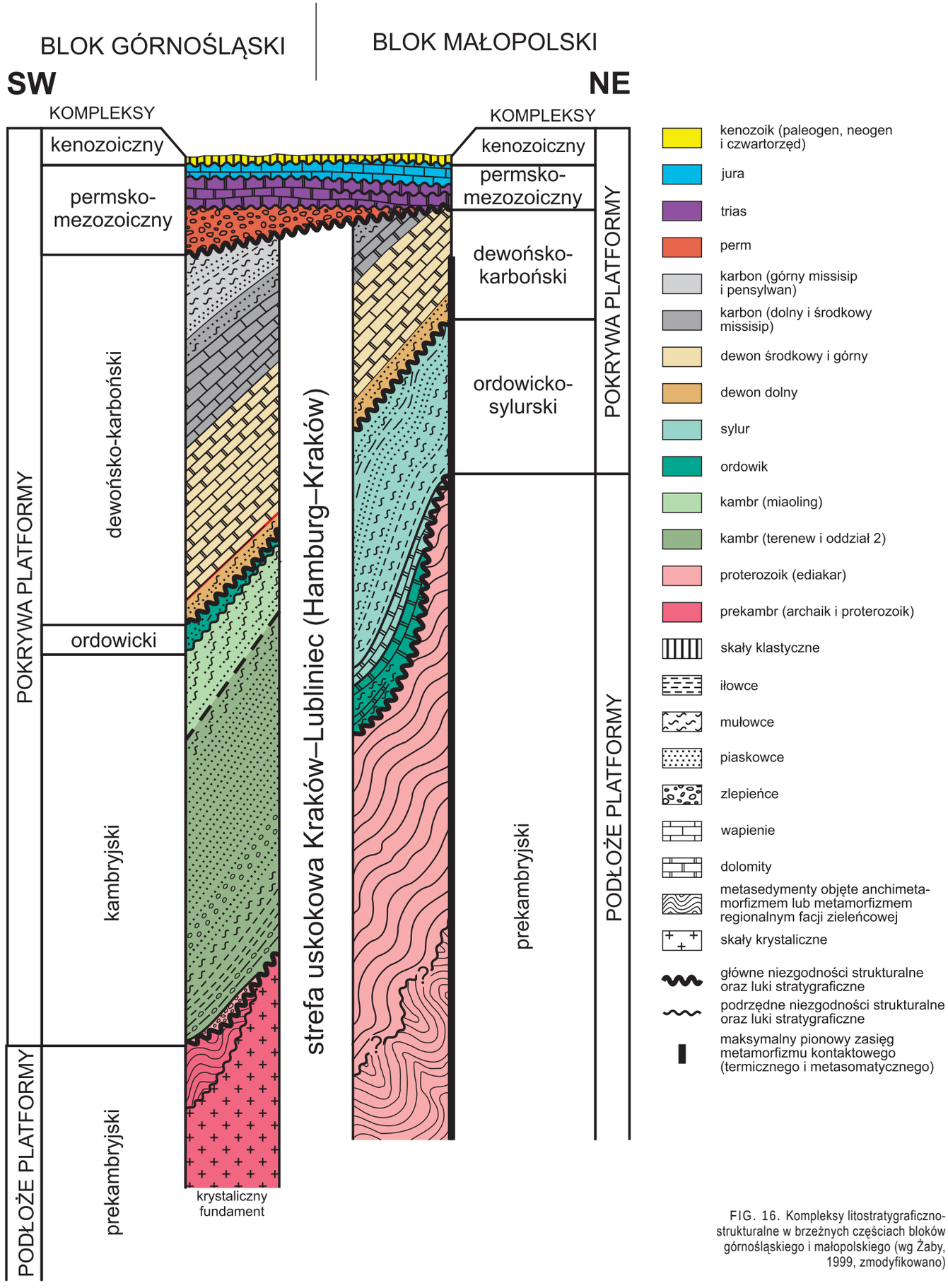


FIG. 16. Kompleksy litostratygraficzno-strukturalne w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego (wg Żaby, 1999, zmodyfikowano)

Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec stanowi według wielu badaczy segment znacznie większej, transkontynentalnej strefy tektonicznej Hamburg–Kraków (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Oberc, 1993; Żaba, 1994; Buła, Żaba, 2005), łącząc się na obszarze Dolnego Śląska ze strefą uskokową Odry, a dalej ku NW, na terytorium Niemiec, z lineamentem dolnej Łaby (fig. 3). Rozpatrywane są też inne warianty północno-zachodniej kontynuacji tej dyslokacji (np. Żelaźniewicz i in., 1997). Warto zauważyć, że w rozdziale 5.2.3 w tym tomie autorzy niemieccy wyrażają opinię krytyczną co do słuszności hipotezy o dalekiej kontynuacji uskoków środkowej Odry w kierunku strefy uskokowej dolnej Łaby. Ich zdaniem nie znajduje ona potwierdzenia w układzie uskoków odsłaniających się na terenie wschodnich Niemiec na powierzchni podkenozoicznej na północno-zachodnim przedłużeniu uskoku Odry.

Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec może kontynuować sie też (z przerwą na odcinku zajmowanym przez Karpaty centralne i wewnętrzne) dalej ku południowemu wschodowi, zaznaczając się w utworach prekambru i paleozoiku na obszarze Rumunii i stanowiąc w ten sposób segment jeszcze większej, choć dalece hipotetycznej, dyslokacji Hamburg–Kraków–Dobrudża (Żelaźniewicz i in., 2009).

Budowa skrzydeł strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Dyslokacja Kraków–Lubliniec na odcinku kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego oddziela odmiennie wykształcone jednostki litostratygraficzne prekambru oraz dolnego i częściowo górnego paleozoiku (sięgającego ku górze po dolny dewon) (fig. 16). Brzeżna część bloku górnośląskiego, stanowiąca południowo-zachodnie skrzydło strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, jest zbudowana z ediakarskich skał krystalicznych prekambryjskiego fundamentu Brunowistulikum, na których zalegają utwory klastyczne kambru (terenew i oddział 2 oraz lokalnie miaoling) oraz lokalnie skały klastyczne i węglanowe górnego ordowiku. Brak jest tu utworów najwyższego kambru (furong), dolnego i środkowego ordowiku oraz syluru. Natomiast w podłożu brzeżnej części bloku małopolskiego, stanowiącego północno-wschodnie skrzydło strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, występują skały anchimetamorficzne ediakaru (lokalnie ukształtowane też w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej), na których zalegają utwory węglanowe ordowiku oraz węglanowe i klastyczne syluru. Luki stratygraficzne w tym skrzydle obejmują utwory całego kambru i częściowo wczesnego ordowiku (Buła i in., 1997, 2015; Żaba, 1999; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005; Oszczepalski i in., 2010; Habryn i in., 2014).

Z kolei litologia i wiek skał górnopaleozoicznych (od środkowego dewonu), mezozoicznych i kenozoicznych wykazują w krawędziowych strefach obu bloków daleko idące podobieństwa (fig. 16). Są to zalegające dyskordantnie (niezgodność kątowa i luka stratygraficzna obejmująca najwcześniejszy dewon) na starszych seriach skalnych, skały klastyczne i węglanowe dewonu i karbonu (wczesny i środkowy missisip), na których niezgodnie zalegają utwory kompleksów litostratygraficzno-strukturalnych: permsko-mezozoicznego i kenozoicznego.

Skały prekambryjskie, dolnopaleozoiczne i częściowo górnopaleozoiczne (dewon dolny) występują w strefie granicznej obu bloków wyłącznie pod przykryciem młodszych osadów. Najstarszymi skałami występującymi na powierzchni terenu (wyłącznie w brzeżnej części bloku górnośląskiego) są utwory węglanowe dewonu środkowego (żywetu).

W prekambrze i starszym paleozoiku brzeżne części bloków (terranów) górnośląskiego i małopolskiego kształtowały się w całkowicie odmiennych, oddalonych od siebie środowiskach geologicznych. Blok górnośląski uległ amalgamacji z blokiem małopolskim dopiero na przełomie syluru i dewonu, o czym świadczy szerokie rozprzestrzenienie utworów górnopaleozoicznych (począwszy od dolnego dewonu) i młodszych na obszarach obu tych bloków.

Magmatyzm i przejawy mineralizacji kruszcowej w skrzydłach strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Strefa graniczna bloków górnośląskiego i małopolskiego wykazuje obecność bardzo licznych i różnorodnych przejawów magmatyzmu. Koncentrują się one w brzeżnych częściach obu bloków, wykazując ścisły związek z aktywnością przebiegającej przez ten region dyslokacji Kraków–Lubliniec oraz z niektórymi uskokami drugorzędnymi (np. z uskokiem Krzeszowice–Charsznica) i strukturami

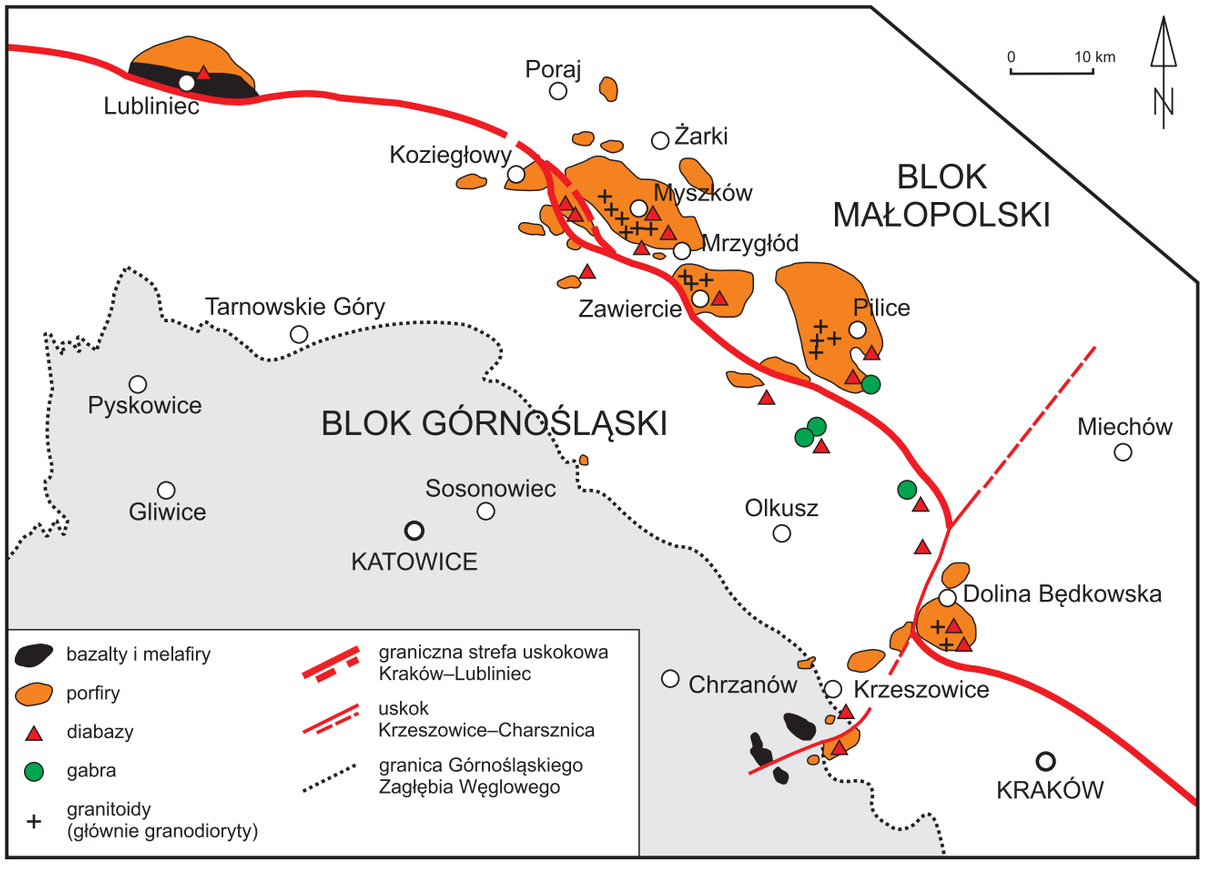


FIG. 17. Pozycja strukturalna przejawów magmatyzmu w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego (Żaba, 1999)

o charakterze rowów tektonicznych (np. powstałych we wczesnym permie). W strefie tej wyodrębniono ok. 50 różnych gatunków skał magmowych reprezentowanych przede wszystkim przez granitoidy, gabra, diabazy, lamprofiry, melafiry, dacyty, ryolity itp. (fig. 17). Występują one w postaci hipabysalnych i subwulkanicznych ciał intruzyjnych lub różnych form wulkanicznych. Liczne przejawy zarówno kwaśnego, jak i zasadowego magmatyzmu wiążą się głównie z dwoma okresami magmowej aktywności: późnosylurskim oraz karbońsko-permskim (m.in. Ekiert, 1957; Bukowy, Cebulak, 1964; Jarmołowicz-Szulc, 1985; Piekarski, 1985; Karwowski, 1988; Żaba, 1996, 1997, 1999; Nawrocki i in., 2007; Słaby i in., 2010). Przeważająca część tych skał należy do cyklu młodszego, kiedy w strefie krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego zachodziły najbardziej intensywne procesy magmowe (Żaba, 1999; Nawrocki i in., 2007, 2010; Żelaźniewicz i in., 2008).

Szczególną pozycję w opisywanej strefie zajmuje waryscyjski, granitoidowy plutonizm ulokowany w brzeżnej części bloku małopolskiego (Żaba 1999; fig. 17). Intruzja granitoidów rozciąga się tam na odcinku ponad 120 km, zgodnie z przebiegiem strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Jej apikalne części, stwierdzone bezpośrednio otworami wiertniczymi, występują w rejonach Myszkowa, Mrzygłodu, Zawiercia, Pilic i Doliny Będkowskiej (fig. 17). Granitoidy są reprezentowane w przewadze przez granodioryty datowane na 312–298 mln lat (m.in. Jarmołowicz-Szulc, 1985; Ślósarz, 1996; Depciuch, 1971; Stein i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2008).

Z granitoidowym plutonizmem łączy się bogata mineralizacja porfirowa Mo-Cu-W, często o znaczeniu złożowym. Występuje ona w obrębie granitoidów, dajek porfirowych oraz w utworach osłony intruzji magmowych i jest reprezentowana głównie przez chalkopiryt, molibdenit i scheelit, a rzadziej wolframit. Mineralizacji tej towarzyszą też m.in. kruszce Pb, Zn i Fe (m.in. Harańczyk, 1985; Podemski, 2001; Truszel i in., 2006; Oszczepalski i in., 2010; Markowiak, 2015; Mikulski i in., 2019). Mineralizacja kruszcowa jest spotykana przede wszystkim w obrębie strefy krawędziowej bloku małopolskiego, a rzadziej w brzeżnej części bloku górnośląskiego (rejon Mysłowa).

Ewolucja strukturalna skrzydeł strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Utwory paleozoicznego podłoża występujące w strefach krawędziowych bloków górnośląskiego i małopolskiego wyraźnie różnią się wzajemnie stylem budowy tektonicznej; w brzeżnej strefie bloku górnośląskiego przeważa budowa fałdowa, natomiast w bloku małopolskim – blokowa (fig. 13). Przejawy starszej, wieloetapowej aktywności strefy uskokowej Kraków–Lubliniec zaznaczają się w jej skrzydłach na obszarach o szerokości ponad 20 km. Efekty późniejszej aktywności tej dyslokacji uwidaczniają się też w utworach mezozoiczno-kenozoicznej pokrywy, przykrywającej strefę kontaktową obu bloków (Krokowski, 1984; Morawska, 1985, 1987; Żaba, 1999; fig. 18).

W wieloetapowej ewolucji strukturalnej strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego dominującą rolę odegrały przemieszczenia o charakterze przesuwczym zachodzące wzdłuż linii uskokowej Kraków–Lubliniec. Szczególnie wysoka aktywność tej strefy przejawiała się w dwóch okresach, podczas których w dużej mierze ukształtował się współczesny styl strukturalny utworów paleozoicznych tego obszaru (Żaba, 1999; Słaby i in., 2010; fig. 19).

Pierwszy okres wzmożonej aktywności przesuwczej łączył się z lewoskrętną transpresją zachodzącą w późnym sylurze oraz na pograniczu syluru i dewonu. Wiązał się on z tektonicznym zestawieniem Brunowistulikum (w tym bloku górnośląskiego) z blokiem małopolskim. Wtedy też nastąpiło sfałdowanie utworów staropaleozoicznych występujących w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego. Procesowi temu towarzyszyła niewielka aktywność magmowa, obejmująca przejawy zasadowego oraz kwaśnego magmatyzmu zaznaczające się w formie niezgodnie tnących otoczenie żył. Wskutek nacisków o kierunkach zbliżonych (w dzisiejszych koordynatach) do W–E, wzdłuż strefy uskokowej Kraków–Lubliniec dochodziło do lewoskrętnych przemieszczeń przesuwczych, z jednoczesnym względnym podnoszeniem się północno-wschodniego skrzydła tej dyslokacji, reprezentowanego przez brzeżną część bloku małopolskiego, a obniżaniem skrzydła południowo-zachodniego, stanowiącego krawędziową część bloku górnośląskiego (Żaba, 1994, 1995, 1999). W strefach krawędziowych obu bloków wykształciły się w tym czasie pozytywne struktury kwiatowe (fig. 19A). Procesy te wiązały się ze skośną kolizją dwóch odrębnych, sztywnych fragmentów skorupowych reprezentowanych przez Brunowistulikum i Baltikę. Sugerowany wiek lewoprzesuwczych deformacji znajduje potwierdzenie w pracy Brochwicza-Lewińskiego i in. (1983), według której lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż strefy Kraków–Myszków zachodziły od wczesnego ordowiku do wczesnego dewonu. Ma on być też częściowo zgodny z wiekiem lewoskrętnych ruchów odbywających się, zdaniem Pożaryskiego i in. (1982), wzdłuż linii Teisseyre'a-Tornquista od ordowiku środkowego do późnego syluru.

Drugi okres wzmożonej aktywności przesuwczej łączył się z dwukrotnie powtarzającą się prawoskrętną transpresją, przypadającą na późny karbon oraz na pogranicze karbonu i permu, powodującą ponowne sfałdowanie utworów staropaleozoicznych i pierwsze – osadów młodopaleozoicznych. Procesom tym towarzyszył intensywny magmatyzm, którego aktywność utrzymywała się do wczesnego permu. W wyniku późnokarbońskiej, prawoskrętnej transpresji (naciski o kierunkach zmieniających się od N–S do NE–SW) doszło do wysokokątowego nasunięcia północno-wschodniego brzegu bloku górnośląskiego na krawędź bloku małopolskiego (Żaba, 1995, 1996, 1999; fig. 18, 19B). W rezultacie, oprócz fałdów, wykształciły się liczne uskoki odwrócone i niewielkie nasunięcia, rozwinięte głównie w brzeżnej części bloku małopolskiego, oraz prawoprzesuwcza kontrakcyjna struktura dupleksowa Mysłowa (fig. 20).

Doszło też wtedy do tworzenia się i gromadzenia magmy granitoidowej, intrudującej następnie w brzeżną, bardziej zdyslokowaną strefę bloku małopolskiego. Intruzja granitoidów zachodziła w warunkach prawoskrętnej transtensji, związanej z lewoskrętną rotacją osi głównych naprężeń. W związku z nawrotem warunków prawoskrętnej transpresji u schyłku karbonu, granitoidy wraz ze skałami osłony uległy deformacjom. Intensywna aktywność magmowa (głównie wulkaniczna) w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego zaznaczała się jeszcze we wczesnym permie, w warunkach subhoryzontalnej ekstensji, prowadzącej do kształtowania się tam rowów tektonicznych (Żaba, 1999; Słaby i in., 2010; fig. 21).

Przemieszczenia przesuwcze wzdłuż strefy Kraków–Lubliniec, związane były z transkontynentalnym, prawoskrętnym ścinaniem, zainicjowanym kolizją płyty afrykańskiej i euroazjatyckiej. Tego typu przemieszczenia odgrywały decydującą rolę zarówno w rozwoju waryscydów południowej Polski, jak i centralnej Europy (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020).

5.1.1.8. Tektonika regionu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Janusz Jureczka

Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) – wydzielane jako regionalna jednostka geologiczno-złożowa zbudowana z karbońskich, molasowych utworów węglonośnych – jest położone w południowej Polsce oraz w rejonie ostrawsko-karwińskim w Republice Czeskiej (fig. 22). Jego obszar wynosi ok. 7250 km^2, w tym na terenie państwa polskiego ok. 5650 km^2 (Jureczka i in., 2005). Granice GZW wyznacza zasięg utworów węglonośnych karbonu, określony wychodniami spągu tych utworów na przedpermskiej powierzchni erozyjnej, a w niewielkim stopniu – głównie w południowo-wschodniej części zagłębia – także przebiegiem ograniczających je uskoków.

Genetycznie zagłębie jest związane z orogenezą waryscyjską, a jego karbońska pozycja tektoniczna wiąże się ze środowiskiem zapadliska przedgórskiego (Kotas, Porzycki, 1984), lub – przynajmniej częściowo – śródgórskiego (Znosko, 1965; Bukowy, 1964), we wschodniej części rozległego basenu sedymentacyjnego, określanego jako basen morawsko-śląski, w którym następowała depozycja osadów od dewonu po późny karbon (m.in.: Unrug, Dembowski, 1971; Kotas, 1982, 1985a, b; Jureczka, Kotas, 1995; Kumpera, Martinec, 1995). Basen ten został ukształtowany na podłożu neoproterozoicznej, kadomskiej jednostki tektonicznej określanej jako masyw Brunii–Górnego Śląska (Kotas, 1985a, b) lub Brunowistulikum (Buła, Żaba, 2005; fig. 12, 22). Podłoże zagłębia stanowi wschodni segment tej jednostki, określany jako blok górnośląski lub blok skorupowy Górnego Śląska (Kotas, 1985a, b). Według Kotasa (2006), decydujący wpływ na kształt i ewolucję górnośląskiej części basenu morawsko-śląskiego, a tym samym, na późniejszą jego tektonikę, wywarł układ i aktywność bloków uskokowych w jego podłożu i otoczeniu podczas depozycji karbońskiego wypełnienia osadowego.

Zapadlisko górnośląskie wykształciło się na przedpolu wewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego, którą reprezentowały dzisiejsze Sudety i Masyw Czeski (wysokogórskie internidy), stanowiące główny obszar alimentacyjny osadów karbońskich zagłębia (Kumpera, Grygar, 1997; Kotas, 2006). Od zachodu, pomiędzy internidami a obszarem zagłębia, biegnie wąski pas morawsko-śląskiej strefy fałdowej, interpretowanej często jako reprezentującej waryscyjskie fliszowe eksternidy. Od południa struktury podłoża zagłębia obcięte są linią Lednic i lineamentem perypienińskim (Kotas, 1985a, b), a od strony północno-wschodniej przecięte są jedną z ważniejszych

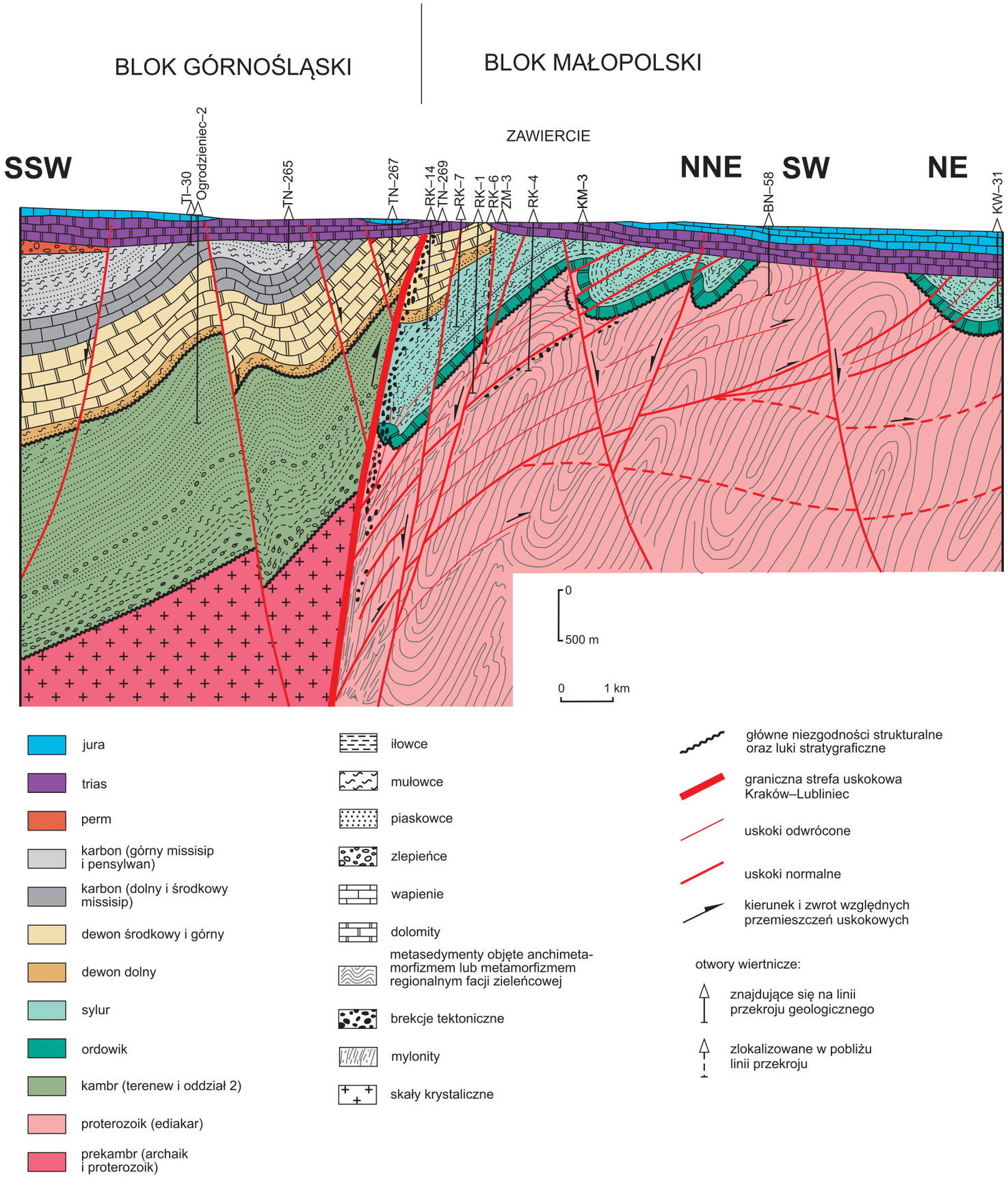


FIG. 18. Kontakt bloków górnośląskiego i małopolskiego w rejonie Siewierza i Zawiercia – bez uwzględnienia zjawisk magmowych (wg Żaby, 1999 – zmodyfikowano)

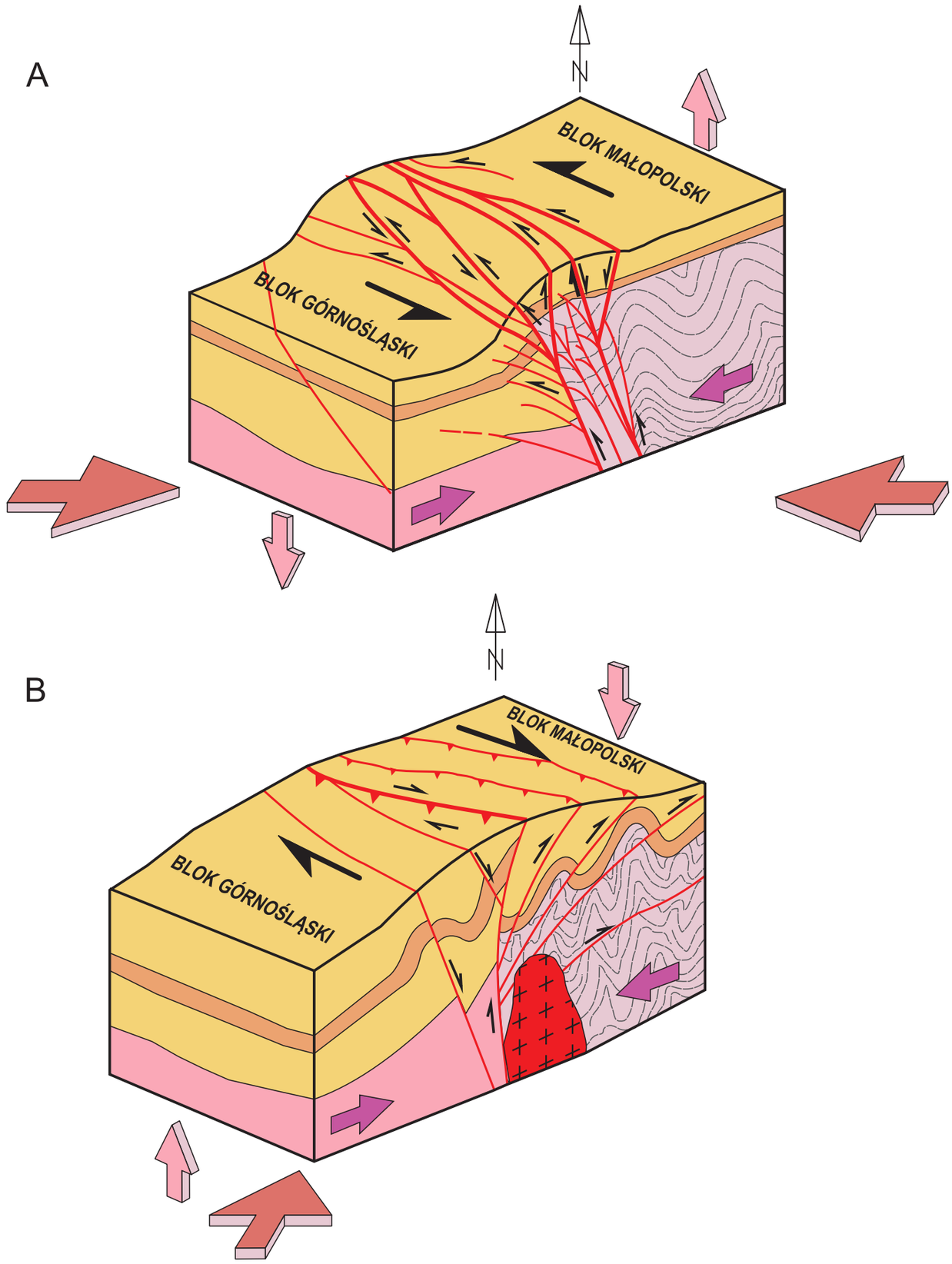


FIG. 19. Główne okresy przesuwczej aktywności strefy uskokowej Kraków–Lubliniec w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego – schematyczne modele bez skali (wg Żaby, 1994, 1999). A – późnosylurska lewoskrętna transpresja (kompresja o kierunku W–E); B – późnokarbońska prawoskrętna transpresja (kompresja o kierunku NNE–SSW)

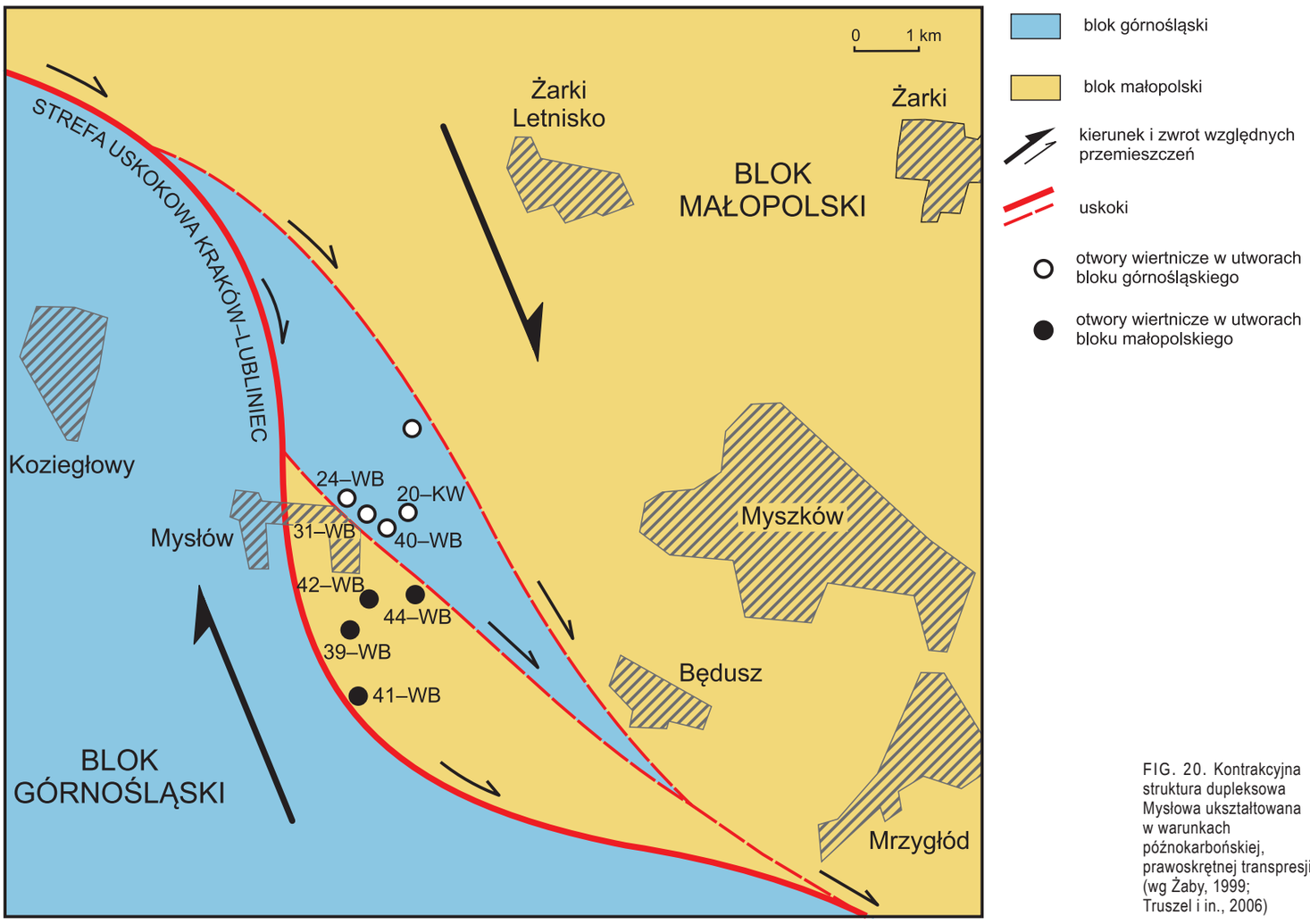


FIG. 20. Kontrakcyjna struktura dupleksowa Mysłowa ukształtowana w warunkach późnokarbońskiej, prawoskrętnej transpresji (wg Żaby, 1999; Truszel i in., 2006)

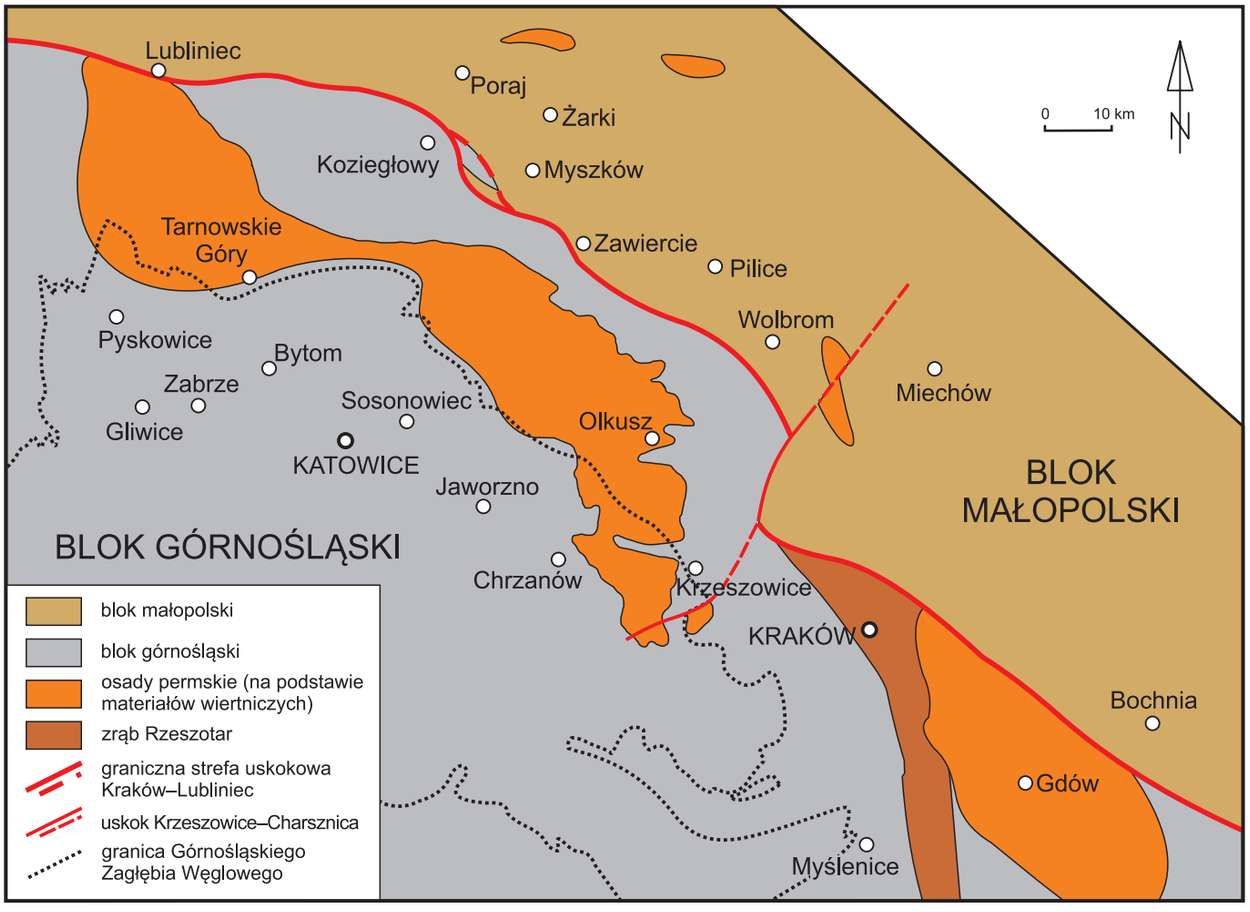


FIG. 21. Pozycja strukturalna osadów permskich wypełniających rowy, półrowy i niecki powstałe w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego w warunkach wczesnopermskiej, subhoryzontalnej ekstensji (Żaba, 1999)

struktur tektonicznych regionu – prawoskrętną strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec (Buła i in., 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła i in., 2008), która odcina basen morawsko-śląski bloku małopolskiego (fig. 12). Północno-zachodnia granica bloku górnośląskiego z waryscyjskimi internidami (por. rozdział WZS 5.1.1) ma charakter konwergentnej granicy kolizyjnej, mającej wpływ na asymetrię wypełnienia basenu karbońskiego. Z kolei, granica północno-wschodnia basenu, mająca charakter przesuwczej strefy uskokowej, przekształcała w końcowej fazie ewolucji basen przedgórski w śródgórski (Kotas, 2006).

Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego została ukształtowana w toku dwóch cykli orogenicznych, waryscyjskiego i alpejskiego, przy czym podstawowe znaczenie dla uformowania struktury utworów karbonu miały ruchy waryscyjskie, w szczególności późnowaryscyjskie, tradycyjnie odnoszone do orogenicznej fazy asturyjskiej (m.in. Kotas, 1972; Herbich, 1981). Struktura GZW została następnie zmodyfikowana w czasie orogenezy alpejskiej, poprzez odnowienie waryscyjskich stref uskokowych (głównie tych o kierunkach równoleżnikowych), powiększenie ich zrzutów oraz powstanie towarzyszących im rowów lub półrowów antytetycznych (Kotas, 1982, 1985a, b).

Orogeneza waryscyjska

Skutkiem orogenezy waryscyjskiej było wyodrębnienie w obrębie GZW trzech stref o odmiennym stylu tektoniki: strefy zdominowanej przez tektonikę fałdową, strefy o tektonice uskokowo-blokowej oraz strefy łączącej tektonikę fałdową i blokową (Kotas, 1972). Dwie pierwsze strefy, które rozdziela nasunięcie orłowsko-boguszowickie (orłowskie) (fig. 23, 24 – przekrój A–A'), występują w obrębie samego GZW, natomiast strefa tektoniki fałdowo-blokowej przylega do zagłębia od północy i północnego wschodu, przy czym jej południowy zasięg jest dyskusyjny (m.in. Buła i in., 2008).

Strefa tektoniki fałdowej obejmuje wąski obszar wzdłuż zachodniej granicy zagłębia do linii nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 12), wyznaczającego wschodnią granicę strefy. Fałdy w utworach karbonu w tej strefie wykazują morawsko-śląski (NNE–SSW) kierunek osi, stanowiąc odpowiednik struktur utworów fliszowych karbonu położonych dalej na zachód. Od pozostałych obszarów GZW, strefa ta odróżnia się występowaniem dwóch regionalnych rozmiarów nasunięć o wergencji wschodniej i sub-południkowym przebiegu – nasunięcia orłowsko-boguszowickiego i nasunięcia michałkowicko-rybnickiego. Oba nasunięcia w centralnej części strefy (rejon Rybnika) mają w planie charakterystyczny łukowaty przebieg, charakteryzują się też dość znaczną amplitudą przemieszczenia oraz niewielkim kątem nachylenia powierzchni ku zachodowi. W kierunku południowym (rejon Ostrawy) przechodzą w formy złożonych antyklinalnych struktur fałdowych i fleksurowych. Z kolei w kierunku północnym (rejon Gliwic) oba nasunięcia zanikają i są zastępowane po biegu przez wiązki ciasno stłoczonych fałdów oraz wachlarze stromych uskoków odwróconych. W skrajnie północno-zachodniej części zagłębia struktury te skręcają ku północnemu wschodowi i wschodowi, przyjmując kierunek struktur strefy tektoniki fałdowo-blokowej. W strefie tektoniki fałdowej znajdują się dwie duże struktury brachysynklinalne: niecka jejkowicka i niecka michałkowicka, rozdzielone od siebie nasunięciem michałkowicko-rybnickim (fig. 23). Większość struktur w omawianej strefie wykazuje kierunek SSW–NNE. Notuje się tu również obecność licznych uskoków normalnych o różnych amplitudach zrzutu i uskoków zrzutowo-przesuwczych. Upady warstw karbonu w tej strefie są silnie zróżnicowane, zwłaszcza na obszarze Gliwic, gdzie występują warstwy stojące i odwrócone.

Położona na wschód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 12) strefa tektoniki uskokowo-blokowej wykazuje inny charakter struktur. Efekty waryscyjskiej inwersji tej strefy są podporządkowane regionalnemu kierunkowi W–E i odzwierciedlają blokową strukturę podłoża. Nadrzędnymi skutkami tej inwersji są:
– obniżenie się bloku centralnego doprowadzającego do powstania rozległej strefy synklinalnej (tzw. niecki głównej),
– wydźwignięcie części południowej strefy, odpowiadającej blokowi Cieszyna (por. fig. 5) i uformowanie elewacji (rygli) Kozłowice–Trzyniec i Bielsko–Andrychów,
– wydźwignięcie części północnej zagłębia odpowiadającej blokom Bytomia (fig. 5) i Tarnowskich Gór (Kotas, 1985a, b).

Utwory karbońskie w obrębie strefy tektoniki uskokowo-blokowej zalegają stosunkowo płasko, upady warstw na ogół nie przekraczają 15°. Silnie rozwinięta jest tektonika uskokowa tworząca różne formy schodowe i zrębowe, obecne są duże strefy uskokowe o równoleżnikowym przebiegu i wysokich amplitudach zrzutu (500–1000 m i więcej) ich skrzydeł południowych.

Strefa tektoniki uskokowo-blokowej obejmuje przeważającą część obszaru GZW. Jej głównym elementem strukturalnym jest rozległa struktura synklinalna – niecka główna (fig. 23), obejmująca centralną część zagłębia po linię Rudy Śląskiej–Katowic–Jaworzna oraz część południową, a fragmentarycznie również część wschodnią. Jej oś biegnie łukiem od rejonu Żor poprzez Tychy i Chełmek w kierunku Zatora. Do niecki głównej przylega od wschodu synklinalna struktura Nieporaz–Brodła (w okolicach Chrzanowa–Alwerni), od północy – antyklinalna struktura siodła głównego, a od południa

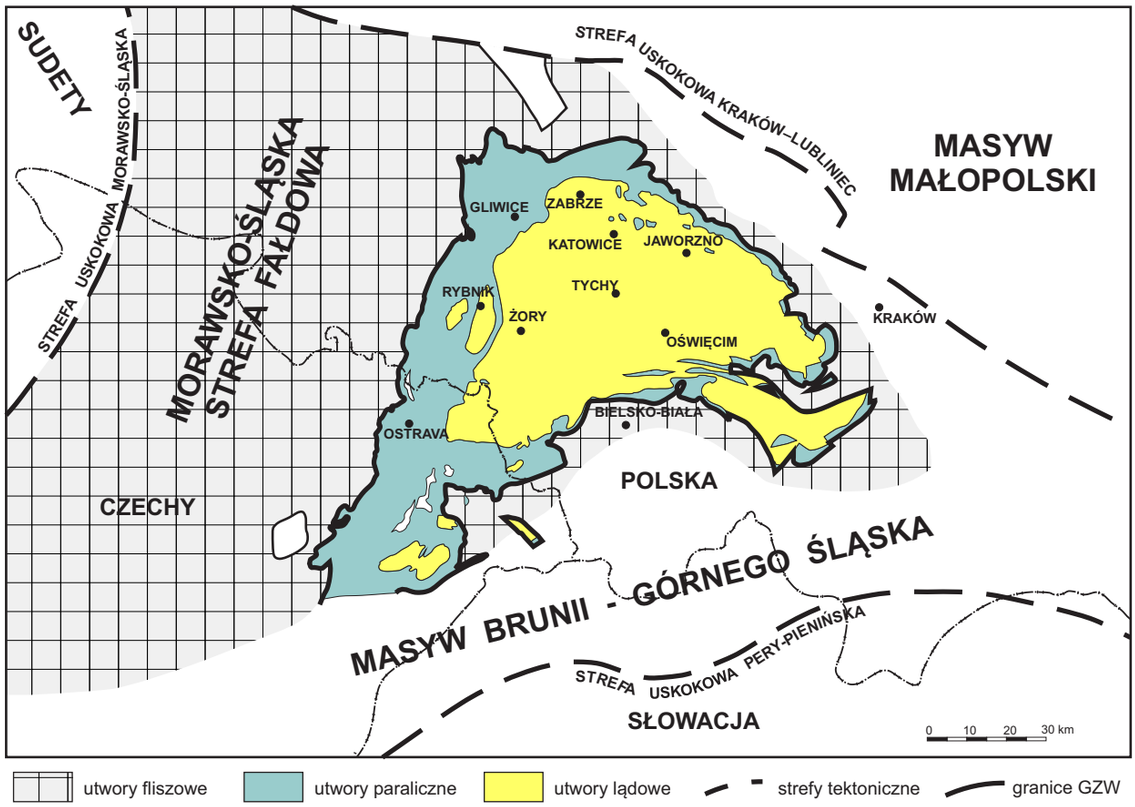


FIG. 22. Zróżnicowanie facjalne i sytuacja tektoniczna utworów karbońskich Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Jureczka, Kotas, 1995 ze zmianami, wg Kotasa, Porzyckiego, 1984; strefy uskokowe wg Buły i in., 1997)

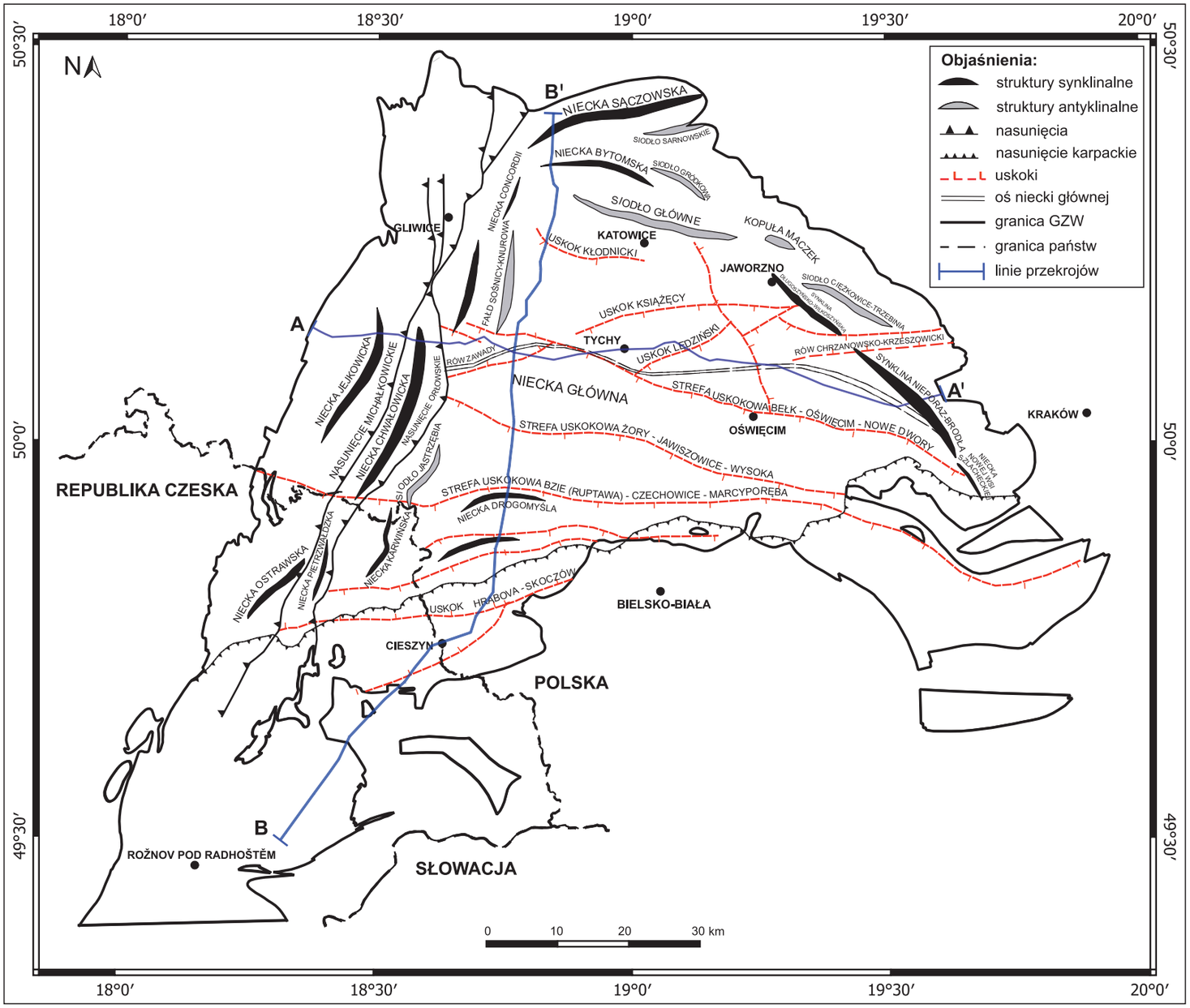


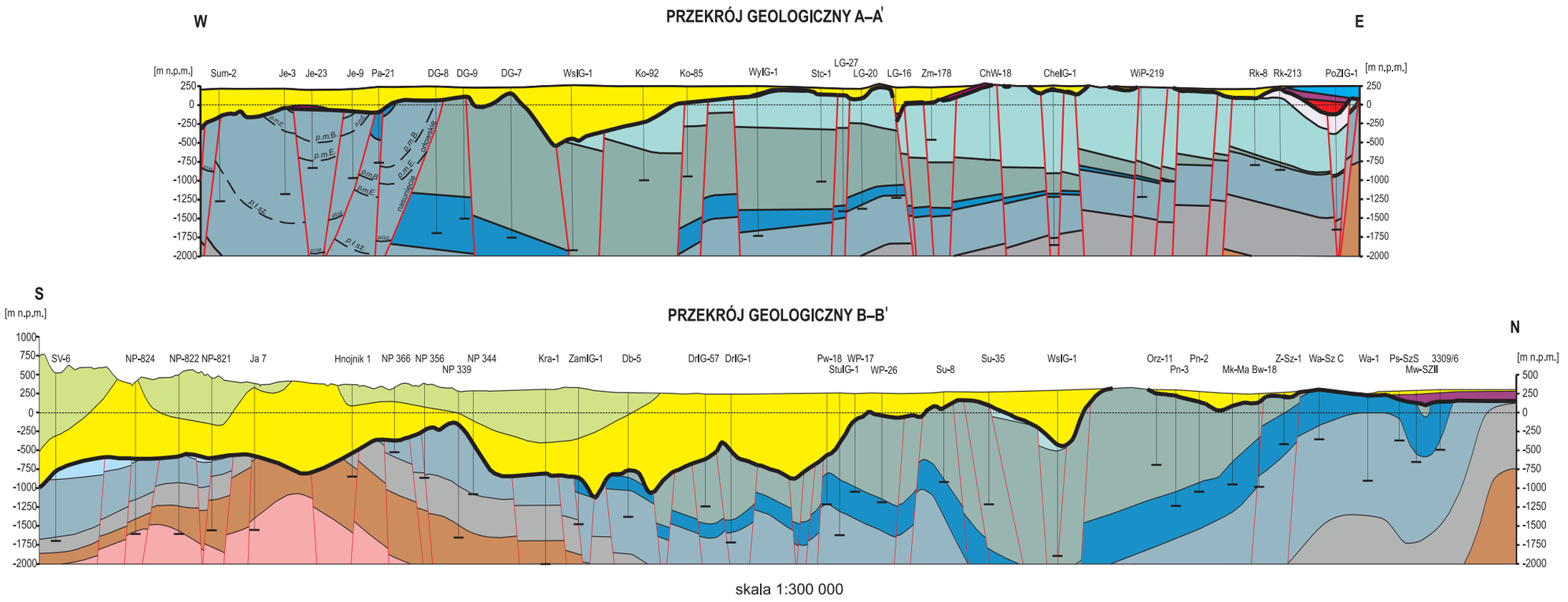
FIG. 23. Schemat tektoniczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wg Jureczki i in., 2005); przekroje geologiczne – patrz fig. 24

synklinalna niecka Drogomyśla. W obrębie niecki głównej upady warstw są niewielkie i wynoszą od kilku do 15°. Obszar niecki głównej jest rozcięty kilkoma subrównoleżnikowymi uskokami o dużych amplitudach zrzutu (od 200 do ponad 1000 m), reprezentowanymi np. przez strefy uskokowe Żory–Jawiszowice i Ruptawa–Czechowice. W strefach tych zrzuty zrzuty dotyczą, konsekwentnie, skrzydeł południowych, co sprawia, że południowe skrzydło niecki głównej wykazuje strukturę schodową. W sąsiedztwie tych stref uskokowych, o łukowatym przebiegu i zmiennych po biegu wartościach zrzutu, występują struktury o charakterze półrowów i półrębów, rozcinających subrównoleżnikowo nieckę główną. Na kontakcie strefy tektoniki uskokowo-blokowej z nasunięciem orłowsko-boguszowickim występują struktury fałdowe o niewielkim zasięgu, wśród których wyróżnia się antyklinalna struktura Jastrzębia (siodło Jastrzębia) oraz fałd Sośnicy–Knurowa. W strefie objętej tektoniką uskokowo-blokową, oprócz wspomnianych, wyróżniających się subrównoleżnikowych uskoków przemieszczających utwory karbonu głównie ku południowi, występuje gęsta sieć uskoków o innych kierunkach przebiegu. Amplitudy zrzutu tych uskoków są zmienne, od kilku do ponad 100 m, przy czym na ogół nie przekraczają 150 m, zwłaszcza w północnej części zagłębia. Niemniej, występują tam też uskoki o amplitudach zrzutu sięgających 200–300 m (np. uskoki lędziński i kłodnicki).

Występujące w strefie tektoniki uskokowo-blokowej dyslokacje wykazują zróżnicowaną charakterystykę kinematyczną (Herbich, 1981). Przemieszczenia na nich mają kinematykę normalno-zrzutową, jak w przypadku subrównoleżnikowych stref uskokowych (zwłaszcza w południowej części zagłębia) lub – w przypadku niektórych dyslokacji położonych bardziej na północ, tworzących zespoły uskoków kulisowych – zrzutowo-przesuwczą (np. uskok książęcy) lub też przesuwczo-zrzutową (np. uskok kłodnicki) (Kotas, 1982; Żaba, 2004; Teper, 2008).

Do największych dyslokacji o regionalnym znaczeniu należą subrównoleżnikowe strefy uskokowe: Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory, Żory–Jawiszowice–Wysoka oraz Bzie (Ruptawa)–Czechowice–Marcyporęba (fig. 23). Nazwy określające przebieg wymienionych stref w południowo-wschodniej części zagłębia (Nowe Dwory, Wysoka, Marcyporęba) pochodzą z czasów, gdy ta część zagłębia była bardzo słabo rozpoznana geologicznie. W świetle późniejszych prac kartograficznych (Jureczka i in., 2005) przebieg stref uskokowych przez rejony tych miejscowości budzi zasadne wątpliwości. Niemniej, ze względu na funkcjonowanie w literaturze, w niniejszym opracowaniu utrzymano bez zmian tradycyjne nazwy stref uskokowych. Strefy te charakteryzuje znaczna zmienność amplitudy zrzutów wzdłuż biegu oraz lokalizacji rejonów maksymalnych zrzutów w obrębie zagłębia.

Strefa uskokowa Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory, o długości ok. 74 km na kierunku WNW–ESE, początkowo w rejonie przylegającym do nasunięcia orłowskiego ma niewielki zrzut ok. 100 m, który szybko wzrasta osiągając ok. 500–600 m w rejonie na południe od Orzesza i Wyr, a następnie za przecięciem z uskokiem lędzińskim maleje do ok. 150–200 m na odcinku następnych 49 km, przy czym przebieg tej strefy i jej tożsamość w południowo-



skala 1:300 000

neogen

kreda + paleogen (nasunięcie karpackie)

jura

trias

perm

karbon – arkoza kwaczalska

karbon produktywny – krakowska seria piaskowcowa

karbon produktywny – seria mułowcowa

karbon produktywny – górnośląska seria piaskowcowa

karbon produktywny – seria paraliczna

karbon – warstwy malinowickie/zalaskie

karbon/dewon - seria węglanowa

prekambr

p.m.B. – poziom morski Barbara (V)

p.m.E. – poziom morski Enna (VII)

p.ł.sz. – poziom łupku szlifierskiego

FIG. 24. Przekroje geologiczne przez Górnośląskie Zagłębie Węglowe (przewyższenie ok. ×4; wg Jureczki i in., 2005); linie przekrojów – patrz fig. 23

-wschodniej części zagłębia w rejonie miejscowości Miejsce–Nowe Dwory (ok. 12 km) są problematyczne. Najbardziej charakterystyczna część strefy, o największym zrzucie na uskokach, znajduje się w centralnej części zagłębia, gdzie częściowo pokrywa się z osią niecki głównej. Strefę tworzy w tym rejonie system kilku kulisowych uskoków schodowych, co według Żaby (2004) może wskazywać na wcześniejsze procesy uskokowania o składowej przesuwczej, poprzedzające późniejszą aktywność o charakterze normalno-zrzutowym.

Strefa Żory–Jawiszowice–Wysoka, o długości ok. 59 km na generalnym kierunku WNW–ESE, największe zrzuty wykazuje w południowej części zagłębia. W rejonie Żor, w centralnej części zagłębia, zrzuty na uskokach w tej strefie są w granicach 250–400 m i w kierunku wschodnim wzrastają do ok. 600 m w rejonie Pszczyny, osiągając maksymalne wielkości 1000–1100 m w rejonie Jawiszowic. Według najnowszych opracowań kartograficznych (Jureczka i in., 2005), przebieg tej strefy uskokowej należy przedłużyć o ok. 38 km w skrajnie południowo-wschodniej części zagłębia, gdzie prawdopodobnie wyznacza ona granice zasięgu utworów węglonośnych zalegających na znacznych głębokościach pod nasunięciem karpackim, sięgając miejscowości Bęczarka w powiecie myślenickim. W tym ujęciu, nazwę omawianej strefy uskokowej dla całego jej przebiegu na obszarze GZW należałoby zmienić na Żory–Jawiszowice–Wysoka–Bęczarka. Wielkości zrzutów w przedłużeniu strefy pod nasunięciem karpackim są trudne do określenia ze względu na słabe rozpoznanie geologiczne i brak utworów karbonu w skrzydle podniesionym. Przypuszczalnie zrzuty przekraczają 1000 m i mogą sięgać nawet 2000 m. Strefa ma charakter normalno-zrzutowy, jej przebieg w planie jest lekko falisty, a w skrajnie południowo-wschodniej części GZW łukowaty w związku ze zmianą kierunku na WSW–ENE.

Strefa uskokowa Bzie (Ruptawa)–Czechowice–Marcyporęba, w odróżnieniu od dwóch wyżej omówionych stref uskokowych, jest dyslokacją przecinającą cały obszar zagłębia, włącznie ze strefą tektoniki fałdowej. Ma długość ok. 124 km, w tym na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego do rejonu Gorzyc ok. 16 km. Przebieg strefy na znacznym obszarze zagłębia ma kierunek zbliżony do W–E, co powoduje zbliżenie się w części południowo-wschodniej do strefy uskokowej Żory–Jawiszowice–Wysoka. Według nowych rozwiązań kartograficznych (Jureczka i in., 2005), w tej części zagłębia obie strefy prawdopodobnie biegną równolegle do siebie, aczkolwiek nie można wykluczyć ich połączenia lub przecięcia. Nowe ujęcia kartograficzne wskazują również na konieczność zmian w nazwie omawianej strefy – tj. zamiany nazwy Marcyporęba na Wadowice oraz uzupełnienie o miejscowość Jawornik w powiecie myślenickim, wyznaczającej koniec tej strefy uskokowej w granicach zagłębia. Uwzględniając również obszar na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, nazwę strefy należałoby zmienić na Gorzyce–Bzie (lub Ruptawa)–Czechowice–Wadowice–Jawornik. Wielkości zrzutów omawianej dyslokacji na wschód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego są dość stałe, na ogół w granicach 500–600 m, tylko w rejonie wschodniej części Zbiornika Goczałkowickiego i Czechowic wzrastają do ok. 700–800 m. Natomiast na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego wielkości zrzutów są znacznie mniejsze i wynoszą ok. 200 m, malejąc w kierunku granic zagłębia do ok. 100 m.

Obok dominującej jednostki tektonicznej, którą jest rozległa struktura synklinalna – niecka główna, występują w obrębie GZW również inne mniejsze jednostki tektoniczne: niecka bytomska i siodło główne na północy oraz siodło Jastrzębia i niecka Drogomyśla na południu.

Waryscyjska inwersja strefy tektoniki uskokowo-blokowej jest podporządkowana regionalnemu kierunkowi W–E i odzwierciedla blokową strukturę podłoża. Obniżenie lub wydźwignięcie podstawowych jednostek podłoża doprowadziło do powstania struktur inwersji I rzędu:
– niecki głównej – rozległej struktury synklinalnej uformowanej na obniżeniu kry (bloku) centralnej,
– elewacji (rygli) Kozłowice–Trzyniec i Bielsko–Andrychów – na wyniesieniu kry (bloku) Cieszyna (fig. 5),
– wyniesienia części północnej zagłębia odpowiadającego krom (blokom) Bytomia i Tarnowskich Gór.

Wymienione elementy są komplikowane strukturami II rzędu, często o subrównoleżnikowym, kulisowym układzie. Na bloku Bytomia (fig. 5) rozwinięta jest niecka bytomska i kulisowy szereg kopuł siodła głównego. Niecka główna jest pocięta subrównoleżnikowymi, łukowatymi, asymetrycznymi półzrębami i rowami o dużym zrzucie. W bloku Cieszyna ważne znaczenie ma niecka Karwiny, przechodząca ku wschodowi w nieckę Drogomyśla.

Elementy I i II rzędu strefy tektoniki uskokowo-blokowej oraz granice kier (bloków) podłoża przedłużają się w obręb strefy tektoniki fałdowej, powodując jej poprzeczną segmentację. Na przedłużeniu niecki głównej znajduje się charakterystyczne wygięcie ku wschodowi nasunięć orłowsko-boguszowickiego oraz michałkowicko-rybnickiego i ulokowane są dwie duże brachysynkliny: niecka jejkowicka i michałkowicka (fig. 23).

Strefą tektoniki fałdowo-blokowej objęta jest skrajnie północno-wschodnia i wschodnia część zagłębia. Do niej zaliczony jest obszar na północ od siodła głównego i niecki bytomskiej, aczkolwiek tu zdania są podzielone, w szczególności w kontekście wydzielanej górnośląskiej strefy fałdowej w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (Buła i in., 2008; fig. 12). Wyróżniają się tu asymetryczne brachystruktury (synkliny i antykliny) o kulisowym ułożeniu, których osie w północnej części przyjmują kierunek W–E, a dalej ku południowemu wschodowi zmieniają kierunek na NW–SE. Są to szerokopromienne, łagodne struktury, w obrębie których upady warstw z reguły nie przekraczają 20°. Podobnie jak w strefie tektoniki uskokowo-blokowej, występuje tu gęsta sieć uskoków o zmiennych kierunkach przebiegu i zrzutu. Amplitudy zrzutów przeważnie nie przekraczają 100 m.

Wpływ deformacji alpejskich

Na współczesny kształt budowy strukturalnej GZW znaczny wpływ wywarła również orogeneza alpejska. Podczas kenozoiku przeważająca część GZW zaczęła pełnić rolę podłoża zapadliska przedkarpackiego, wypełniającego się morskimi osadami miocenu. Najdalej wysunięte na południe rejony zagłębia sięgają pod nasunięte na miocen osady fliszowe płaszczowin Karpat Zachodnich (fig. 23). W północnej i wschodniej części zagłębia osady karbonu są niezgodnie przykryte utworami pięter pokrywowych platformy paleozoicznej, wchodzącymi w skład monokliny śląsko-krakowskiej.

Wpływ alpejskich ruchów tektonicznych na strukturę zagłębia nie jest dobrze poznany ze względu na stosunkowo małe pokrycie jego powierzchni utworami mezozoicznymi, dokumentującymi wiek aktywności rejestrowanych w karbonie dyslokacji dysjunktywnych. Niemniej, uprawniony jest pogląd, że wiekszość uskoków powstałych w czasie orogenezy waryscyjskiej, szczególnie w dużych strefach uskokowych, uległa odmłodzeniu i zwiększyły się amplitudy ich zrzutów.

Wynikiem orogenezy alpejskiej jest także powstanie – prawdopodobnie w paleogenie – skomplikowanej rzeźby terenu o założeniach tektonicznych i relatywnie znacznych deniwelacjach (Jura, 2001), która została wypełniona osadami molasowymi miocenu zapadliska przedkarpackiego, zalegającymi na ogół bezpośrednio na utworach karbonu.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine 134: 727–739.

Aust J. (red.), 1996. Odkrytá geologická mapa paleozoika české časti Hornoslezské pánve. Ministerstvo hospodářství ČR, Praha.

Belka Z., Val Verde-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, London, Special Publications, 201: 19–36.

Borucki J., Sałdan M., 1965. Promieniotwórczość naturalna i wiek bezwzględny (K-Ar) skał krystalicznych z otworu Rzeszotary IG-2. Kwartalnik Geologiczny, 9: 1–16.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1983. Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 31: 651–658.

Bukowy S., 1964. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 184: 5–34.

Bukowy S., 1972. Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 23–50.

Bukowy S., Cebulak S., 1964. Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego 184: 41–94.

Buła Z., 1993. Mapy ścięć poziomych regionu górnośląskiego, skala 1:500 000, 1:200 000. Archiwum Oddziału Górnośląskiego Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec.

Buła Z., 1994. Problemy stratygrafii i wykształcenie osadów starszego paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik 65 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1431: 31–57.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Jachowicz M., 1996. The Lower Palaeozoic sediments in the Upper Silesian Block. Geological Quarterly, 40: 299–336.

Literatura

Buła Z., Kotas A., (red.), 1994. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Cz. 3: Mapy geologiczno-strukturalne, skala: 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W*: Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Rudach koło Rybnika: 14–42.

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

Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). Geological Magazine, 134: 669–677.

Buła Z., Habryn R., Krieger W., Kurek S., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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

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.

Burchart J., 1971. Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 241–255.

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

Cebulak S., Kotas A., 1982. Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG-1. Przewodnik 54. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec. Wydaw. Geol., Warszawa: 205–210.

Cháb J., Mixa P., Vaneček M., Žáček V., 1994. Geology of the NW part of the Hrubý Jeník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). Věstník Českého geologického ústavu, 69: 17–26.

Chlupač I., 1988. The Devonian of Czechoslovakia and its stratigraphical significance. Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists, 14: 481-497.

Cymerman Z., 1998. Spory o podział geologiczny Sudetów. Przegląd Geologiczny, 46: 530–536.

Cymerman Z., 2000. Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. Geological Quarterly, 44: 59–80.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cymerman Z., Piasecki M., Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.

Cwojdziński S., Żelaźniewicz A., 1995. Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. *W*: Przewodnik 66. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–28.

Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.), 1995. Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer Verlag, Berlin.

Depciuch T., 1971. Oznaczenie wieku bezwzględnego za pomocą wolumetrycznej odmiany metody K-Ar stosowanej w Instytucie Geologicznym. Kwartalnik Geologiczny 15: 483–496.

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

Dudek A., Melková J., 1975. Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. Věstnik Ústředniho ústavu geologického, 50: 257–264.

Dvořák J., 1995. Stratigraphy of the Moravo-Silesian Zone. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 477–489. Springer Verlag, Berlin.

Ekiert F., 1957. Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia. Kwartalnik Geologiczny 1: 106–112.

Finger F., Schitter F., Riegler G., Krenn E., 1999. The history of the Brunovistulian total-Pb monazite ages from the metamorphic complex. Geolines, 8: 21–23.

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

Franke D., 1994a. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's Southwestern margin. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 1/2: 67–80.

Franke D., 1994b. TESZ and the Caledonian Terrane Model. Europrobe News, 5: 6.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Society, London, Special Publications, 201: 133–155.

Fritz H., Neubauer F., 1993. Kinematic of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. Geologische Rundschau, 82: 556–565.

Grygar R., 1998. Deformation history of the Variscan accretion wedge – the Moravo-Silesian Zone of the Bohemian Massif. Acta Universitatis. Carolinae, Geologica, 42, 257.

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40: 65–90.

Habryn R., Buła Z., Nawrocki J., 2014. Strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim w świetle danych uzyskanych z nowych otworów badawczych Trojanowice 2 i Cianowice 2. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 459: 45–60.

Harańczyk C., 1985. Paragenezy mineralne w złożach krakowidów i ich pokrywy. Annales Societatis Geologorum Poloniae 53: 91–126.

Havlena V., 1976. Late Palaeozoic Palaeogeography of Czechoslovakia and the Plzeň Basin. Folia Mus. Rer. Natur. Bohem. Occid. Geol., 7: 1–31.

Heflik W., Konior K., 1965. Le teschénite et le granitoides métasomatiques dans le forage B4 pres de Bielsko. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 67–72.

Heflik W., Konior K., 1967. Les roches plutoniques dans le substratum des Karpates bordurales aux environs d'Andrychów. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 219–222.

Heflik W., Konior K., 1970. Granitoidy w poddewońskim podłożu obszaru Bielsko-Andrychów. Kwartalnik Geologiczny, 14: 283–290.

Heflik W., Konior K., 1971. Pochodzenie i wiek utworów metamorficznych obszaru Cieszyn-Rzeszotary. Nafta, 27: 229–232.

Heflik W., Konior K., 1972. Utwory metamorficznme w otworze wiertniczym Dobczyce 1. Kwartalnik Geologiczny, 16: 546–556.

Heflik W., Konior K., 1974. Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn-Rzeszotary. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 273:195–228.

Herbich E., 1981. Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Annales de la Société Géologique de Pologne, 51: 383–434.

Hladil J., 1988. Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, Praha: 121–126.

Jachowicz M., Żelaźniewicz A., Buła Z., Bobiński W., Habryn R., Markowiak M., Żaba J., 2002. Geneza i pozycja stratygraficzna podkambryjskich i podordowickich anchimetamoeficznych skał w południowej Polsce – przedpole orogenu neoproterozoicznego? Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec-Warszawa.

Jachowicz-Zdanowska M., 2014. Mikroskamieniałości organiczne terrenewu (kambr dolny) i późnego ediakaru (neoproterozoik) okolic Krakowa. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 499: 61–82.

Jarmołowicz-Szulc K., 1985. Badania geochronologiczne K-Ar skał magmowych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny 29: 343–354.

Jastrzębski M., 2009. A Variscan continental collision of the West Sudetes and the Brunovistulian terrane: a contribution from structural and metamorphic record of the Stronie Formation, the Orlica–Śnieżnik Dome, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 98: 1901–1923.

Jastrzębski M., 2012. New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Stare Mesto Belt, NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 945–963.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Murtezi M., Larionov A.N., Sergeev S., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – A terrane boundary in the Central European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. Lithos, 220–223: 116–132.

Jura D., 2001. Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Jureczka J., Kotas A., 1995. Upper Silesian Coal Basin. In: Zdanowski A., Żakowa H. (red.), The Carboniferous system in Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 164–173.

Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M., Zdanowski A., 1995. Geological Map of the Upper Silesian Coal Basin, Carboniferous Subcrop 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarciński J., Martiniec P., 2005. Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kalvoda J., Leichmann J., Bábek O., Melichar R., 2003. Brunovistulian terrane (Central Europe) and Istanbul Zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography. Geologica Carpathica, 54: 139–152.

Karnkowski P., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute, Special Papers, 3: 1–93.

Karwowski Ł., 1988. Ewolucja fluidów minerałotwórczych waryscyjskiej formacji miedziowo – porfirowej krakowidów na przykładzie rejonu Myszkowa-Mrzygłodu. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 929: 1–89.

Konior K., 1974. Budowa geologiczna wypiętrzenia rzeszotarskiego w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 321–375.

Konior K., Tokarski A., 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 140: 1–79.

Kotas A., 1972. Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. Komitet Górnictwa PAN (Katowice). Problemy geodynamiki i tąpań, 1: 5–55.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 54. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Wydaw. Geol., Warszawa: 45–72.

Literatura

Kotas A., 1985a. Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Konferencji Naukowej, Sosnowiec. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego: 17–46.

Kotas A., 1985b. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Stratigr. Geol. Carb., Madrid (1983). Compt. Rend., 3: 459–469.

Kotas A., 2006. 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 (serpuchow–baszkir). Inw. 3378-B Kat. R/220 Arch. Państw. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski, Sosnowiec.

Kotas A., Porzycki J., 1984. Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski. Przegląd Geologiczny, 32: 268–280.

Krokowski J., 1984. Mezoskopowe studia strukturalne w osadach permsko-mezozoicznych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 54: 79–121.

Kröner A., Mazur S., 2003. Proterozoic and Palaeozoic crustal components across the East/Central Sudetes boundary at the eastern margin of the Bohamian Massif: new U/Pb single zircon ages from the eastern Fore-Sudetic block (SW Poland). Journal Czech Geological Society, Abstract Volume, 48: 83–84.

Kröner A., Štípská 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, London, Special Publications, 179: 175–197.

Kumpera O., 1980. Structural and geotectonic zonality of the Moravo-Silesian Carboniferous (Bohemian Massif). VII Congr. Int. Stratigr. Carb. Compt. Rend., 6: 191–198.

Kumpera O., 1988. Brunovistulicum ve variském vývoji. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 4: 401–410.

Kumpera O., Grygar R., 1997. Hlavni rysy geologickeho vyvoje a stavby ceske casti hornoslezské pánve. *W*: Geologie české části hornoslezské pánve (red. M. Dopita *et al.*). Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha: 17–33.

Kumpera O., Martinec P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. Journal Czech Geological Society, 40: 49–66.

Linnemann U., Romer R.L., Pin Ch., Aleksandrowski P., Buła Z., Geisler T., Kachlik V., Krzemińska E., Mazur S., Motuza G., Murphy J.B., Nance R.D., Pisarevsky S.A., Schulz B., Ulrich J., Wiszniewska J., Żaba J., Zeh A., 2008. Precambrian. *W*: The Geology of Central Europe, Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic (red. T. McCann): 21–101. Geological Society of London.

Markowiak M., 2015. Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek-Kotowic. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 203: 1–74.

Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.

Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.

Mazur S., Józefiak D., 1999. Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Ząbkowicki, Sudetes Foreland, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 1–26.

Mazur S., Puziewicz J., 1995. Deformacja i metamorfizm serii skalnych na wschód od bloku sowiogórskiego – nowe dane i interpretacje. Przegląd Geologiczny, 43: 786–793.

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 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.

Menčík E., 1983. Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Oblastni Regionální Geologie ČSR, Ústř. Úst. Geol., Praha: 133–141.

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 (south Poland): an echo of the Baltica-Gondwana collision. International Journal of Earth Sciences, 108: 1467–1492.

Miszewski K., 1977. Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (SE część bloku przedsudeckiego). Geologia Sudetica, 12: 133–144.

Morawska A., 1985. Rozwój sedymentacji permu i pstrego piaskowca w rejonie grzbietu Lublińca. Przegląd Geologiczny, 8: 444–448.

Morawska A., 1987. The Lubliniec fracture zone: boundary of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 429–437.

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

Nawrocki J., 2015. Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce. Przegląd Geologiczny, 63: 1272–1283.

Nawrocki J., Lewandowska A., Fanning M., 2007. Wiek izotopowy a wiek paleomagnetyczny ryodacytów z Zalasu koło Krakowa (S Polska). Przegląd Geologiczny, 55: 475–478.

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.

Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 177: 5–43.

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.

Niemczyk J., 1981. Badania mezostrukturalne epimetamorficznej serii łupkowo-szarogłazowej w rejonie Jarnołtówka. Zeszyty Naukowe AGH, 782, Geologia, 6: 59–70.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. *W*: II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce 1927, 1–160. Kraków.

Nowak W., 1974. Wstępne wyniki z otworu badawczego Łodygowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 18: 929–930.

Oberc J., 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Studia Geologica Polonica, 20: 1–187.

Oberc J., 1972. Metamorfik Wzgórz Strzelińskich i okolic Doboszowic. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2: Sudety i obszary przyległe. Wydaw. Geol., Warszawa: 211–224.

Oberc J., 1974. Zarys tektoniki Opolszczyzny. Przewodnik 46. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Opole. Wydaw. Geol., Warszawa: 55–68.

Oberc J., 1993. The role of longitudinal dislocation zones and strike-slip transversal deep fracture of Silesia-Lubusza (Hamburg-Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia areas. Geological Quarterly, 37: 1–18.

Oberc-Dziedzic T., 1999. The metamorphic and structural development of gneisses and older schist series in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic block, SW Poland). Miner. Soc. Pol. Spec. Papers, 14: 10–21.

Oberc-Dziedzic T., Madej S., 2002. The Variscan overthrust of the Lower Palaeozoic gneiss unit on the Cadomian basement in the Strzelin and Lipowe Hills massifs, Fore-Sudetic block, SW Poland; is this part of the East-West Sudetes boundary? Geologia Sudetica, 34: 39–58.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C. M., 2001. SHRIMP zircon geochronology of the Neoproterozoic Strzelin gneiss: evidence for the Moravo-Silesian zone affinity of the Strzelin massif. Fore-Sudetic block, SW Poland. Geolines, 13: 96–97.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 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 (Geologische Rundschau), 92: 701–711.

Oszczepalski S., Markowiak M., Mikulski Z., Lasoń K., Buła Z., Habryn R., 2010. Porfirowa mineralizacja Mo-Cu-W w utworach prekambryjsko-paleozoicznych – analiza prognostyczna strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 439: 339–354.

Pacześna J., 2014. Rozwój facjalny utworów terenewu we wschodniej części bloku górnośląskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 459:133–146

Patočka F., Szczepański J., 1997. Geochemistry of quartzites from the eastern margin of the Bohemian Massif (the Hrubý Jeseník Mts. Devonian and the Strzelin Crystalline Massif). Miner. Soc. Pol. Spec. Papers, 9: 151–154.

Pelczar A., Wieser T., 1962. Budowa metamorfiku wykrytego otworem wiertniczym w Rzeszotarach. Kwartalnik Geologiczny, 6: 444–445.

Pharaoh T. C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Perski Z., Żaba J., 1997. Tektonika klastycznych utworów kambru i dewonu w Kluczach koło Olkusza (NE krawędź bloku górnośląskiego). Przegląd Geologiczny, 1: 51–57.

Piekarski K., 1985. Analiza metalogeniczno-prognostyczna utworów paleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 53: 207–234.

Podemski M. (red.), 2001. Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, southern Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 6: 1–88.

Poprawa D., Nemčok J. (red.), 1988–1989. Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy – orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. O heterogeniczności linii Teisseyrea-Tornquista. Przegląd Geologiczny 11: 569 – 574.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Rajlich P., 1990. Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Bohemian Massif, Czechoslovakia. Tectonophysics, 174: 351–367.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Literatura

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J. M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

Skácel J., 1989. Hranice Lugika a Silezika (střednich a východnich Sudet). Acta Universitatis Wratislaviensis, 1113, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 17: 45–55.

Słaby E., Breitkreuz Ch., Żaba J., Domańska-Siuda J., Gaidzik K., Falenty K., Falenty A., 2010. Magma generation in an alternating transtensional – transpressional regime, the Kraków–Lubliniec Fault Zone, Poland. Lithos, 119: 251–268.

Stein H. J., Markowiak M., Mikulski Z., 2005. Metamorphic to magmatic transition captured at the Myszków Mo-W deposit, southern Poland. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, Berlin – Heidelberg: 833–836.

Stille H., 1948. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde des gesamteuropäischen. Z. Deutsch. Geol. Ges., 100: 223–266.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 88: 541–631.

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.

Szczepański J., Oberc-Dziedzic T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin Crystalline Massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. N. Jb. Miner. Abh., 173: 23–40.

Ślósarz J., 1996. Waryscyjska mineralizacja kruszcowa w rejonie krakowsko-częstochowskim – rys metalogeniczny. *W*: Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Krakowa: 34–42.

Teper L., 2008. O wykształceniu strukturalnym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – urywki dyskusji bez zakończenia. Przegląd Geologiczny, 56: 481–485.

Testa S., Gibbons W., 1996. Late orogenic structural control on the regional geometry of basement massifs: An example from the Jeseník Mountains, Czech Republic. Journal Czech Geological Society, 41: 147–155.

Thybo H., Artemieva I. M., 2020. Trans-European Suture Zone. *W*: Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (red. H. Gupta). Encyclopedia of Earth Sciences Series: 1–11. Springer, Cham.

Tomšík J., 1972. Petrografie a chemické složení metamorfitů z podloží čs. části hornoslezké pánve. Časopis pro Mineralogii a Geologii, 17: 147–162.

Tomšík J., 1997. Podloží uhlonosného karbonu. *W*: Geologie české části hornoslezské pánve (red. M. Dopita): 25–33. Ministerstvo životní prostředí České Republiky, Praha.

Truszel M., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Żaba J., 2006. Magmatyzm i metamorfizm strefy tektonicznej Kraków – Lubliniec jako przesłanki występowania złóż polimetalicznych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 418: 55–103.

Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 119–168.

Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D. R., Dudek A., Mísař Z., Povondra P., Vrána S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., 73: 89–108.

Wieser T., 1974. Fundament krystaliczny w otworze wiertniczym Łodygowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 18: 934–935.

Wieser T., 1978. Skały metamorficzne z otworu wiertniczego Bystra IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 22: 946–947.

Winchester J. A., The Pace TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 360: 5–21.

Wojnar B., 1995. Analiza strukturalna i petrografia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1633, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 46: 1–74.

Wójcik L., 1968. The Strzelin granitoid massif and its cover. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 121–141.

Znosko J., 1965. Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 73–120.

Żaba J., 1994. Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków-Myszków (Hamburg-Kraków). Przegląd Geologiczny, 42: 643–648.

Żaba J., 1995. Tectonic activity of the Kraków-Lubliniec (Hamburg-Kraków) fault zone at the boundary of Upper Silesia and Małopolska massifs (S Poland). European Coal Conference. Abstracts. Prague, 91.

Żaba J., 1996. Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Przegląd Geologiczny, 2: 173–180.

Żaba J., 1997. Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów paleozoicznych w brzeżnej części bloku małopolskiego (NE obrzeżenie GZW). Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, 1–2: 31–42.

Żaba J., 1998. Zarys budowy geologicznej Gór Opawskich. *W*: XVIII Terenowa Szkoła Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Mat. Konferencji Naukowej, Pokrzywna: 1–14.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

Żaba J., 2002. Przejawy tektoniki nasuwczej w utworach formacji hornobeneszowskiej (Góry Opawskie, Sudety Wschodnie). Przegląd Geologiczny, 50: 1226–1227.

Żaba J., 2004. Charakter deformacji osadów basenu górnośląskiego w świetle reinterpretacji opracowań tektonicznych rdzeni wiertniczych: tektonika dysjunktywna obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Paleozoiczna Akrecja Polski (Projekt Celowy Zamawiany, Nr PCZ 07/21), Zadanie 8: Ewolucja geologiczna zapadliska górnośląskiego w świetle wyników modelowań termicznych i tektonicznych. Państwowy Instytut Geologiczny, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

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 w Rudach koło Rybnika. Państwowy Instytut Geologiczny, Polskie Towarzystwo Geologiczne: 116–127.

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., Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. The crystalline basement SW of the Trans—European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian?) orogen. Terra Nostra, 11: 167–171.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Jachowicz M., 2002. Neoproterozoic granites in the Upper Silesia massif of Bruno-Vistulicum, S Poland: U-Pb SHRIMP evidence. Schriftenreihe Deutschen Geologischen Gesellschaft, 21: 361–362.

Żelaźniewicz A., Biernacka J., Bobiński W., Buła Z., Dymna K., Dziadzio P., Florek R., Fanning M., Habryn R., Jachowicz M., Kowalska S., Kozłowski W., Krzemiński L., Markiewicz J., Markowiak M., Nowak I., Trela W., Woźniak P., Żaba J., 2004. Paleozoiczna Akrecja Polski – Zadanie 1: Budowa geologiczna bloku górnośląskiego i południowej części bloku małopolskiego – model tektogenezy przedwaryscyjskiej. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.

Żelaźniewicz A., Pańczyk M., Nawrocki J., Fanning M., 2008. A Carboniferous/Permian, calcalkaline, 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., 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.

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.

Żytko K., 1978. Profil otworu badawczego Bystra IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 22: 943–945.

5.1.2. Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe – centralny element masywu małopolskiego[1]

Paweł H. Karnkowski, Włodzimierz Mizerski
Współredakcja *Karol Zglinicki*

5.1.2.1. Góry Świętokrzyskie i ich stosunek do jednostek sąsiednich

Góry Świętokrzyskie są rozpoznawalne przede wszystkim dzięki swoim cechom geomorfologicznym i geologicznym (fig. 1). W regionalizacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (2009) zostały one wyróżnione jako jedyny obszar na północ od Karpat i Sudetów należący do kategorii „przedgórzy i gór niskich". Tak zdefiniowana jednostka (mezoregion Góry Świętokrzyskie) graniczy od północy z Płaskowyżem Suchedniowskim, od północnego wschodu z Wyżyną Sandomierską, od południa z Niecką Nidziańską, od zachodu ze Wzgórzami Łopuszańskimi, a od południowego zachodu z Pasmem Przedborsko-Małogoskim (fig. 2). W ujęciu geologicznym definicja ta ulega rozszerzeniu: Góry Świętokrzyskie to przede wszystkim wychodnie utworów paleozoicznych regionu świętokrzyskiego wraz z ich mezozoicznym obrzeżeniem (zachodnim i południowym). Od południa granica jednostki jest wyznaczona przez zasięg klastycznych utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego (fig. 2).

Aby jednak badać i porównywać jednostki geologiczne, muszą być one wydzielane według ustalonych kryteriów i zasad. Obecnie najbardziej praktycznym sposobem regionalizacji geologicznej jest przyjęcie kryteriów tektonicznych (Żelaźniewicz i in., 2011), według których jednostkę tektoniczną definiuje się jako „*trójwymiarowy zespół elementów strukturalnych powiązanych ze sobą genetycznie*".

Samo pojęcie „tektonika" współcześnie powinno być rozumiane szeroko (holistycznie) – jako „*naukę o pochodzeniu i rozwoju basenów sedymentacyjnych oraz procesach i produktach ich ewolucji strukturalnej*" (Karnkowski, 2008). Taka definicja ma na celu objęcie jak najszerszego (globalnego) spektrum zagadnień geologicznych podkreślając, że cała informacja geologiczna zapisana jest w materiale skalnym, a wszystkie skały powstają w basenach sedymentacyjnych lub w wyniku procesów, które są z nimi związane. Najłatwiej jest wydzielać jednostki geologiczne na podstawie cech litologicznych skał znajdujących się bezpośrednio na powierzchni terenu. I tak rzeczywiście przebiega każdy proces prospekcji geologicznej, ale każda jednostka geologiczna w istocie ma charakter trójwymiarowy i najprostszym sposobem ich przedstawiania są mapy i przekroje geologiczne. Celem niniejszego rozdziału jest przedstawienie pozycji Gór Świętokrzyskich w kontekście sąsiadujących jednostek geologicznych o zbliżonej kategorii i randze. Ponadto autorzy uznają za istotne ukazanie ich relacji w odniesieniu do innych jednostek na obszarze całej Polski.

Niektóre dotychczas wykonane mapy tektoniczne Polski zostały przedstawione z uwzględnieniem wieku konsolidacji podłoża (np. Dadlez, Jaroszewski, 1994; Znosko, 1998). Ten sposób wizualizacji zagadnień tektonicznych jest zrozumiały, gdyż piętrowość budowy strukturalnej – rozumiano jako wpływ podłoża na genezę i rozwój dużych jednostek regionalnych – została wielokrotnie udowodniona. Podstawą regionalizacji tektonicznej na jednostki skonsolidowanego podłoża jest przyjęcie założenia, że najmłodsze wydarzenie orogeniczne, które dotyka dany fragment skorupy ziemskiej ma warunki do szerokiego rozwoju procesów dynamometamorficznych. W ich wyniku powstają struktury geologiczne o określonej (spójnej) charakterystyce, a wszystkie późniejsze zjawiska geologiczne rozwijają się już tylko w reżimie platformowym.

Zagadnienie podziału Polski na jednostki strukturalno-geologiczne zostało zapoczątkowane przez Pożaryskiego (1956), który zaproponował dla Polski pozakarpackiej podział na „struktury mezozo-

[1] W rozdziale zachowano tradycyjne nazewnictwo stratygraficzne (np. wend, arenig, karadok) stosowane w cytowanych pracach źródłowych. Decyzja ta podyktowana jest koniecznością zachowania spójności z archiwalną dokumentacją wiertniczą oraz literaturą regionalną.

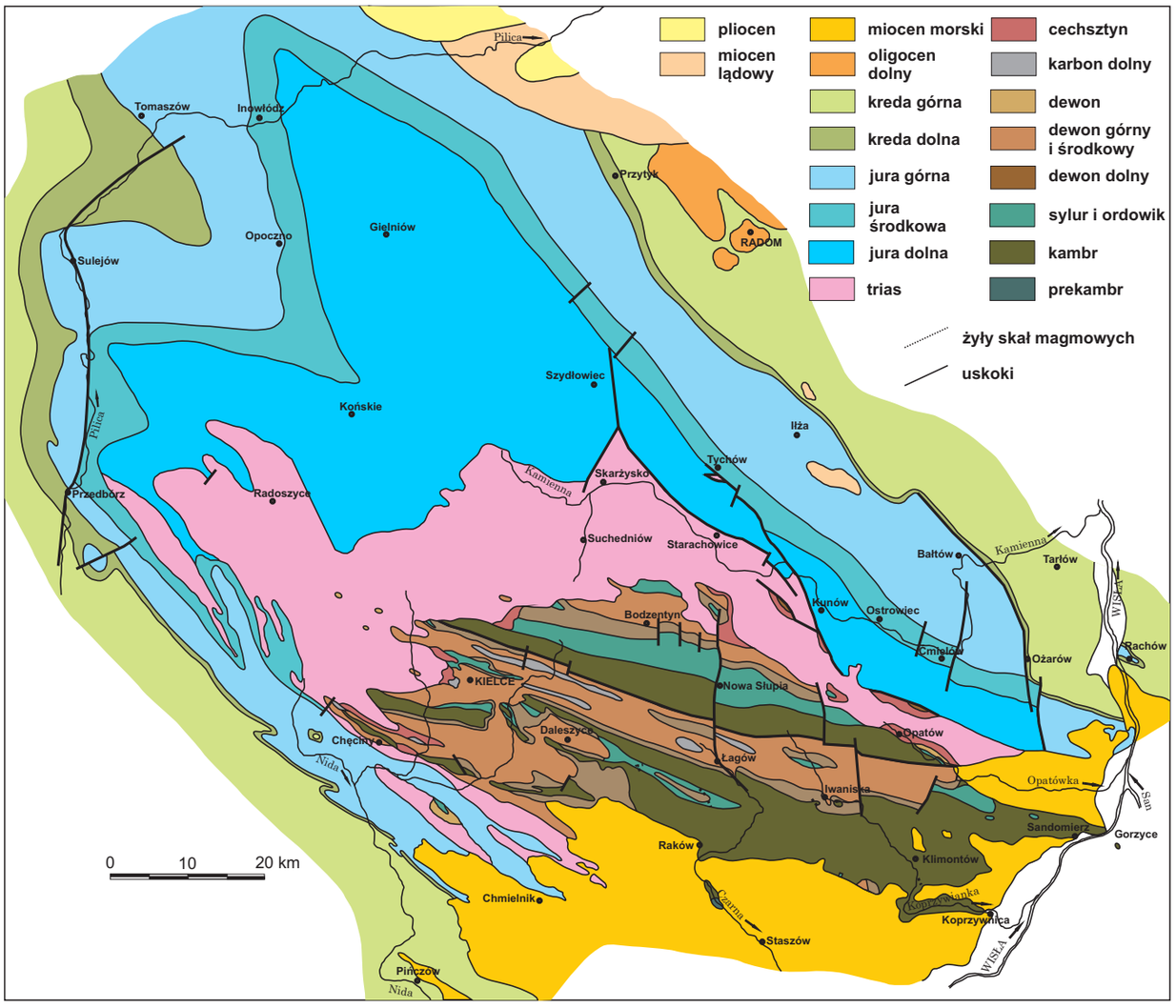


FIG. 1. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich (wg Samsonowicza, 1965, uproszczona)

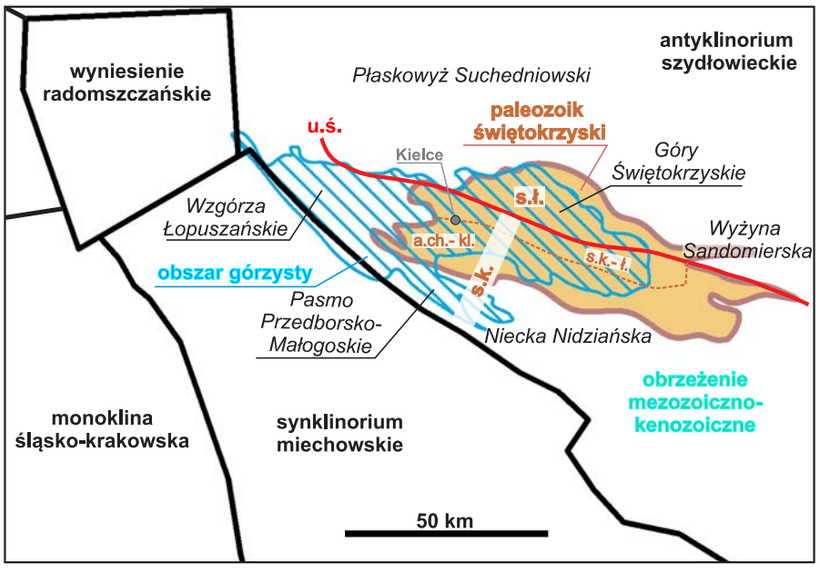


FIG. 2. Jednostki geologiczne (wg Czarnockiego, 1927; Pożaryskiego, 1963; Samsonowicza, 1965; Karnkowskiego, 2008; Konona, 2008) i geograficzne (Kondracki, 2009) Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia; u.ś. – uskok świętokrzyski; s.ł. – strefa łysogórska (łysogórska strefa fałdów); s.k. – strefa kielecka (kielecka strefa fałdów); s.k.–ł. – synklinorium kielecko-łagowskie; a.ch.–kl. – antyklinorium chęcińsko-klimontowskie; napisy kursywą – jednostki geograficzne

iczne" (wał śródpolski wraz z przylegającymi nieckami) i otaczające je obszary nazwane jako „struktury paleozoiczne i starsze". W późniejszym podziale Pożaryski (1963), wyodrębnia już inne jednostki i nadaje im nowe nazwy: orogen waryscyjski, przegłębienie perykratoniczne, obszary sfałdowane paratektonicznie przegłębienia perykratonicznego, masyw małopolski (cokół platformy epibajkalskiej). Podstawą wyróżnienia tej ostatniej jednostki były nowe dane z obszaru południowo-wschodniej Polski (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki, Karnkowski, 1963; Głowacki i in., 1963; Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965; Karnkowski, 1974), uszczegółowione w późniejszych latach (Karnkowski, 1983). Warto podkreślić, że jednostka ta obejmowała obszar na południe od uskoku świętokrzyskiego, sięgając daleko pod Karpaty. Pożaryski przywiązywał dużą wagę do koncepcji „przegłębienia perykratonicznego" (1953–1970), którą później określił jako – „bruzda" (1970–1978), a ostatecznie wykreował dla tej jednostki nazwę – „aulakogen" (1978–2008). Podobne stanowisko prezentował Dadlez, nazywając tę jednostkę „bruzdą śródpolską", jednak od 2006 roku ograniczył jej zasięg jedynie do uskoku Grójca (por. Karnkowski i in., 2023). Poglądy te analizował również Znosko (1962, 1963, 1965, 1974, 1984, 1986, 1990, 1998, 2000). Z kolei Krzywiec (2009) również akcentował zasięg waryscydów i kaledonidów w Polsce, proponując utożsamianie zasięgu waryscydów mniej więcej zgodnie z północną granicą monokliny przedsudeckiej. Tak określona granica zasięgu waryscydów na Niżu Polskim implikowała istnienie szerokiej strefy kaledonidów, biegnącej w poprzek Polski – od Pomorza Zachodniego po Górny Śląsk i Małopolskę – chowających się obecnie pod zapadlisko przedkarpackie i Karpaty. Poglądy te były podzielane i propagowane przez Dadleza i in. (1994), a ilustracją tego stanowiska jest znana mapa zawarta w podręczniku „Tektonika" (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Niemniej jednak, stanowisko to było mocno kontestowane przez niektórych geologów (np. Szulczewski, 1977; Głazek i in., 1981; Stupnicka, 1988; Głazek, 1993, 1995; Mizerski, 1995, 1996).

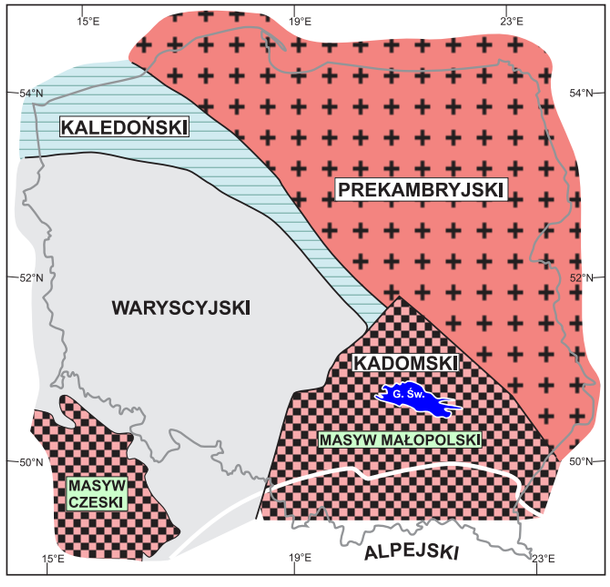


FIG. 3. Pozycja Gór Świętokrzyskich (G. Św.) i masywu małopolskiego na tle mapy wieku konsolidacji podłoża (Karnkowski, 1999, 2008)

Nowsze prace dotyczące kaledonidów pomorskich, oparte przede wszystkim na modelowaniu magnetycznych i grawimetrycznych pól potencjalnych (Mazur i in., 2016), potwierdzają ich istnienie. Jednak obszar występowania kaledonidów pomorskich został zawężony do bardzo wąskiej strefy (por. również Mazur, Schulmann, 2025: fig. 1) w stosunku do wcześniejszych poglądów (np. Znosko, 1965, 1974, 1984, 1986, 1998; Pożaryski, 1991; Karnkowski, 1999, 2008).

Karnkowski (1999), nawiązując do pierwotnej nazwy zaproponowanej przez Pożaryskiego (1963) – masyw małopolski – utrzymuje tę terminologię, interpretując ją jako zbiór trzech bloków: kieleckiego, łysogórskiego i górnośląskiego (Karnkowski, 1999; fig. 3). Zbliżone stanowisko wyraża również Żelaźniewicz i in. (2020). Wyniki wierceń zrealizowanych przez Jurkiewicza (1974, 1975) w Niecce Nidziańskiej oraz zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Karnkowski, 2024) umożliwiły połączenie różnych jednostek w spójny, genetycznie uzasadniony obszar konsolidacji podłoża – prowincję kadomską (Karnkowski, 1999, 2008, 2024).

Od początku XXI wieku nowoczesne metody datowania skał i określania ich pozycji w paleogeoprzestrzeni (paleomagnetyka i geochronologia izotopowa) dostarczają coraz więcej danych potwierdzających kadomski wiek prekambryjskiego podłoża masywu małopolskiego (Bełka i in., 2000, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006; Nawrocki i in., 2007, 2021; Walczak, 2013; Walczak, Belka, 2017; Żelaźniewicz i in., 2020; Callegari i in., 2025).

Główne prowincje skonsolidowanego podłoża to prekambryjski kraton wschodnioeuropejski, kadomski masyw (w obrębie którego wyróżnia się trzy bloki: łysogórski, kielecki i górnośląski) oraz obszary kaledońskich, waryscyjskich i alpejskich pasów fałdowych (fig. 3). W trakcie długiej i złożonej ewolucji tektonicznej podłoża obszaru Polski mozaika elementów skorupy stopniowo ulegała konsolidacji.

Położenie tektoniczne Gór Świętokrzyskich oraz ich związek z głównymi jednostkami tektonicznymi w Polsce pokazuje mapa prowincji skonsolidowanego podłoża (fig. 3), ale wiele szczegółów zostanie wyjaśnionych przede wszystkim w odniesieniu do bloku kieleckiego i łysogórskiego masywu małopolskiego. Blok górnośląski, który również cechuje się konsolidacją kadomską (Żelaźniewicz i in., 2020; Nawrocki i in., 2021) ze względu na swoje położenie w brzeżnej strefie masywu małopolskiego, gdzie Masyw Czeski istotnie wpływał na jego rozwój sedymentacyjny i strukturalny, został szczegółowo omówiony w podrozdziale 5.1.1.

Silnie sfałdowane skały wczesnego paleozoiku pomorskiego są skorelowane z bardzo podobnymi kompleksami z Rugii, określanymi jako północnoniemiecko-polskie kaledonidy. Najbardziej wysuniętym na południowy wschód odwiertem dokumentującym to zjawisko jest Toruń-1, skąd dalej na wschód kaledonidy kontynuują się wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Zasięg ku SE kaledonidów pomorskich ustalono w miejscu przebiegu uskoku Grójca. Strefa ta ma bardzo istotne znaczenie w strukturalnej i sedymentacyjnej ewolucji centralnej Polski w czasie całego fanerozoiku, a w szczególności w dewonie i karbonie, powodując również zróżnicowanie facji i miąższości osadów po obu stronach tego systemu uskokowego w rejonie Lublina i Warszawy (Żelichowski, 1983, 1987). Przebieg tego uskoku jest też dobrze odwzorowany na mapach grawimetrycznych (Królikowski, 1993; Królikowski, Petecki, 1995). Ta granica zasięgu kaledonidów pomorskich wyznacza jednocześnie zasięg masywu małopolskiego o konsolidacji kadomskiej (fig. 3).

Północno-zachodnia granica masywu małopolskiego utożsamiana jest z uskokiem Grójca, natomiast zachodnią granicę wyznacza obecny zasięg sfałdowanego fliszu waryscyjskiego, który udokumentowany jest jedynie przez nieliczne otwory wiertnicze. Zaznaczony tutaj zasięg waryscydów (fig. 3) jest zbliżony do przedstawionego na „Mapie tektonicznej Polski w okresie waryscyjskim" (Pożaryski, Karnkowski, 1992; Pożaryski i in., 1992).

Konsolidację masywu małopolskiego w wyniku ruchów bajkalskich/kadomskich postulowali Pożaryski i Tomczyk (1968). W okresie wczesnego paleozoiku wyróżniono wiele faz tektonicznych w Górach Świętokrzyskich i masywie małopolskim (Tomczyk, 1974; Karnkowski, 1974). Rozpoznanie ruchów tektonicznych opierano na występowaniu niezgodności kątowych, luk stratygraficznych i sedymentacyjnych oraz zmianach facjalnych (fig. 4). Główne niezgodności kątowe stwierdzono: (1) między prekambrem i kambrem – faza małopolska, (2) pomiędzy środkowym a górnym kambrem – faza świętokrzyska, (3) między arenigiem i lanwirnem – faza sandomierska, (4) przed emsem – faza ardeńska oraz (5) przed permem – fazy ruchów hercyńskich (por. Karnkowski, 1974).

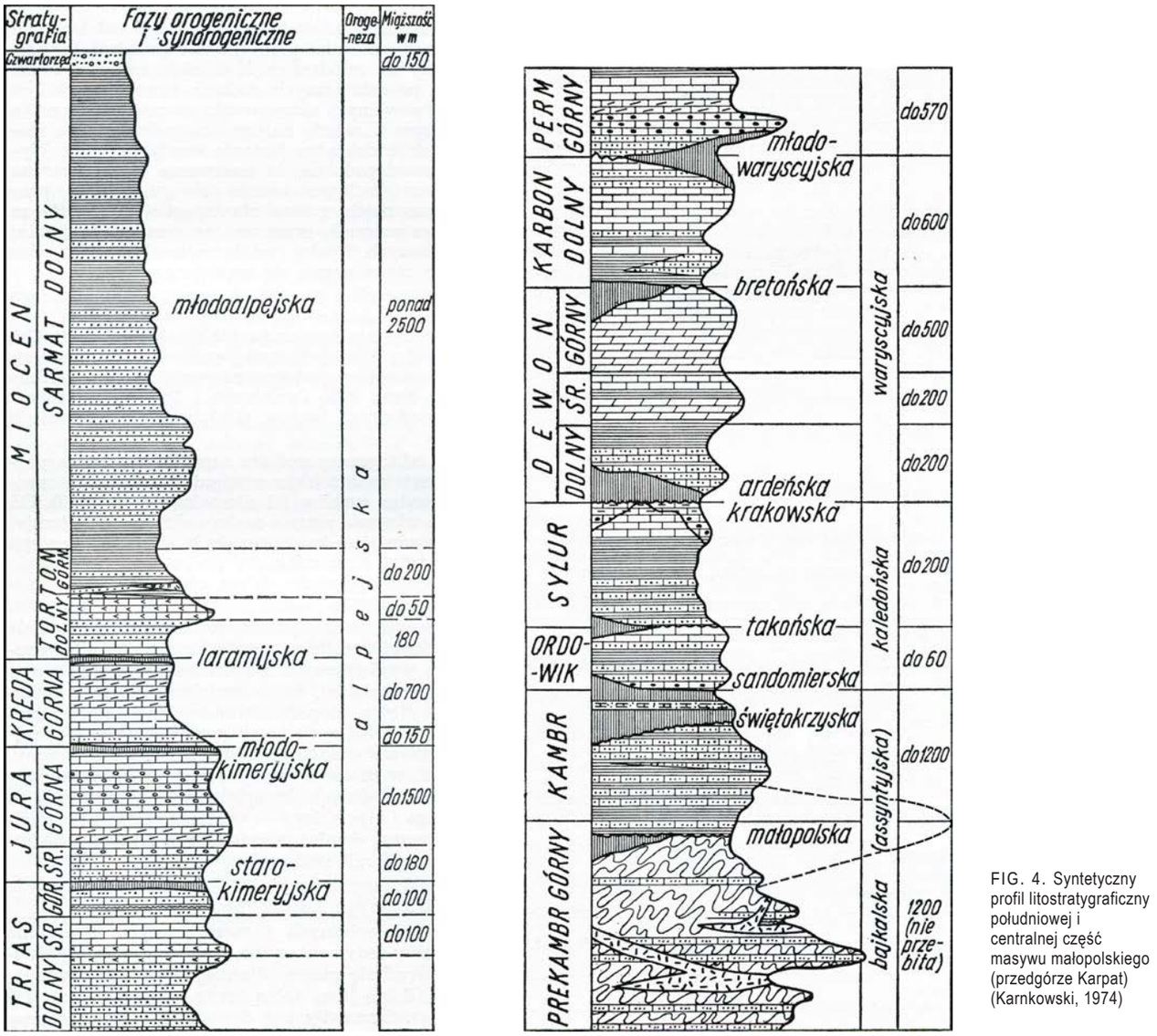


FIG. 4. Syntetyczny profil litostratygraficzny południowej i centralnej część masywu małopolskiego (przedgórze Karpat) (Karnkowski, 1974)

Liczba faz tektonicznych w Górach Świętokrzyskich w paleozoiku i ich odmienny obraz w zależności od lokalizacji (strefa kielecka, strefa łysogórska, antyklinorium dolnego Sanu, Niecka Nidziańska) wywołały kontrowersje pomiędzy zwolennikami orogenicznego fałdowania kaledońskiego (Znosko, 1974, 1984; Kowalczewski, 1981) i ruchów waryscyjskich (Mizerski, 1992, 1995; Stupnicka, 1992). W przypadku obu jednostek zaprzeczono możliwości jakichkolwiek procesów orogenicznych po kambrze (Szulczewski, 1977). Można zatem wysnuć wniosek, że nie ma przedłużenia północnogermańsko-polskich kaledonidów w rejonie jednostki łysogórskiej lub kieleckiej.

Generalnie, skały paleozoiczne Gór Świętokrzyskich są umiarkowanie sfałdowane, co pozwala uznać waryscyjskie ruchy tektoniczne za ważny epizod w historii geologicznej tego obszaru (Mizerski, 1979; Stupnicka, 1992; Stupnicka, Ziółkowski, 2001). Strefę, w której podłoże jest przesłonięte przez kadomską lub starszą konsolidację, i gdzie wyraźnie widoczny jest wpływ tektoniki waryscyjskiej, proponuje się nazwać „Peri-Variscicum" (Kotański, 1997a). Dobrze odzwierciedla ona związek między waryscydami *sensu stricto* a przyległymi obszarami, w których późnopaleozoiczne osady facji platformowej są umiarkowanie sfałdowane i zuskokowane.

Najstarsze skały w masywie małopolskim (Samsonowicz, 1955, 1965) to ciemnoszarozielone lub czerwone meta-argillity, które są silnie stektonizowane (kąty nachylenia wynoszą 60–80°). Ich wiek skorelowano z łupkami z Dobrudży (Głowacki, Karnkowski, 1963) i przyjęto jako ryfejski (ediakar). Tego typu skały były pierwotnie nawiercane w podłożu zapadliska przedkarpackiego, bezpośrednio pod utworami mioceńskimi. Obszar ten nazwano antyklinorium dolnego Sanu. Dalej ku zachodowi, w niecce miechowskiej rozpoznano bardzo podobne formacje (Jaworowski i in., 1967). Prekambr w tym rejonie został najpełniej udokumentowany przez Jurkiewicza i Kowalczewskiego (1968) oraz Jurkiewicza (1975), poprzez wydzielenie nieformalnych jednostek litostratygraficznych (warstwy z Książa Wielkiego, Potoka Małego i Brzegów). Najstarszymi z nich są warstwy z Książa Wielkiego i składają się one głównie z piaskowców i mułowców szarogłazowych o szarozielonawym zabarwieniu, z przewarstwieniami łupków i tufitów szaro-żółtych lub zielonawych, charakteryzując się nachyleniem warstw w zakresie 60–80°. Łupki, stanowiące podrzędne wkładki wśród utworów piaszczysto-mułowcowatych, składają się z masy chlorytowo-muskowitowej, zanieczyszczonej drobnym detrytusem mineralnym o składzie identycznym jak w piaskowcach. Łupki te są zazwyczaj silnie zdiagenezowane lub nieznacznie zmetamorfizowane. Utwory z Potoka Małego zostały określone jako zlepieńce występujące w otworach Potok Mały IG 1 oraz Węgleszyn IG 1. Są to zlepieńce szaro-zielonkawe i różowawe o charakterze arkozowym, zbudowane ze słabo obtoczonych fragmentów kwarcu żyłowego i skataklazowanego, dużych okruchów skaleni potasowych (do średnicy 0,7 cm), głównie pertytów, rzadziej mikroklastów, okruchów plagioklazów, zrostów różnego typu skaleni z kwarcem, fragmentów skał wulkanicznych o strukturze trachitowej, oraz licznych okruchów zdewitrykowanego szkliwa wulkanicznego, zabarwionego hematytowym pigmentem, skał głębinowych typu granitu i anortozytu, skał metamorficznych i osadowych (Jurkiewicz, 1975). Warstwy z Brzegów zostały wyróżnione w wierceniach: Węgleszyn IG 1, Jaronowice IG 1, Biała Wielka IG 1, Secemin IG 1, Potok Mały IG 1 oraz Jędrzejów IG 1. Te warstwy są reprezentowane przez szarozielonawe i brunatnoszare piaskowce i mułowce oraz brunatnowiśniowe i szarozielonawe łupki. Kąt nachylenia warstw wynosi 40–60°. Nad opisanymi piaskowcami do stropu rozpoznanego prekambru występują warstwy mułowcowo-ilaste, rzadko z wkładkami piaskowców polimiktycznych. Szczątki organiczne występują dość licznie, ale są trudne do precyzyjnego określenia wieku. L. Jagielska, która sprawowała nadzór stratygraficzno-paleontologiczny nad projektem wierceń w Niecce Nidziańskiej, wskazała, że warstwy te są starsze od kambru (por. Jurkiewicz, 1975).

Uzyskane wyniki dotyczące utworów prekambryjskich i staropaleozoicznych w podłożu Niecki Nidziańskiej (Jurkiewicz, 1975) oraz

dane z antyklinorium dolnego Sanu (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki i in., 1963), czy kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975) zachęciły innych badaczy do próby regionalnego zestawienia dotychczasowych wyników (Kowalczewski, 1979, 1981; Kowalski, 1983). Wyróżnione w niecce miechowskiej skały prekambryjskie (Jurkiewicz, 1975) kontynuują się w kierunku wschodnim (antyklinorium dolnego Sanu), budując osiową część masywu małopolskiego. Wyróżnienie tam przez Głowackiego i Karnkowskiego (1963) skał górnego prekambru (ryfeju/ediakaru) i porównanie ich do serii zielonych łupków Dobrudży doczekało się potwierdzenia znacznie później (Kräutner i in., 1988; Żelaźniewicz i in., 2009). Również przy użyciu zaawansowanych metod petrograficznych (Moryc, Łydka, 2000), paleontologicznych (Jachowicz-Zdanowska, 2011) oraz izotopowych (Compston i in., 1995), potwierdzono późnoprekambryjski (ediakarski) wiek skał sfałdowanego podłoża niecki miechowskiej.

W żadnym wierceniu w Niecce Nidziańskiej nie nawiercono utworów kambryjskich. Skały ordowiku zostały stwierdzone tylko w otworach Jaronowice IG i Książ Wielki IG 1 i są reprezentowane przez drobnoziarniste piaskowce z przewarstwieniami szarych łupków, a znaleziona fauna wskazuje na arenig (Jurkiewicz, 1975). Piaskowce te mają upad w zakresie 20–25°. Powyżej nich występują organogeniczne wapienie z przewarstwieniami dolomitu. Seria węglanowa ordowiku osiąga ok. 14,5 m miąższości, a oznaczone konodonty wskazują na karadok.

Na obszarze centralnej części niecki miechowskiej utwory syluru stwierdzono tylko w otworach Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1 i Włoszczowa IG 1. Stratygrafia syluru została oparta na oznaczeniach graptolitów (Jaworowski i in., 1967), które wskazują na utwory landoweru i wenloku wykształcone w facji łupków graptolitowych z wkładkami wapieni organogenicznych oraz lidytów. Ludlow może tu reprezentować 31-metrowa seria zawarta między wenlokiem a dewonem dolnym, złożonym z mułowców szarych i szarozielonawych (Jurkiewicz, 1975). Graptolity w profilu syluru z otworów Książ Wielki IG 1 określają wiek na dolny ludlow. Upady warstw syluru wynoszą 15–20°.

Zaprezentowany powyżej obraz wykształcenia i zasięgu utworów staropaleozoicznych w Niecce Nidziańskiej znacząco odbiega od południowej części Gór Świętokrzyskich. Pomimo kadomskiego podłoża w obu tych obszarach, ich rozwój już od kambru nie przebiegał w sposób zbliżony. Pomijając różnice facjalno-miąższościowe, warto podkreślić, że stwierdzone upady utworów ordowicko-sylurskich są niewielkie i porównywalne nawet z upadami formacji mezozoicznych. Nie tylko nie ma utworów kambru, a ordowik i sylur zachował się tylko w niewielkich płatach (rowy, półrowy) nie wykazując silnego zaangażowania tektonicznego. Na obszarze Niecki Nidziańskiej nie ma żadnych przesłanek do wnioskowania o kaledonidach.

Obszary kielecki i łysogórski są dobrze scharakteryzowane w rozdziałach bezpośrednio ich dotyczących. Jednak warto się tutaj odnieść do profilu w wierceniu Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2004). W profilu Lenarczyc, położonym 7 kilometrów na zachód od Sandomierza, stwierdzono utwory syluru, ordowiku i górnego kambru o upadach 5–40°, bez wewnętrznych zaburzeń, średnio zdiagenezowanych oraz serii prawdopodobnie środkowo/dolnokambryjskiej, którą tworzą silnie zaburzone tektonicznie osady ilasto-mułowcowe. Stwierdzone upady wykazują zmienność na niewielkich odcinkach od niemal poziomych do pionowych i odwróconych. Fakt ten wiąże się ze sfałdowaniem opisywanych osadów. Ta część profilu została zdeformowana przed zdeponowaniem nadległych osadów górnokambryjskich i ordowickich (Szczepanik i in., 2004). Profil Lenarczyc jest zlokalizowany w strefie kieleckiej, gdzie nie ma utworów górnego kambru. Gdy jednak porównać omawiany profil z opisami formacji bezpośrednio zalegających na podłożu kadomskim na północ od antyklinorium dolnego Sanu (warstwy rzeszowskie – eokambr, por. Karnkowski, 1974), to są one bardzo podobne. Zatem profil Lenarczyc to w istocie nietypowe wykształcenie i następstwo warstw w regionie kieleckim, ale profil z regionu sandomiersko-lubaczowskiego (Grelewicz i in., 2010). Jego cechą charakterystyczną jest właśnie występowanie ponad kadomskim podłożem sfałdowanych (ale nie w tym stopniu co kadomidy) utworów dolno-środkowokambryjskich (Żak, 1963, 1965, 1966; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a, b). Wyróżnione przez Samsonowicza (1934) sandomirydy (orogeneza sandomierska, niezgodność pomiędzy tremadokiem a arenigiem) nie została potwierdzona późniejszymi danymi, co spowodowało konieczność ustalenia dwóch nowych faz (małopolskiej i świętokrzyskiej) (fig. 4). Faza małopolska utożsamiana jest jeszcze z orogenezą kadomską, podobnie jak i faza świętokrzyska, która pozycjonuje się przed górnym kambrem (podobnie jak w profilu Lenarczyc). Orogenezie (fazie) sandomierskiej przypisano zatem wiek z przełomu tremadoku i arenigu, który w istocie nie manifestuje się żadną niezgodnością kątową, a jedynie przerwą w sedymentacji i kolejną transgresją. Podobieństwo do profilu Lenarczyc wykazuje sekwencja z otworu Bazów-1, korelowanego z warstwami kotuszowskimi najstarszego kambru (terenew) południowej części regionu kieleckiego (Karnkowski, 2024). Jak ostatecznie zostanie rozstrzygnięte zagadnienie ruchów tektonicznych w kambrze kieleckim pokaże czas. Sprawa nie jest prosta, na co wskazuje ukazanie się po ponad dwudziestu latach nowej publikacji o profilu Lenarczyc (Trela i in., 2025), gdzie pokreślono poprzednio postulowane znaczenie świętokrzyskiej fazy tektonicznej, a wczesnoordowickiej fazie sandomierskiej przypisano tylko rolę ruchów uskokowo-blokowych oraz podkreślono łączność sedymentacyjną obszaru kieleckiego i łysogórskiego od początku okresu kambryjskiego. Dodatkowo można wskazać badania Kowalskiej (2012), która zajęła się zagadnieniem diagenezy/anchimetamorfizmu w skałach najwyższego proterozoiku i kambru ze wschodniej części masywu małopolskiego na podstawie badań minerałów ilastych. Wyniki tych analiz pokazują wzrost anchimetamorfizmu w kierunku wschodnim i to zarówno w skałach podłoża kadomskiego, jak i utworów dolnokambryjskich. Jest to z pewnością przesłanka do rozważań o wpływie strefy akrecji terranu małopolskiego na procesy diagenetyczne kontrolowane przez zjawiska frontu geotermicznego – im dalej od strefy akrecji, tym mniejszy strumień cieplny. Nie bez znaczenia pozostaje również ediakarski epizod magmowy na Wołyniu (Paszkowski i in., 2021), który w różnoraki sposób mógł przyczyniać się do zmian strumienia cieplnego w rejonie masywu małopolskiego. Jest jeszcze inny wniosek z pracy Callegari i in. (2025), która przedstawia rekonstrukcję rozwoju geotektonicznego rejonu Gór Świętokrzyskich względem Baltiki, i który bardzo wspiera poprzednie uwagi odnośnie zdarzeń kambryjskich: „*chociaż przyczyna pozostaje niejasna, subdukcja po środkowym kambrze ustała*".

Jak przestawiono powyżej, Góry Świętokrzyskie i ich otoczenie w skonsolidowanym podłożu mają orogen kadomski, co implikuje nazwanie skał osadowych zalegających na tym podłożu, jako skały platformy epikadomskiej. Poczynając od utworów najstarszego kambru aż po osady permskie, mamy do czynienia z zestawem formacji skalnych reprezentujących dolny i górny paleozoik. Ponieważ masyw małopolski znajdował się w czasie swej historii geologicznej w bezpośrednim zapleczu basenów „kaledońskich" i „waryscyjskich", zdarzenia tektoniczne zachodzące w tych basenach powinny się zaznaczyć w sukcesjach osadowych na platformie epikadomskiej.

Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek waryscyjskich, czyli w odwzorowaniu podpermskim (fig. 5), przedstawia obraz, który prawie w całości wykonany jest na podstawie danych wgłębnych pochodzących z wierceń i analiz sejsmicznych.

Bazując tylko na obserwacjach litologicznych, stopniu tektonizacji i diagenezy oraz oznakach wstępnego metamorfizmu (Karnkowski, Rdzanek, 1982), Karnkowski (1999) potwierdził granicę zasięgu waryscydów zaznaczoną na mapie Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992) z wyjątkiem rejonu na północ od Gór Świętokrzyskich i z małymi zmianami przebiegu tej granicy w rejonie częstochowskim. Późną jesienią w tym samym roku ukazała się praca Krzemińskiego (1999), który na podstawie szczegółowych badań petrograficznych, potwierdził istnienie anorogenicznych utworów karbońskich w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (wiercenia Studzianna IG 2, Opoczno PIG 2), jednocześnie oddzielając je od orogenicznych skał waryscyjskich w wierceniach Radwanów IG 1 i Budziszewice IG 1. Omawiana praca nie tylko rozdzieliła obszary orogeniczne od anorogenicznych, ale również potwierdziła występowanie zasięgu waryscydów zgodnie z sugestiami Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992), skorygowanymi nieco później przez Karnkowskiego (1999). Od początku obecnego stulecia w wielu publikacjach cytowany jest właśnie ten większy zasięg waryscydów w Polsce, co potwierdza także praca Narkiewicza i Dadleza (2008). W związku z tym, na mapie podpermskich jednostek tektonicznych (fig. 5) przyjęto zasięg waryscydów na Niżu Polskim według Karnkowskiego (1999, 2008). Obszar waryscydów nie jest tutaj dzielony na strefę saksoturyńską i renohercyńską. O ile poglądy na ten temat są w dużej mierze udokumentowane w rejonie Sudetów, to na Niżu Polskim sprawa ta pozostaje nadal otwarta.

Mazur i in. (2015) przedstawili propozycję innego zasięgu waryscydów w Polsce, lokując go częściowo aż na platformie wschodnioeuropejskiej, na wschód od synklinorium lubelskiego. Ta koncepcja spotkała się z natychmiastową polemiką Narkiewicza i Peteckiego (2016), którzy przedstawiając szereg argumentów geologicznych i geofizycznych, wyrazili dezaprobatę dla rozwiązań swoich adwersarzy. W późniejszych pracach Mazur i in. (2020) oraz Mazur i Schulmann (2025) podtrzymują swój pogląd, dodatkowo nie odnosząc się do osiągnięć innych autorów (Karnkowski, 1999, 2008; Grad, Polkowski, 2016; Grad i in., 2016; Majorowicz i in., 2019; Majorowicz, 2021; Nawrocki i in.; 2021; Żelaźniewicz, 1998, Żelaźniewicz i in., 2009, 2020). W najbliższych latach można z pewnością spodziewać się ożywionej dyskusji na temat zasięgu waryscydów w Polsce.

Na przedpolu waryscydów usytuowana jest platforma epikaledońska (fig. 5). Północno-wschodnią granicę tej jednostki stanowi krawędź platformy wschodnioeuropejskiej. Na południowy wschód od orogenu waryscyjskiego, na masywie małopolskim, wyróżniono:

zapadlisko górnośląskie, synklinorium Słomnik i antyklinorium świętokrzyskie (fig. 5). Te dwie ostatnie jednostki różnią się przede wszystkim konstrukcją tektoniczną, wynikającą z objętości występujących (zachowanych) tam skał starszego i młodszego paleozoiku. Na obszarze południowym – w synklinorium Słomnik – przeważają skały dolnokarbońskie i dewońskie, a na obszarze północnym – antyklinorium świętokrzyskie – dominują skały dolnopaleozoiczne i prekambryjskie. Obszar Gór Świętokrzyskich leży w przybliżeniu w osiowej części antyklinorium świętokrzyskiego. Od północnego wschodu antyklinorium świętokrzyskie kontaktuje wzdłuż strefy dyslokacyjnej Teisseyre'a-Tornquista (T-T) z synklinorium lubelskim (utwory górnego karbonu na powierzchni podpermskiej) (fig. 5).

Warto już tutaj odnieść się do zagadnienia regionalizacji opisanych powyżej jednostek względem jednostek podkenozoicznych (laramijskich) (fig. 6). Północna granica antyklinorium świętokrzyskiego pokrywa się z granicą antyklinorium szydłowieckiego, a granice synklinorium Słomnik pokrywają się z granicami synklinorium miechowskiego. Ta zbieżność granic w planie podpermskim i podkenozoicznym świadczy o długotrwałym utrzymywaniu się głównych trendów strukturalnych w masywie małopolskim (por. fig. 5, 6).

Dzięki licznym otworom wiertniczym z projektów Jurkiewicza (1974, 1975) w Niecce Nidziańskiej oraz na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, aż po strefę fałdowań waryscyjskich, udało się zgromadzić bardzo bogaty materiał faktograficzny, który ciągle podlega kolejnym opracowaniom i syntezom, w konfrontacji z wcześniej uzyskanymi wynikami. Wyniki niektórych z tych opracowań i publikacji (Czarnocki, 1938; Karnkowski, Głowacki, 1961; Moryc, 1961; Karnkowski, 1965; Głowacki i in., 1966; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Jurkiewicz, 1974, 1975; Pożaryski, Dembowski, 1983; Kotański, 1997b; Karnkowski, 1999, 2008; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Kowalczewski i in., 2006; Buła, Habryn, 2008, 2011; Kowalska, 2012) umożliwiły Karnkowskiemu (2024) wykonanie mapy podpermskiej Gór Świętokrzyskich oraz obszarów sąsiednich. Mapa ta dobrze ilustruje stosunki pomiędzy różnymi elementami strukturalnymi, jak np. wyniesienie Włoszczowy względem frontu nasunięć waryscyjskich, relację rejonu Gór Świętokrzyskich do ich zachodniego przedpola na skłonie masywu małopolskiego, stosunek Gór Świętokrzyskich do antyklinorium dolnego Sanu oraz obraz wychodni skał prekambryjskich na tle innych wydzieleń stratygraficznych (fig. 7).

Pozycja Gór Świętokrzyskich przedstawiona na mapie jednostek laramijskich (fig. 6) uwzględnia również jednostki młodoalpejskie (zapadlisko przedkarpackie, Karpaty), co zapewnia jakościowe i ilościowe minimum w zakresie niniejszych rozważań.

Z podłożem o konsolidacji waryscyjskiej i kaledońskiej związane są takie jednostki laramijskie, jak: antyklinorium pomorskie, antyklinorium kujawskie, synklinorium szczecińsko-gorzowskie, synklinorium mogileńskie, synklinorium łódzkie i monoklina przedsudecka. Z waryscydami związane są ściśle Sudety. Z prowincją o podłożu kadomskim (masyw małopolski) można powiązać laramijskie: antyklinorium szydłowieckie, elewację radomszczańską, synklinorium miechowskie, monoklinę śląsko-krakowską, z małopolskim masywem kadomskim – zapadlisko górnośląskie, synklinorium Słomnik i antyklinorium świętokrzykrzyskie. Natomiast na podłożu prekambryjskim (platforma wschodnioeuropejska) wyróżnia się: syneklizę perybałtycką, anteklizę mazurską, syneklizę podlaską i synklinorium lubelskie.

5.1.2.2. Masyw małopolski w strukturze przedpermskich basenów sedymentacyjnych Polski

Historia przedpermskich basenów sedymentacyjnych na obszarze Polski sięga okresu kambryjskiego. Skały kambryjskie w Polsce spoczywają na podłożu proterozoicznym o zróżnicowanym wieku, a miejscami na skałach archaicznych. Jedynie w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej oraz na stoku lubelskim platformy wschodnioeuropejskiej zachowana jest ciągłość sedymentacji od wendu po kambr (Lendzion, 1983). W pozostałych rejonach polskiej części platformy skały kambryjskie leżą bezpośrednio na krystalicznym podłożu (Lendzion, 1970).

Rekonstrukcje paleogeograficzne (por. Karnkowski, 1999), obecnie skupiają się na analizie masywu małopolskiego i jego znaczeniu w kształtowaniu przedpermskich basenów sedymentacyjnych. Wszystkie te badania prowadzone są we współczesnym układzie geograficznym, który znacznie różni się od konfiguracji kontynentu Baltiki oraz otaczających ją mórz i oceanów w przeszłości geologicznej. Celem rekonstrukcji jest przedstawienie relacji środowisk paleogeograficznych z uwzględnieniem roli masywu małopolskiego oraz określenie jego pozycji względem innych basenów sedymentacyjnych.

Kambr

Na początku kambru globalny wzrost objętości grzbietów śródoceanicznych spowodował transgresję morską (Glennie, 1984), obserwowaną również na obszarze Polski. Zachodnia Polska była wówczas częścią Oceanu Iapetus, ograniczonego od wschodu przez platformę wschodnioeuropejską, a od południowego wschodu przez ląd pra-karpacki (fig. 8). Morze pokrywające zachodnią część kratonu wschodnioeuropejskiego oraz masyw kadomski charakteryzowało się głębokościami sedymentacji typowymi dla strefy szelfowej, podczas gdy zachodnia Polska była częścią głębokiego basenu morskiego. Morze Tornquista, rozciągające się na północ, oddzielało Skandynawię od Anglii. Współczesnym odpowiednikiem tej struktury jest szew północnoniemiecko-polski, związany ze strefą kaledonidów w rejonie koszalińsko-chojnickim (Ziegler,

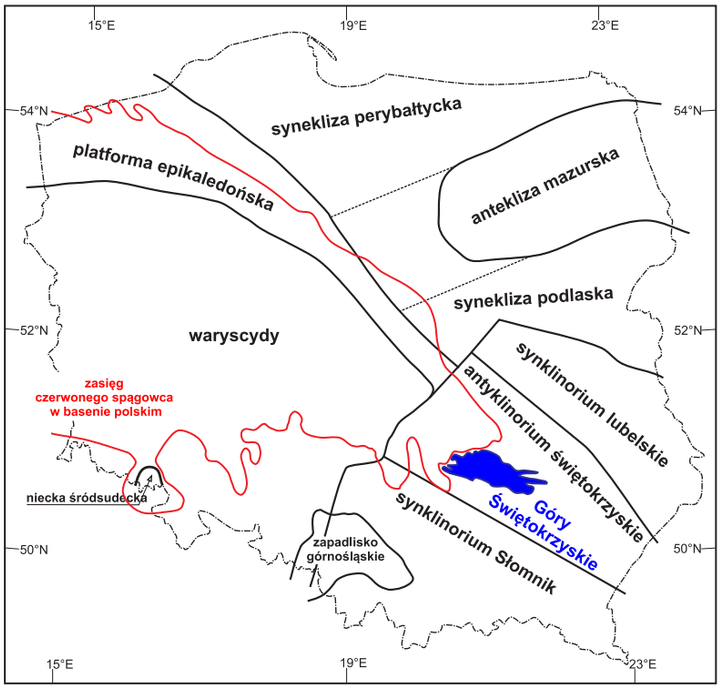


FIG. 5. Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek waryscyjskich oraz zasięg basenu czerwonego spągowca (dolny perm) w basenie polskim (Karnkowski, 1999, 2008, zmieniono)

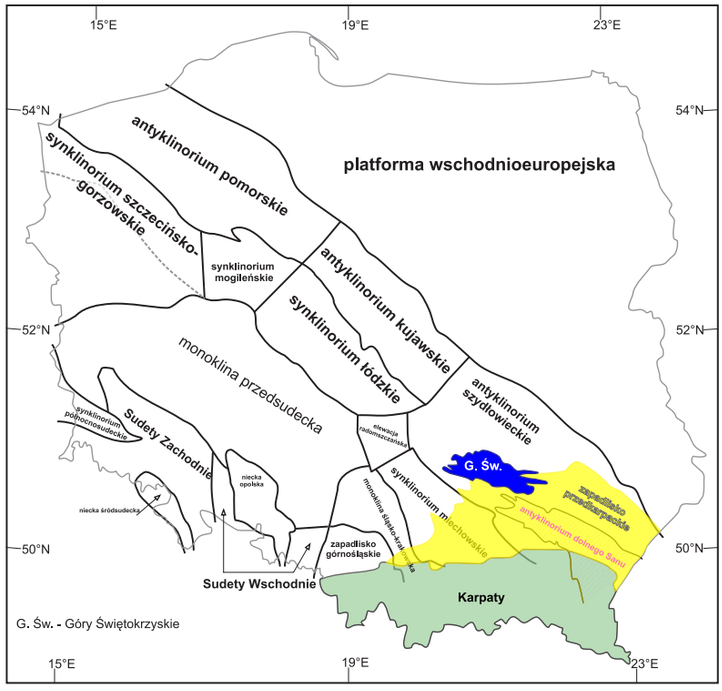


FIG. 6. Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek laramijskich (Karnkowski, 1999, 2008) oraz zasięg zapadliska przedkarpackiego z zaznaczonym antyklinorium dolnego Sanu w jego podłożu

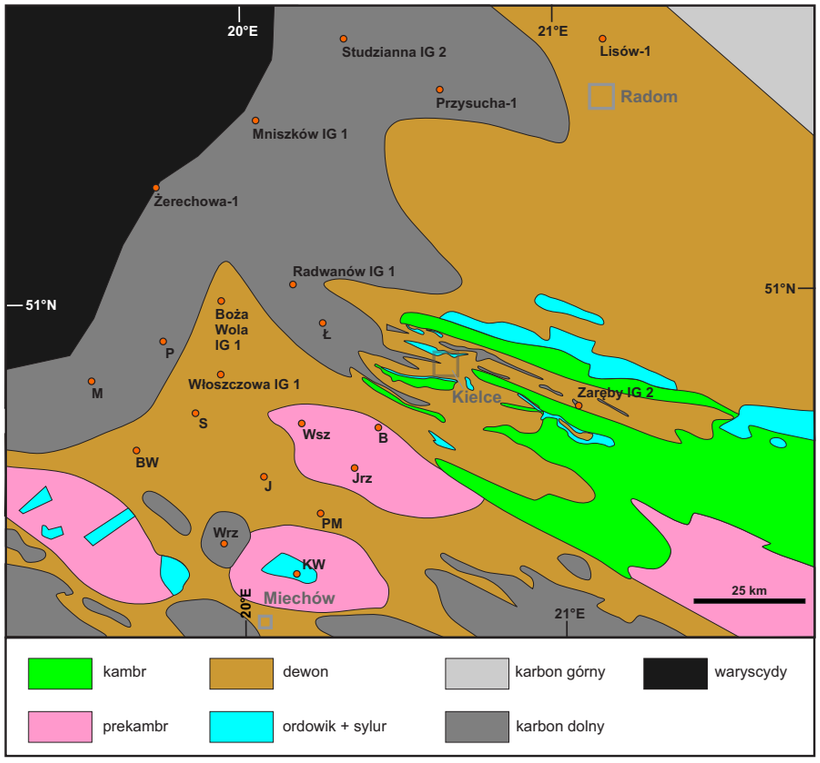


FIG. 7. Mapa podpermska Gór Świętokrzyskich oraz obszarów sąsiednich (Karnkowski, 2024), P – Pągów IG 1; M – Milanów IG 1; BW – Biała Wielka IG 1; S – Secemin IG 1; Wrz – Węgrzynów IG 1; J – Jaronowice IG 1; Wsz – Węgleszyn IG 1; Ł – Łopuszno IG 1; B – Brzegi IG 1; Jrz – Jędrzejów IG 1; PM – Potok Mały IG 1; KW – Książ Wielki IG 1

1978, 1982, 1984, 1986, 1990; Jaworowski, 1982). W tym regionie w dotychczasowych wierceniach nie stwierdzono skał starszych niż ordowik.

Od środkowego kambru obszar basenu zaczął się zmniejszać w wyniku wypiętrzania platformy wschodnioeuropejskiej. Proces ten spowodował stopniową regresję morza w kierunku zachodnim, a kolejna transgresja nastąpiła dopiero w arenigu (wczesny ordowik). Maksymalny zasięg basenu kambryjskiego przypadał na wczesny kambr. Zmniejszenie się jego obszaru w środkowym i późnym kambrze oraz wzrost powierzchni lądów otaczających basen doprowadziły do intensywnej erozji, a transportowany materiał klastyczny pochodził głównie ze starszych skał osadowych. W osadach dolnego kambru dominują klasty pochodzenia magmowego i metamorficznego, co zmienia się w osadach środkowego i górnego kambru (Lendzion, 1970).

W północno-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego sedymentacja wczesnokambryjska miała charakter lądowy (Jaworowski, 1982). Natomiast w południowo-wschodniej Polsce dominowały środowiska morskie, które istniały od wczesnego wendu i osiągnęły maksymalny zasięg we wczesnym kambrze. Obszary źródłowe dla osadów dolnego kambru znajdowały się w południowej Polsce (ląd pra-Karpacki) oraz na obszarze dzisiejszej Białorusi (Jaworowski, Sikorska, 2006) (fig. 8).

W Górach Świętokrzyskich skały kambryjskie występują w dwóch rejonach (fig. 9): osady dolnego i środkowego kambru są obecne na Kielecczyźnie, natomiast osady górnego kambru – w rejonie Łysogór (Kowalczewski, 1979, 1981, 2000, 2002; Orłowski, 1988, 1992; Kowalczewski i in., 2006). Są to głównie łupki ilaste i mułowcowe oraz piaskowce. Skały górnego kambru w Łysogórach przechodzą płynnie w dolny tremadok. Analizy wieku K/Ar detrytycznych muskowitów wskazują, że źródłem materiału klastycznego były obszary kadomskie oraz skorupa swekofeńska (Bełka i in., 2000).

Na wschód od regionu łysogórskiego, między Sandomierzem a Lubaczowem, w otworze Tarnogród 17 stwierdzono utwory górnego kambru w postaci szarooliwkowych łupków, które spoczywają na silnie sfałdowanych warstwach rzeszowskich (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Dziadzio, Jachowicz, 1996). Najpełniejszy profil górnego kambru, zidentyfikowany w otworze Uszkowce 1, wskazuje ciągłość osadów z dolnym tremadokiem (Tomczyk, 1962). Są to głównie łupki i mułowce szarogłazowe, ciemnoszare, z podrzędnymi wkładkami kwarcytowych piaskowców, o upadach wyraźnie jednolitych (18–22°) i analogicznych jak w tremadoku, wyższym ordowiku, a nawet w sylurze. Fakty te świadczą, że kambr górny strukturalnie tutaj przynależy do profilu ordowicko-sylurskiego stwierdzonego w profilu Lenarczyc (Szczepanik i in., 2004).

Wszystkie powyższe ustalenia wskazują na dominującą rolę kadomskich obszarów źródłowych dla klastycznych skał kambryjskich w południowej Polsce. Granica kambru i ordowiku na większości obszaru platformy wschodnioeuropejskiej ma charakter erozyjny. Wyjątek stanowi północno-zachodnia część syneklizy perybałtyckiej, gdzie istnieje ciągłość sedymentacyjna od kambru do ordowiku (Modliński, 1982).

Ordowik

Cykl sedymentacyjny ordowiku rozpoczął się we wczesnym arenigu i trwał do aszgilu. Transgresja morska objęła niemal cały obszar wschodniej i południowo-wschodniej Polski (fig. 10), gdzie miąższość osadów platformowych wynosiła od 25 m do ok. 100 m (Tomczyk, 1963). Osady te obejmują głównie litofacje ilaste i węglanowe, z towarzyszącymi marglami, mułowcami, bentonitami, glaukonitytami oraz zlepieńcami (Modliński, 1982, 2010; Modliński, Szymański, 2001).

Platformowy obszar między zachodnią Białorusią a głębokomorską strefą zachodniej i centralnej Polski charakteryzował się zróżnicowaniem facjalnym: (1) szare węglany – osadzane w płytkich wodach morza epikontynentalnego; (2) czerwone i szare węglany oraz czarne iły – tworzone w głębszych częściach morza epikontynentalnego; (3) osady terygeniczne i węglanowe z glaukonitem – powstające na labilnych szelfach masywów kadomskich południowej Polski; (4) czarne iły bitumiczne – osadzane na stokach kontynentalnych, w środowisku głębokonerytycznym; (5) łupki i szarogłazy – formowane w głębokowodnym środowisku hemipelagicznym (łupki graptolitowe). Paleotektoniczny rozwój od arenigu do aszgilu był ograniczony przez dwie fazy ruchów tektonicznych: sandomierską i takońską, które powodowały przerwy sedymentacyjne oraz erozję (Tomczyk, 1963). W głębokowodnym Morzu Tornquista sedymentacja drobnoklastycznych osadów trwała nieprzerwanie przez cały ordowik.

Na obszarze Gór Świętokrzyskich procesy tektoniczne wpłynęły na sedymentację utworów ordowiku, które w żadnym z rejonów nie tworzą ciągłego profilu, choć zbiorczy profil systemu jest kompletny (fig. 10). Aż do późnego lanwirnu obecność licznych luk stratygraficznych jest znacząca, a dopiero od najwyższych partii lanwirnu profil ordowiku staje się pełny (Trela, 2005, 2006, 2009). Sukcesja ordowicka jest zróżnicowana litologicznie i obejmuje łupki ilaste, radiolaryty, piaskowce, margle oraz wapienie, co świadczy o dynamicznych procesach depozycyjnych i ruchliwości dna zbiornika. Charakterystyczną cechą sukcesji górnoordowickiej jest obecność horyzontów bentonitowych, które wskazują na aktywność wulkaniczną w sąsiedztwie regionu świętokrzyskiego (Chlebowski, 1971; Trela, 2005).

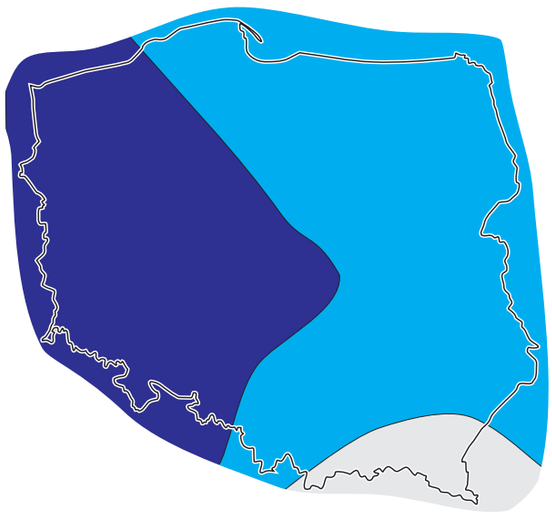
Sylur

Układ basenowy w sylurze na obszarze Polski był zbliżony do tego z ordowiku (fig. 8), szczególnie w okresie przełomu wczesnego i późnego ludlowu, kiedy ruchy tektoniczne fazy krakowskiej (Łydka i in., 1963) znacząco zmieniły rozkład facji w południowej Polsce. W wyniku tych procesów łupki graptolitowe zostały zastąpione osadami szarogłazowymi i zlepieńcowymi. Obszar lądu, zlokalizowany wcześniej na południowym wschodzie, uległ poszerzeniu w kierunku północnym (fig. 8).

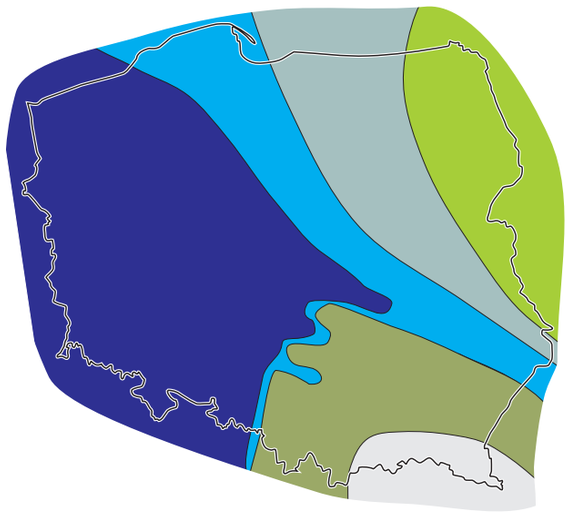
Centralną i zachodnią Polskę w dalszym ciągu zajmowało głębokie Morze Tornquista. Skały syluru w tym regionie, podobne do ordowickich, składały się głównie z iłów i mułowców o znacznej, dotychczas nieoszacowanej miąższości. W regionie pomorskim skały ordowiku (karadok i aszgil) oraz dolnego syluru (landower i wenlok) są intensywnie pofałdowane. Potwierdzają to dane z blisko trzydziestu odwiertów. Te fałdowania, uznawane za kaledońskie, datuje się na późny sylur (Znosko, 1962; Dadlez, 1982).

W strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej zaznaczała się mniejsza subsydencja. Basen postludlowy, zdominowany przez fację łupków graptolitowych utrzymywał się na obszarze centralnej i zachodniej Polski oraz w północnych Górach Świętokrzyskich i na Lubelszczyźnie. W regionie Łysogór udokumentowano ciągłość osadów między sylurem a dewonem (Tomczyk, 1962, 1963, 1974; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Tomczyk i in., 1977; Kozłowski, 2008) (fig. 11).

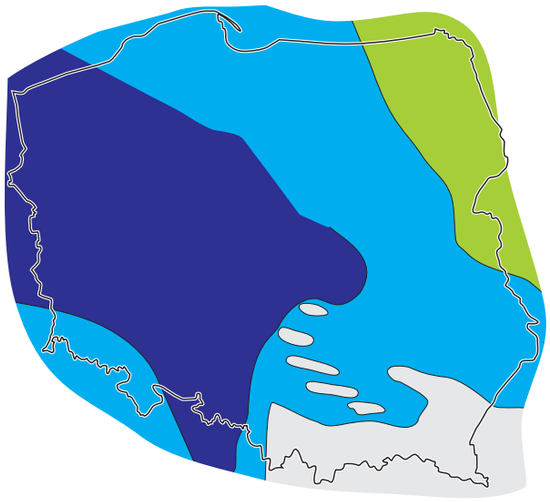
Badania osadów górnosylursko-dolnodewońskich w rejonie Kielc (Malec, 1991, 1993) wskazują na nieprzerwaną depozycję szarogłazów górnosylurskich w południowej części Gór Świętokrzyskich (i prawdopodobnie w całej Małopolsce) aż do granicy syluru i dewonu (fig. 11). Odsłaniające się w północno-zachodniej części Kielc zlepieńce miedzianogórskie, zalegające nad szarogłazami,



KAMBR



ORDOWIK



SYLUR



FIG. 8. Mapy paleogeograficzne kambru, ordowiku i syluru Polski (Karnkowski, 1999, zmodyfikowano) (objaśnienia dotyczą też fig. 12, 14)

najprawdopodobniej powstały jako stożki podmorskie w zanikającym basenie sylurskim, wypełnionym osadami ilasto-mułowcowymi (Malec, 1990). Obszary źródłowe dla materiału klastycznego tych zlepieńców obejmowały piaskowce kwarcowe kambru środkowego i górnego, które tworzyły aktywne paleowzniesienia położone blisko miejsc depozycji (Czarnocki, 1936; Kowalczewski i in., 2006). Brak najwyższych osadów szarogłazowych syluru, odpowiadających iłowcom i szarogłazom warstw kieleckich oraz osadom rejonu miechowsko-jędrzejowskiego, wskazuje na intensywne wypiętrzanie i fałdowanie w przełomie syluru i dewonu. Procesy te spowodowały głęboką erozję przed osadzeniem utworów emskich (Malec, 1990, 2006).

W regionie kieleckim osady terygeniczne dolnego dewonu (ems) spoczywają na słabo zdeformowanym podłożu złożonym ze skał o różnym wieku, co wskazuje na istnienie wyraźnej luki stratygraficznej pomiędzy sylurem a dewonem (fig. 11).

Relacje między masywem małopolskim a wczesnopaleozoicznymi basenami Polski są wciąż przedmiotem dyskusji. W kontekście tektoniki płyt, wczesnopaleozoiczny Ocean Iapetus oddzielał Gondwanę od Laurencji–Grenlandii i Fennoskandii–Baltiki. Fragmenty kontynentalne Gondwany dryfowały na północ, przylegając do południowej krawędzi tworzącego się megakontynentu Laurazji

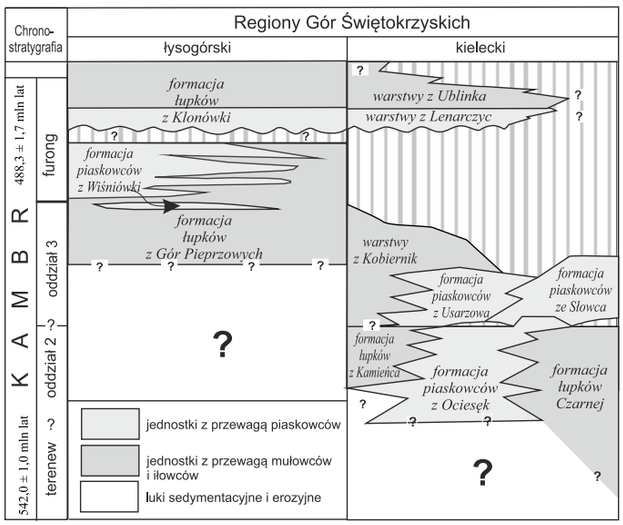


FIG. 9. Schemat litostratygraficzny kambru Gór Świętokrzyskich (wg Orłowskiego, 1975; Kowalczewskiego i in., 2006, zmodyfikowano)

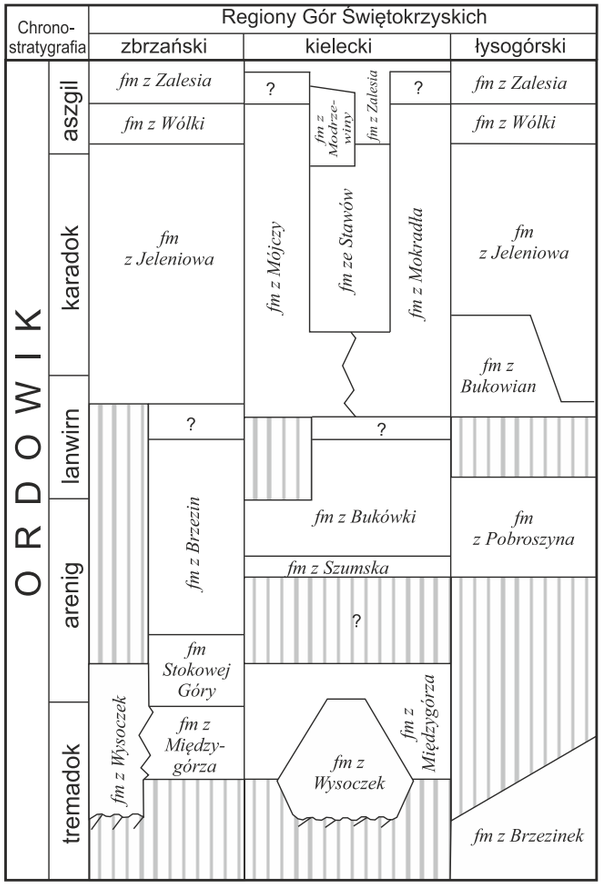


FIG. 10. Uproszczony schemat litostratygraficzny ordowiku Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008; Trela, 2006)

(Ziegler, 1982, 1986). Koncepcja Pożaryskiego i in. (1992) identyfikuje cztery terrany poza platformą wschodnioeuropejską, w tym Pomorze i Łysogóry. Jednak Dadlez i in. (1994) interpretują te obszary jako pasywny skłon platformy, zdeformowany w późnym etapie ruchów kaledońskich. Obecność kaledonidów na Pomorzu jest dobrze udokumentowana, m.in. przez analizy anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (Znosko, 1962; Pożaryski, 1964). Na podstawie przekrojów sejsmicznych i danych z otworów wiertniczych zostały tam po raz pierwszy zidentyfikowane przez Pożaryskiego (1964, 1991). Interpretacje te zostały rozwinięte w licznych pracach (Dadlez, 1974; Pożaryski, Kotański, 1978; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982).

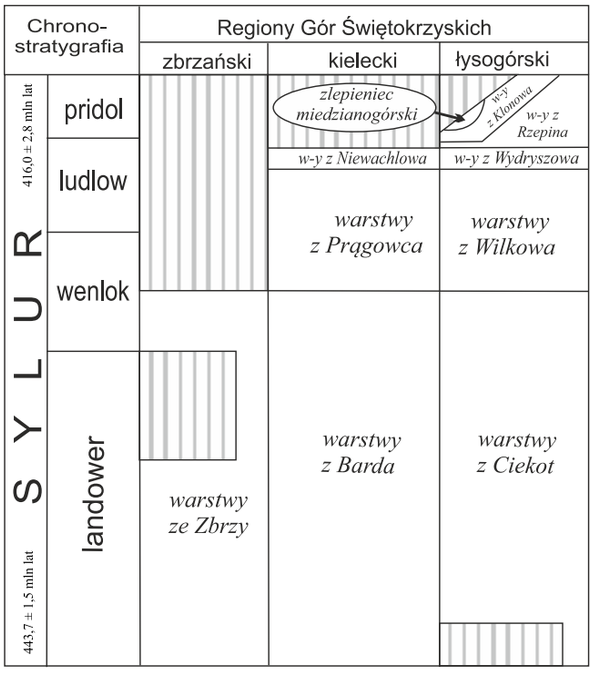


FIG. 11. Uproszczony schemat litostratygraficzny syluru Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008

W południowej Polsce istnienie kaledonidów postulował Znosko (1962, 1986). W opozycji do tego stanowiska Mizerski (1979, 1995) oraz Stupnicka (1986, 1988, 1989, 1992, 1995, 1996) przypisali deformacje w Górach Świętokrzyskich głównie fałdowaniu waryscyjskiemu. Mizerski (1998) rozróżnia jednak jednostkę łysogórską, gdzie występowały jedynie ruchy pionowe, oraz jednostkę kielecką, poddaną wczesno- i późnokaledońskim procesom tektonicznym. Od dewonu deformacje obszaru Gór Świętokrzyskich były związane z naprężeniami orogenu waryscyjskiego tworzącego się w zachodniej Polsce (Żaba, 1999). Głazek (1995) uznaje, że region świętokrzyski podlegał wyłącznie ruchom kaledońskim i waryscyjskim, co pozwala traktować go nie jako typowy orogen, a jako mobilny region blokowy. Brak kaledonidów w południowej Polsce sugerowali również Tomczykowa i Tomczyk (1994). Wnioski te znalazły odzwierciedlenie w „Atlasie geologicznym Polski" (Kotański, 1997b).

Różnorodne wyniki badań obejmujące masyw małopolski są obecne również w publikacjach z końca XX i początku XXI wieku (Żelaźniewicz, 1998; Nawrocki, 2000; Narkiewicz, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006; Nawrocki i in., 2007, 2021; Oczlon i in., 2007; Żelaźniewicz i in., 2009, 2020; Narkiewicz i in., 2011; Kozłowski i in., 2014; Callegarii i in., 2025). Szczególnie interesujące wnioski, w kontekście genezy masywu małopolskiego, pochodzą z prac Żelaźniewicza i in. (2020), które mocno wspierają pogląd Karnkowskiego (1999). Żelaźniewicz i in. (2020) stwierdzają, że „*wszystkie spektra z masywu małopolskiego świadczą o fragmencie orogenu kadomskiego przy Baltice. Część kadomskiego orogenu została przyłączona do Baltiki w późnym ediakarze – wczesnym kambrze*". Natomiast Nawrocki i in. (2021), którzy prowadzili badania w bloku górnośląskim masywu małopolskiego (Brunowistulikum), doszli do wniosku, że „*masyw zawierający Brunowistulikum był włączony do perybałtyckiej części orogenu kadomskiego i przynajmniej od środkowego ediakaru miał wspólną historię dryftu z Baltiką*".

Dewon

Pod koniec syluru i na początku dewonu nastąpiło zamknięcie Oceanu Iapetus, co doprowadziło do złączenia płyt kontynentalnych. Proces ten spowodował fałdowanie i wyniesienie kaledońskiego pasa orogenicznego wzdłuż strefy szwu (Ziegler, 1984). W rezultacie powstała „Europa kaledońska", tworząc tzw. „kontynent Oldredu" oraz nowy układ paleogeograficzny. Kontynent ten graniczył od południa z licznymi basenami perykratonicznymi, w tym z polskim basenem epikontynentalnym (fig. 12). Jeszcze dalej na południe, w dewonie i wczesnym karbonie, rozciągał się Ocean Rea. Na obszarze dzisiejszej południowo-zachodniej Polski znajdowały się wówczas głębokie baseny oceaniczne: renohercyński, saksoturyński oraz morawsko-śląski.

Rekonstrukcje facjalne z okresu dewonu (fig. 12) sugerują, że polski basen epikontynentalny był ograniczony od wschodu przez wyniesienie mazurskie, od południa przez wyniesienie pra-karpackie, a od północy przez kontynent Oldredu. Dane paleoklimatyczne (Witzke, Heckel, 1988) wskazują, że północna Europa w dewonie znajdowała się w strefie tropikalnej, między 10° a 30° szerokości geograficznej południowej. Dowodem na to są obserwacje z obszaru Polski, gdzie obecność ewaporatów, głównie siarczanów, w połączeniu z czerwonymi osadami klastycznymi, wskazuje na występowanie suchego i gorącego klimatu w tym okresie (fig. 12).

Sedymentacja morska na przełomie syluru i dewonu była kontynuowana w rejonach, które nie zostały dotknięte późnokaledońskimi ruchami tektonicznymi (fig. 12). Dotyczyło to głównie zachodniej Polski, Lubelszczyzny oraz północnych rejonów Gór Świętokrzyskich (Romanek, Rup, 1990).

W regionie łysogórskim utwory morskie osadzały się od syluru do najwcześniejszego dewonu, a dolna granica kompleksu terygenicznego jest diachroniczna, przypadająca na późny lochkow (Szulczewski, 1995). We wczesnym dewonie obrzeża polskiego basenu epikontynentalnego były zajmowane przez kompleksy deltowe związane z aktywnością rzeczną. Na płytkich obszarach szelfowych wzdłuż krawędzi basenu dominowała akumulacja osadów w środowiskach morskich i deltowych (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Największe obszary regresji we wczesnym dewonie są reprezentowane przez osady emskie (fig. 12).

W południowej Polsce wczesny dewon (fig. 12) występuje głównie jako odrębna sekwencja terygeniczna, złożona z drobnoziarnistych klastyków powstałych w środowiskach aluwialnych i przybrzeżnych. Datowania K/Ar przeprowadzone na detrytycznych muskowitach z formacji klastycznych dolnego dewonu Gór Świętokrzyskich wskazują na wiek chłodzenia wynoszący 423–436 ±10 mln lat (Bełka i in., 2000). Brak odpowiednich datowań tego wieku w skałach krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej sugeruje, że materiał klastyczny osadów emskich pochodził z obszarów postkaledońskich zlokalizowanych na północnym zachodzie. Na Górnym Śląsku detrytyczne muskowity z serii dolnodewońskiej

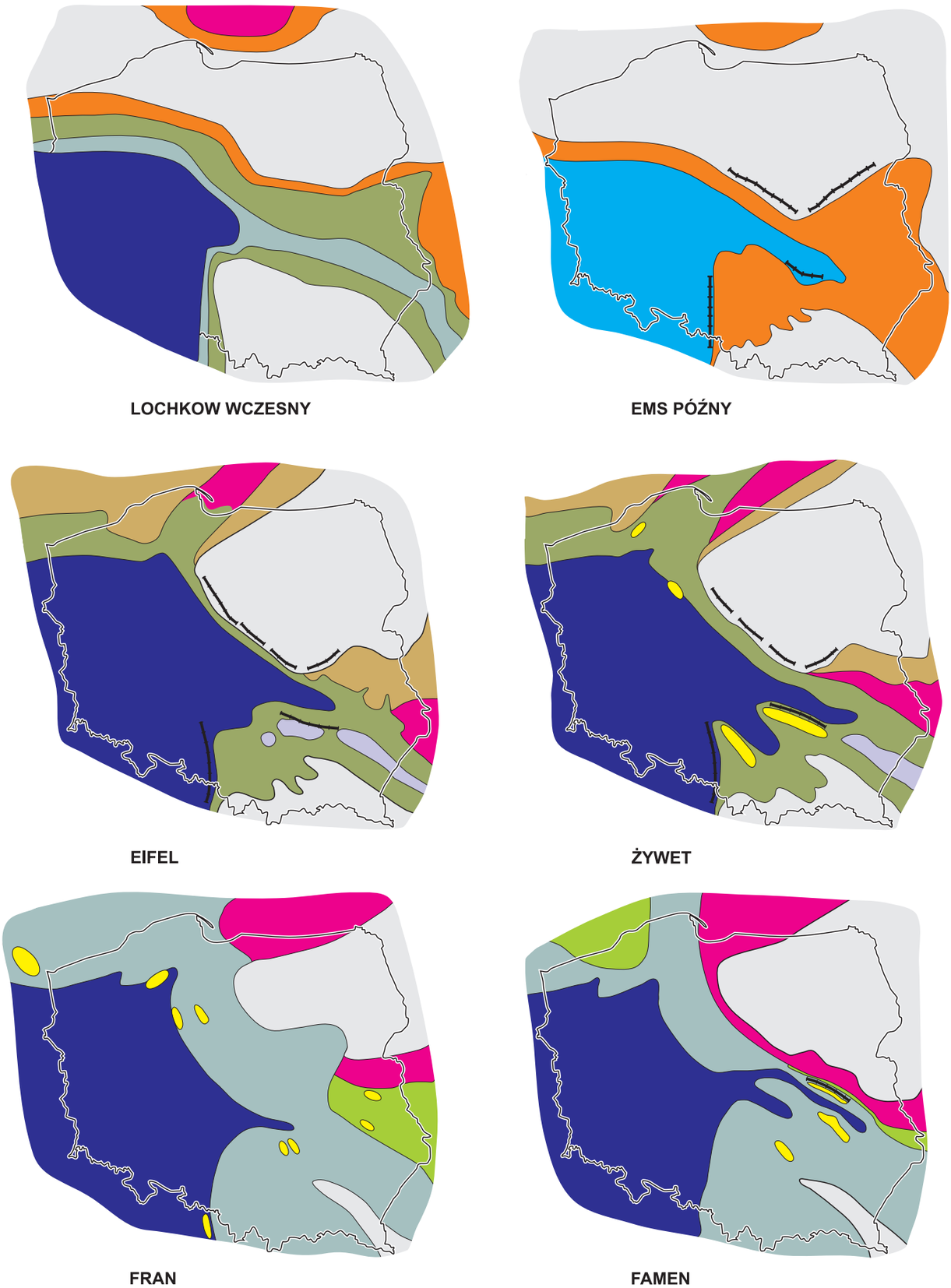


FIG. 12. Mapy paleogeograficzne dewonu w Polsce (Karnkowski, 1999, zmodyfikowano) (objaśnienia na fig. 8)

wykazują wiek proweniencji kadomskiej, co może wskazywać na batolit brneński jako potencjalne ich źródło (Bełka i in., 2000).

Wczesny eifel wiązał się z regionalną transgresją na obszarze współczesnej Lubelszczyzny i w południowo-wschodniej Polsce (fig. 12). Akumulacja węglanów szelfowych oraz ewaporatów rozpoczęła się w środkowym eiflu, a platforma węglanowa z nawarstwieniami rafowymi rozciągała się na zachód przez wypiętrzenie małopolskie, docierając do obszaru Górnego Śląska (Miłaczewski, 1981; Wójcik, 2015).

W żywecie środkowodewońskie osady wskazują na globalny wzrost poziomu morza, co znajduje odzwierciedlenie w basenie renohercyńskim, Górach Świętokrzyskich oraz na Lubelszczyźnie (Skompski, Szulczewski, 1994). Proces ten skutkował stopniowym wypełnianiem wczesnodewońskich basenów (fig. 12). Na rozległym szelfie fennosarmackim, obejmującym, m.in. obszar Gór Świętokrzyskich, rozwijała się platforma węglanowa (Bełka i in., 1996), której osady do franu osiągnęły miąższość ok. 1400 m (Racki, 1993, 1997).

W środkowym franie zewnętrzne części platformy były pokryte osadami detrytycznymi złożonymi z węglanów, zawierających

5
Platforma paleozoiczna

szczątki szkieletowe i ooidy (Szulczewski, 1971). Te osady miały charakter regresywny względem podłoża, co szczególnie uwidacznia się w przypadku ich nakładania na dolnofrańskie wzniesienia rafowe wapienia kadzielniańskiego, charakteryzującego się spokojnym środowiskiem sedymentacyjnym (Szulczewski, 1981; Szulczewski, Racki, 1981). Rafa dewońska na obszarze świętokrzyskim (warstwy sitkówczańskie; fig. 13) przetrwała do dolnego famenu (Szulczewski, 1971).

Paleogeografia środkowego i późnego dewonu w rejonie przejściowym między obszarami Lubelszczyzny i Gór Świętokrzyskich a Wyżyną Górnośląską odzwierciedla historię basenów wewnątrzszelfowych oddzielających platformy węglanowe (fig. 12). Głębokość tych basenów nie przekraczała kilkuset metrów, zwykle pozostając płytsza (Kin, Błażejowski, 2013). Litologię osadów wypełniających baseny zdominowały skały ilaste i węglanowe, podczas gdy utwory klastyczne występowały rzadziej (Matyja, Narkiewicz, 1992; Racki, 1993; Bełka i in., 1996).

W rejonie Gór Świętokrzyskich płytkowodna platforma węglanowa uległa niemal całkowitemu zatopieniu w późnym franie (Szulczewski i in., 1996). Osady pelagiczne zaczęły przekraczająco nakładać się na płytkowodne węglany morskie, a proces ten zakończył się pod koniec famenu (Szulczewski, 1978, 1981, 1989, 1995, 2006; Narkiewicz, 1988, 2006, 2007; Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Narkiewicz i in., 2011). Podobny przebieg wydarzeń można założyć dla obszaru południowo-wschodniej Polski (fig. 12).

Cechą charakterystyczną dewonu świętokrzyskiego jest ciągłe przejście dewonu w karbon w obrębie obszaru kieleckiego. Natomiast w obszarze łysogórskim profil kończy się na famenie, w którym nie widać oznak spłycającego się zbiornika. Można z tego wyciągnąć wniosek, że brak skał karbońskich w obrębie bloku łysogórskiego jest wtórny i wynika z późniejszej, powaryscyjskiej erozji.

W dewonie masyw małopolski, w tym rejon Gór Świętokrzyskich, stanowił wyraźnie wyodrębniony obszar sedymentacji w porównaniu z regionami sąsiednimi. Tę odmienność przypisuje się jego jednolicie skonsolidowanemu podłożu o proweniencji kadomskiej. Formowanie sukcesji osadowych w tym rejonie było ściśle związane z aktywnością wielokrotnie reaktywowanych elementów strukturalnych, które odgrywały kluczową rolę w sterowaniu procesami sedymentacyjnymi.

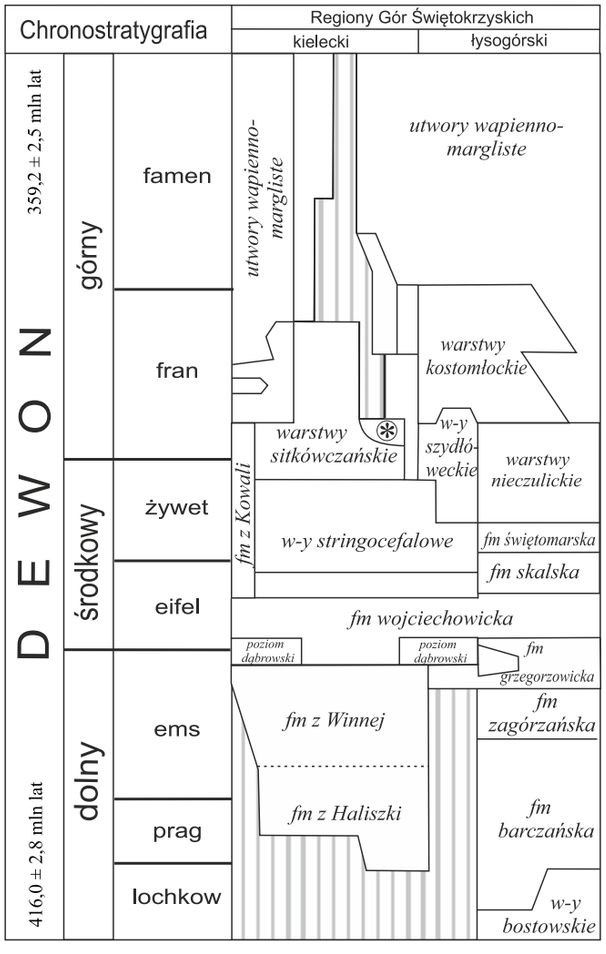


FIG. 13. Uproszczony schemat litostratygraficzny dewonu Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011)
*ogniwo wapienia kadzielniańskiego

Karbon

Układ basenów wczesnokarbońskich (aż po namur A) (fig. 14) w Polsce wykazuje znaczną zgodność z planem basenów dewońskich. Dolnokarbońska sedymentacja o różnym natężeniu trwała do późnego wizenu, kiedy to zakończyła się w wyniku ruchów tektonicznych fazy sudeckiej, a w obszarze świętokrzyskim doprowadziła do jego wyniesienia. W efekcie skały paleozoiczne masywu małopolskiego zostały poddane erozji trwającej do wczesnego triasu. Skały karbońskie przetrwały jedynie w lokalnych zagłębieniach lub rowach tektonicznych (Paszkowski, 1988; Paszkowski, Szulczewski, 1995).

We wczesnym karbonie litofacje w Górach Świętokrzyskich tworzyły stosunkowo prosty schemat (fig. 14, 15). Sukcesja famenu i dolnego karbonu wskazuje na stopniowe zatapianie platformy węglanowej. Poszczególne litosomy odzwierciedlają postępujące pogłębianie, zmniejszanie natlenienia oraz wzrost tempa akumulacji. Utwory dolnego karbonu (fig. 15) rozpoczynają się krzemionkowo-łupkową formacją zarębiańską, uważaną za osady głębokomorskie (Żakowa, Migaszewski, 1995; Malec, 2014, 2015). Dolny i środkowy wizen były okresem największego ujednolicenia i największej głębokości środowisk depozycyjnych w późnopaleozoicznej historii Gór Świętokrzyskich (fig. 15), w których osadzały się hemipelagiczne iły niewęglanowe (Szulczewski, 1995). Wśród nich występują horyzonty skał piroklastycznych, szczególnie w dolnej części (Żakowa, 1981; Chlebowski, 1995; Migaszewski, 1995).

Basen lubelski, położony na wschód od masywu małopolskiego, zajmował istotne miejsce w paleogeografii karbonu zarówno w Polsce, jak i w Europie. Charakterystycznym elementem późnego wizenu w Europie środkowej i zachodniej było poszerzanie szelfu laurosyjskiego oraz przesunięcie płytkowodnej depozycji morskiej w kierunku północnym i północno-wschodnim (fig. 14). W późnym wizenie morze wkroczyło na marginalne obszary platformy wschodnioeuropejskiej w rejonie Lublina, otwierając prawdopodobnie połączenie z morzami basenów: moskiewskiego i dnieprowsko-donieckiego. Obszar ten pozostawał pod wpływem morza aż do końca westfalu A (fig. 14; Skompski, 1995, 1996, 2006).

Obszary aktywnych tektonicznie bloków, rozciągające się od Krakowa po Góry Świętokrzyskie, zostały wypiętrzone pod koniec wizenu lub na początku namuru (Bojkowski, 1978; Pożaryski, Dembowski, 1983; Paszkowski, 1988; Bełka, Skompski, 1988; Pożaryski i in., 1992; Paszkowski, Szulczewski, 1995; Skompski, 1995; Wójcik i in., 2021; Wójcik, 2023).

Basen lubelski funkcjonował prawdopodobnie jako odizolowana zatoka otwarta na północny zachód (Żakowa, 1970; Bojkowski, Żelichowski, 1980) lub miał szersze połączenie z cieśniną między Morzem Zachodnioeuropejskim a Oceanem Paleotetydy na południu (Paproth, 1989). Sukcesje paraliczne karbonu w tym regionie charakteryzują się cyklicznością, kontrolowaną przez zmiany poziomu morza (eustatyczne), ruchy tektoniczne oraz procesy autocykliczne (Skompski, 1996). Analiza cyklotemów potwierdza deltowe pochodzenie sekwencji cyklicznych, zgodne z modelem delt płatowych zdominowanych przez rzeki, odpowiadającym schematowi cyklotemu Yoredale opisanemu przez Johnsona (1961).

Basen morawsko-śląski, zlokalizowany na bloku górnośląskim masywu małopolskiego (Kotas, 1982), wykazuje cechy typowe dla waryscyjskich eksternidów. W tym regionie skały karbońskie zachowują ciągłość sedymentacyjną z podścielającymi je skałami dewońskimi (fig. 14). Sekwencje te obejmują zespoły osadowo-wulkanogeniczne i węglanowe o charakterze prefliszowym oraz fliszowym. Przejście od facji prefliszowych do fliszowych było diachroniczne i miało miejsce w różnych częściach basenu w okresie od famenu do wizenu (Dvorák, 1982).

We wczesnym karbonie część basenu, obejmująca Górnośląskie Zagłębie Węglowe, znajdowała się na przedpolu systemu waryscyjskiego. Skały karbońskie tego obszaru tworzą charakterystyczną sekwencję węglonośną. W późnym karbonie sedymentacja była ograniczona do zapadliska przedgórskiego (fig. 14).

W zapadlisku górnośląskim (fig. 5, 14) wczesnokarbońska sedymentacja paraliczna przekształciła się w limniczną w okresie wczesnego namuru. Rozwinęła się tu cykliczna sedymentacja molasy karbońskiej, charakteryzująca się brakiem luk sedymentacyjnych i niezgodności (Kotas, Malczyk, 1972a, b). Sekwencje te powstawały na rozległych równinach aluwialnych w środowisku rzek roztokowych i meandrujących bez wpływu morskiego. Profil osadów kończą warstwy stefańskie pozbawione pokładów węgla. Najpóźniejsza sedymentacja karbońska w Polsce była ograniczona do niewielkich basenów i rowów tektonicznych (fig. 14).

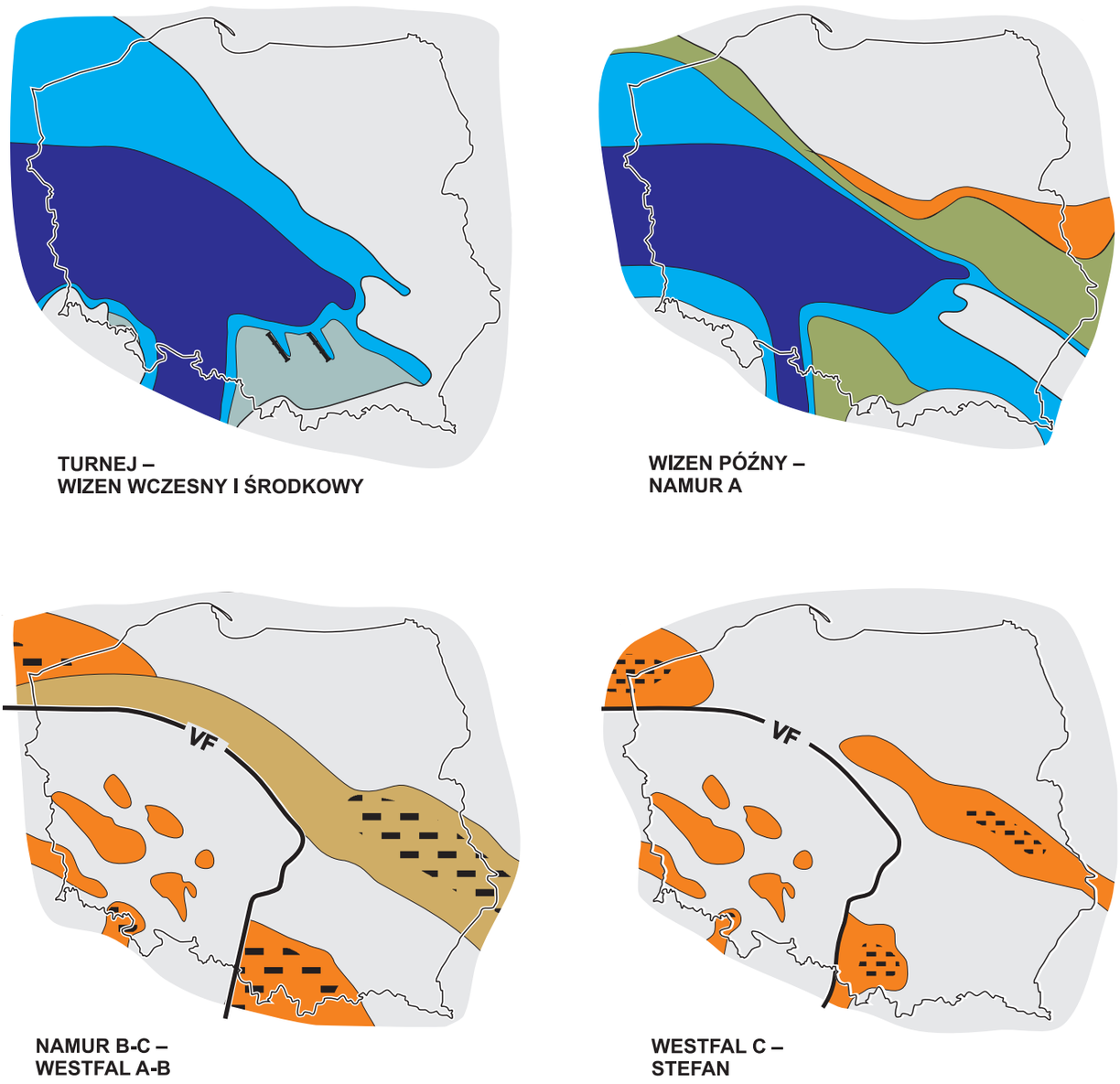


FIG. 14. Mapy paleogeograficzne karbonu w Polsce (Karnkowski, 1999); VF – zasięg waryscydów (objaśnienia na fig. 8)

Na obszarze całej Polski, niezależnie od typu basenu i środowiska sedymentacyjnego, ruchy tektoniczne fazy sudeckiej miały kluczowy wpływ na zakończenie procesów sedymentacyjnych. W wielu przypadkach doprowadziły do całkowitego ustania sedymentacji lub zainicjowały procesy aluwialnej sedymentacji węglonośnej, szczególnie w basenach górnośląskim i lubelskim, w późnym wizenie lub namurze A (fig. 14).

Po zakończeniu prac nad niniejszym rozdziałem ukazała się publikacja Konona i Kozłowskiego (2025) w ramach monografii zatytułowanej „The Holy Cross Mountains" (Linneman, red.). Pierwsze skojarzenie, jakie się nasuwa, to, że Góry Świętokrzyskie są orogenem waryscyjskim. Jednak w całym tekście Konona i Kozłowskiego (2025) nie pojawia się określenie "orogen waryscyjski". Również na zamieszczonej tam figurze 7.1 (mapa tektoniczna) nie ma takiego określenia. Już w pierwszym zdaniu streszczenia (Konon, Kozłowski, 2025) ujawnia się sprzeczność logiczna i geotektoniczna. Autorzy stwierdzają, że odsłonięty paleozoiczny fragment Gór Świętokrzyskich (ang. *Holy Cross Mountains*; HCM) umożliwia wgląd w waryscyjskie deformacje skał na styku południowo-zachodniego obrzeżenia kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East European Craton*, EEC) i strefy akrecji egzotycznych terranów waryscyjskich (Sudety). Twierdzenie to, choć poprawne terminologicznie, opiera się na błędnym zestawieniu relacji przestrzennych i tektonicznych.

Główny problem dotyczy fałszywej lokalizacji kontaktu kraton–orogen. HCM nie leżą na styku EEC i waryscyjskiej strefy akrecyjnej. Pomiędzy tymi prowincjami występuje skonsolidowany blok kadomski (masyw małopolski), zadokowany do Baltiki w późnym proterozoiku i funkcjonujący w paleozoiku jako platforma intrakontynentalna. Kontakt *sensu stricto* między EEC a terranami waryscyjskimi nie jest zatem odsłonięty w Górach Świętokrzyskich.

Drugim problemem jest utożsamienie deformacji intrapłytowych z deformacjami strefy kontaktu prowincji litosferycznych. HCM rejestrują waryscyjskie deformacje wewnątrzplatformowe, transmitowane na przedpole waryscydów (o charakterze cienkonaskórkowym, blokowym i lokalnie inwersyjnym), a nie deformacje związane z bezpośrednią kolizją dwóch prowincji litosferycznych. Jest to próba przekształcenia „*intraplate reactivation*" w rzekomy „*craton–orogen interface*", który w tej lokalizacji nie występuje.

Zgodnie ze współczesnymi rekonstrukcjami tektonicznymi, HCM stanowią paleozoiczne „okno" w obrębie kadomskiego masywu małopolskiego, dokumentujące reaktywację struktur rozwiniętych na jego podłożu pod wpływem dalekosiężnych naprężeń generowanych przez paleozoiczne orogenezy. Innymi słowy, zapis deformacji w HCM ma charakter śródpłytowy, a nie kontaktowy między kratonem a terranami waryscyjskimi. W drugim zdaniu streszczenia Konon i Kozłowski (2025) stwierdzają: *W przedstawionej interpretacji obszar Gór Świętokrzyskich (HCM) został skonsolidowany w późnym neoproterozoiku, po akrecji orogenu sandomierskiego do paleokontynentu Baltika, z późniejszym kaledońskim przemieszczeniem przesuwczym bloku skorupowego Małopolski.* Tutaj również występuje dysfunkcja czasowa w sformułowaniu: *został skonsolidowany w późnym proterozoiku, po akrecji orogenu sandomierskiego*. Pojęcie orogenezy sandomierskiej w Górach Świętokrzyskich wprowadził Samsonowicz (1934) na podstawie swoich obserwacji utworów kambryjskich i ordowickich w rejonie Sandomierza. Ten epizod tektoniczny został osadzony czasowo po kambrze, w starszym ordowiku. Według badań Mastelli i Mizerskiego (1981) najstarsze deformacje obserwowane w utworach kambryjskich Gór Pieprzowych mają charakter fałdów z płynięcia. Powstały one w słabo skonsolidowanym materiale i cechują się zwiększoną miąższością ławic w przegubach kosztem skrzydeł oraz oderwanymi i zwiniętymi fragmentami ławic piaskowcowych

pogrążonymi w łupkach. W skałach o zróżnicowanej litologii, jak w serii zdeformowanych osadów z Gór Pieprzowych, typowe są dysharmonijne zafałdowania, rozerwanie oraz gwałtowne kończenie się warstw mniej podatnych. Laminy bardziej podatne wykazują zmienną miąższość i wyklinowanie boczne. Charakterystyczny jest również brak luster tektonicznych na skrzydłach fałdów. Cechy te odpowiadają fałdom z płynięcia znanym np. z fliszu karpackiego i wskazują na powstanie struktur w wyniku przemieszczania się pakietów osadów po nachylonym zboczu zbiornika morskiego. Takie synsedymentacyjne fałdy pojawiają się często w osadach niezaburzonych tektonicznie, co sugeruje, że deformacje z Gór Pieprzowych mogły mieć charakter atektoniczny (Mizerski, 1995, 1998).

Liczne dane dotyczące utworów kambru zostały pozyskane w latach 50. i 60. XX wieku w wyniku wierceń poszukiwawczych (gaz ziemny, siarka) w zapadlisku przedkarpackim, w rejonie pomiędzy Sandomierzem a Lubaczowem. W wielu otworach wiertniczych (np. w rejonie Księżpola, Biszczy, Dzikowa czy Woli Obszańskiej) stwierdzono brak niezgodności kątowej pomiędzy utworami górnego kambru i ordowiku. Sfałdowane (silnie zaburzone, zdeformowane, podobnie jak w Górach Pieprzowych) utwory kambru środkowego i dolnego zalegają poniżej niezaburzonych warstw górnokambryjskich. Aby zachować nazwę i pozycję ruchów tektonicznych ustaloną przez Samsonowicza (1934), zaproponowano nazwanie tej starszej fazy „świętokrzyską" (por. Karnkowski, 1974). I tak to funkcjonuje aż do dziś (Trela i in., 2025 oraz tekst niniejszego rozdziału). A zatem, skoro niezdeformowany (tzw. „orogen sandomierski") jest wieku wczesnoordowickiego, to jego akrecja do kontynentu Baltiki nie mogła nastąpić w późnym neoproterozoiku. Na fig. 7.7 autorzy wizualizują alpejski styl deformacji sandomierskich, traktując basen kielecki i łysogórski jako rów przedgórski z deformacjami o charakterze dupleksów, jednak nie analizują tego modelu szerzej, nie zwracając uwagi na zbyt małą skalę takiego procesu geotektonicznego i jego kontekst. Sam charakter deformacji był wcześniej przedmiotem analizy m.in. Znoski (1998, 2000), o czym autorzy nie wspominają. W rozpatrywanych przez siebie modelach całkowicie pomijają magmatyzm sylursko-dewoński (np. Krzemiński, 2004; Nawrocki i in., 2007; Wójcik, 2023), jak również jego implikacje geotektoniczne.

Tekst sprawia wrażenie próby pogodzenia ze sobą sprzecznych stanowisk dotyczących tzw. orogenu waryscyjskiego, obecnych we współczesnej literaturze geologicznej. Dla dużej części badaczy kwestia ta jest rozstrzygnięta negatywnie: w świetle argumentów strukturalnych, stratygraficznych i tektonicznych orogen ten nie jest tam reprezentowany (Karnkowski, Pożaryski, 1992; Karnkowski, 1999, 2008; Narkiewicz, 2007; Żelaźniewicz, 2011). Jednocześnie w ostatnich latach pojawiły się publikacje postulujące odmienne ujęcie i włączenie Gór Świętokrzyskich w narrację orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2020). Autorzy omawianego opracowania (Konon, Kozłowski, 2025) zamiast opowiedzieć się jednoznacznie po którejś ze stron sporu, przywołują obie interpretacje (por. Konon, Kozłowski, 2025: fig. 7.1) jako potencjalnie równoprawne. W efekcie zaciera to granicę między stanowiskami, które z definicji są wzajemnie wykluczające się na poziomie modelowym. Problem polega na tym, że w geologii strukturalnej i regionalnej trudno zaakceptować założenie o symetrycznej ważności sprzecznych scenariuszy ewolucji tektonicznej: albo w Górach Świętokrzyskich może istnieć waryscyjski system basenowo-orogeniczny, albo nie; rozstrzygnięcie empiryczne wymaga natomiast dyscypliny pojęciowej i kryteriów falsyfikowalności (por. Karnkowski, 2025a, b). Duża część omawianej pracy poświęcona jest uskokom przesuwczym, podłużnym względem rozciągłości fałdów, które tworzą rozległą sieć struktur późnopaleozoicznych o przebiegu WNW–ESE. Ta sieć uskoków przesuwczych w Górach Świętokrzyskich została następnie nadpisana w trakcie drugiego istotnego etapu deformacji przesuwczej, który miał miejsce w późnej kredzie i trwał przez kenozoik (Konon, Kozłowski, 2025). Młodszy etap deformacji przesuwczej jest według badań autorów częściowo związany z rozwojem wąskiej strefy fałdów zbudowanych ze skał mezozoicznych. Szczególnie wyeksponowane są tutaj: uskok świętokrzyski, system uskoków Przedbórz–Mieczyn i Radoszyce oraz uskoki Gnieździska–Brzeziny oraz Tokarnia (Konon, Kozłowski, 2025).

Obszar występowania wspomnianych struktur był przedmiotem szczegółowych badań analizujących możliwość nietektonicznego objaśnienia istniejących deformacji, obejmujących strome i odwrócone upady warstw kelowejsko-oksfordzkich w łagodnie pofałdowanej pokrywie mezozoicznej Gór Świętokrzyskich (Jurewicz i in., 2023, 2024). Stromość warstw oksfordzko-kelowejskich jest tu interpretowana jako efekt procesów zachodzących w podścielających je plastycznych formacjach kajpru–retyku (górny trias) i batonu (środkowa jura), nieznacznie wzmocnionych wpływem glacitektoniki. Formacje te zdominowane są przez iłowce, z niewielkim udziałem mułowców i piaskowców. Iły o niskiej gęstości, nasycone wodą, były wyciskane diapirowo spod krawędzi wapiennej płyty, prowadząc do jej deformacji. Korelowanie uskoków podłużnych z występowaniem deformacji o nietektonicznej genezie, nierozerwalnie związanych z granicą reologiczną, jest nieuzasadnione, a argumenty i prace na ten temat są przez autorów ignorowane (Konon, Kozłowski, 2025).

Podsumowując, pracy Konona i Kozłowskiego (2025) można zarzucić niejednoznaczne przedstawienie zagadnień tektonicznych, brak ich osadzenia w realiach geotektonicznych, nadmierne skupienie się na literaturze z zakresu geologii strukturalnej kosztem regionalnej oraz ignorowanie wielu prac związanych z Górami Świętokrzyskimi.

5.1.2.3. Strukturalne i sedymentacyjne ramy masywu małopolskiego w czasie rozwoju polskiego basenu permsko-mezozoicznego

Przedstawiona powyżej pozycja masywu małopolskiego na tle sąsiednich jednostek tektonicznych (por. fig. 3) stanowi próbę ściślejszego powiązania przestrzennego i genetycznego Gór Świętokrzyskich z głównymi elementami strukturalnymi w regionalnej geologii Polski. Niż Polski ma tę wyjątkową zaletę, że jest dosyć dobrze spenetrowany wgłębnie dzięki poszukiwaniom złóż węglowodorów. W Sudetach i w Górach Świętokrzyskich nie ma praktycznie badań wgłębnych, a dobry i bardzo dobry stopień odsłonięcia powierzchniowego często nie jest poparty żadnymi danymi podpowierzchniowymi. To, co staramy się tektonicznie zregionalizować, stanowi w istocie pozostałość po basenach sedymentacyjnych. Dobra regionalizacja tektoniczna jest jedynie etapem przejściowym do rozważań basenowych. Zresztą sam basen sedymentacyjny jest jak najbardziej regionalną jednostką tektoniczną: ma swoją geometrię, genezę i ewolucję, która odbywa się w ścisłym powiązaniu z dynamiką innych (wgłębnych lub sąsiednich) elementów strukturalnych. Pogląd ten potwierdzają też np. Dadlez (1997) i Narkiewicz i Dadlez (2008), uważając, że dyskusja o jednostkach tektonicznych musi obejmować również aspekt basenowy.

W wyniku fazy sudeckiej w miejscach dawnych głębokomorskich basenów paleozoicznych, w centralnej i zachodniej Polsce, powstały waryscyjskie łańcuchy orogeniczne. Skały górnego paleozoiku, leżące poza strefą nasunięcia waryscyjskiego, w tym na masywie małopolskim (Góry Świętokrzyskie, blok górnośląski, podłoże niecki miechowskiej), często wykazują różny stopień sfałdowania. Obszar ten, obejmujący sfałdowane epikontynentalne

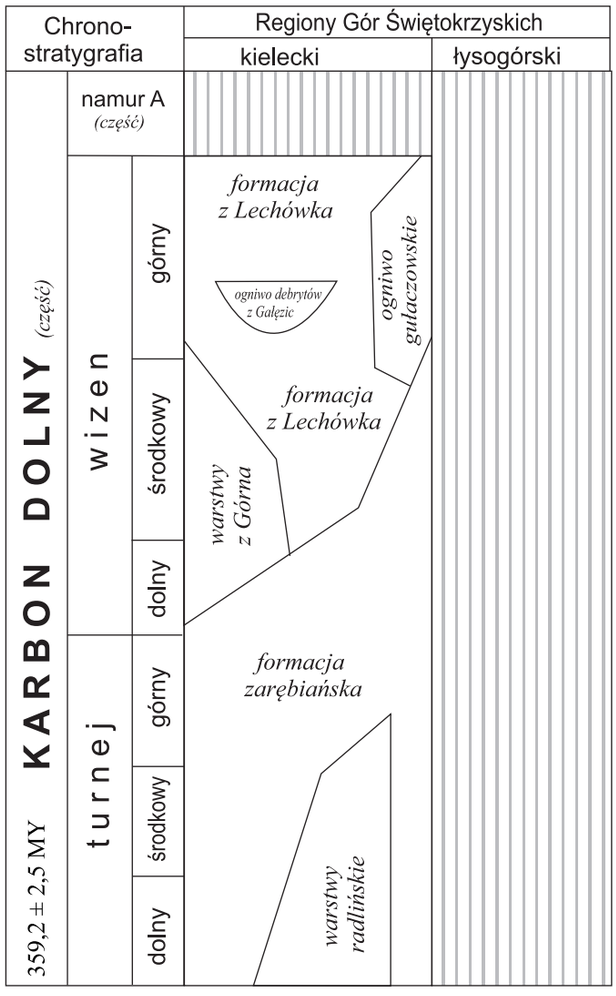


FIG. 15.
Uproszczony schemat litostratygraficzny karbonu Gór Świętokrzyskich (wg Wagnera, 2008)

skały górnego paleozoiku, określono mianem „Peri-Variscicum” (Kotański, 1997a).

Intensywne procesy erozyjne, trwające przez ponad 50 milionów lat, niszczyły obszar masywu małopolskiego wraz z pokrywą epikadomską, od namuru do prawie końca permu. Geotektoniczne znaczenie masywu małopolskiego ponownie ujawniło się na początku formowania basenu polskiego w permie. Podobnie jak w paleozoiku, gdy masyw małopolski stanowił kluczowy element oporowy dla ryftowych basenów kaledońskich i waryscyjskich w zachodniej Polsce, w trakcie rozwoju permsko-mezozoicznego basenu polskiego odegrał on analogiczną rolę.

W tytule niniejszego podrozdziału wyeksponowano nie tylko obszar masywu małopolskiego, ale wskazano również większy element – basen polski, który był głównym obszarem sedymentacji w permie i mezozoiku w Polsce. Obszar masywu małopolskiego był w tym czasie niejako przedłużeniem basenu polskiego i istniała pomiędzy nimi łączność sedymentacyjna. Aby przeanalizować znaczenie elementów paleotektonicznych w rozwoju pokrywy osadowej masywu małopolskiego w permie i mezozoziku wykonano szereg map miąższościowych całego obszaru Polski, aby zmieniające się obrazy na poszczególnych mapach miały szersze odniesienie przestrzenne. Na obszarze masywu małopolskiego zaznaczono główne elementy paleotektoniczne (fig. 16) i na tym tle zarysowano zmienność miąższości w poszczególnych podokresach. Przedstawione tutaj mapy (fig. 16–28) zostały wykonane specjalnie do niniejszego opracowania wykorzystując dorobek poprzedników, jednak starając się go zweryfikować i na nowo zsyntetyzować.

Paleotektonika basenów sedymentacyjnych permu i mezozoiku oraz zmienność miąższościowa ich osadów na obszarze regionu świętokrzyskiego i terenach sąsiednich wskazują na reaktywację waryscyjskiego planu strukturalnego w obrębie masywu małopolskiego (Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1993). W obrębie tego planu strukturalnego wyróżnia się wyraźne zróżnicowanie: północna część masywu małopolskiego wykazuje silne powiązania z epikontynentalnym zbiornikiem Europy centralnej, natomiast część południowa cechuje się wyraźnymi związkami z szelfem Tetydy (Samsonowicz, 1929; Matyja, 1977, 2008, 2015; Matyja i in., 1989; Matyja, Wierzbowski, 1996, 1997, 1998, 2000, 2006; Matyszkiewicz, 1999; Złonkiewicz, 2004, 2009, 2011, 2015; Matyja, Barski, 2007; Walaszczyk, Remin, 2015; Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018).

Pierwszym wyraźnym sygnałem potwierdzającym wpływ masywu małopolskiego na rozwój basenu polskiego jest zasięg dolnopermskich osadów czerwonego spągowca, który wyznacza najstabilniejsze granice basenu (fig. 6, 17). Na masywie małopolskim w permie wyraźnie rysuje się w większości obszar wynoszony (erodowany) z bardzo charakterystycznym elementem – wyniesieniem Włoszczowy (fig. 19), który jest dobrze udokumentowany licznymi wierceniami (fig. 7). Samo wyniesienie, wraz z dwoma otaczającymi je zatokami, zajmuje obszar porównywalny z Górami Świętokrzyskimi, które również były w permie aktywnym wyniesieniem paleotektonicznym.

W późniejszym okresie osady cechsztyńskie przekroczyły nieznacznie te granice w wyniku katastrofalnej ingresji morskiej. Zjawisko to było spowodowane przerwaniem zapory lądowej daleko na północy, na wysokości obecnej Norwegii, co doprowadziło do rozległego zalewu europejskich basenów permskich przez morze cechsztyńskie. Północny stok Gór Świętokrzyskich stanowił barierę dla tej transgresji, a osady cechsztyńskie zachowały się głównie w zatoce Ostałowa (Pawłowska, 1978) od strony wschodniej i zatoce Łopuszna od strony zachodniej Gór Świętokrzyskich (Morawska, 1986, 1992, 1993, 1996). Zatoka Łopuszna kontynuowała się aż do wyniesienia Włoszczowy. Na południe od linii zatok, na masywie małopolskim w późnym permie dominował obszar lądowy (fig. 18, 19).

Utwory dolnego triasu na masywie małopolskim są wykształcone w typowej dla europejskiego basenu epikontynentalnego facji germańskiej. Są to głównie czerwonobrunatne fluwialne piaskowce ilaste z podrzędnymi ilościami piaskowców eolicznych występujących w rejonie Tumlina (Gradziński i in., 1979). Pojawianie się allochtonicznych ziaren kwarcu w czerwonych skałach zalegających na paleozoicznym podłożu wyznacza granicę litostratygraficzną pomiędzy permem i triasem na tym obszarze (Pieńkowski, 1989). Na obszarze Gór Świętokrzyskich miąższość piaskowców dolnotriasowych nie przekraczała 200 metrów, ale szybko wzrastała w kierunku północno-zachodnim, gdzie w bruździe śródpolskiej osiągnęła miąższość ponad 1600 metrów (fig. 20). Szczegółowe opracowania petrograficzne (Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Senkowiczowa, 1970) wskazują na kierunek dostawy materiału klastycznego z północnego wschodu, czyli z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Z obszaru lądowego masywu małopolskiego w permie pozostało tylko paleowyniesienie Włoszczowy (fig. 19). Pomiędzy tym wyniesieniem a obszarem Gór Świętokrzyskich pojawiły się wąskie rowy o znacznej subsydencji osiągające niekiedy nawet wartości prawie 1000 metrów (fig. 20).

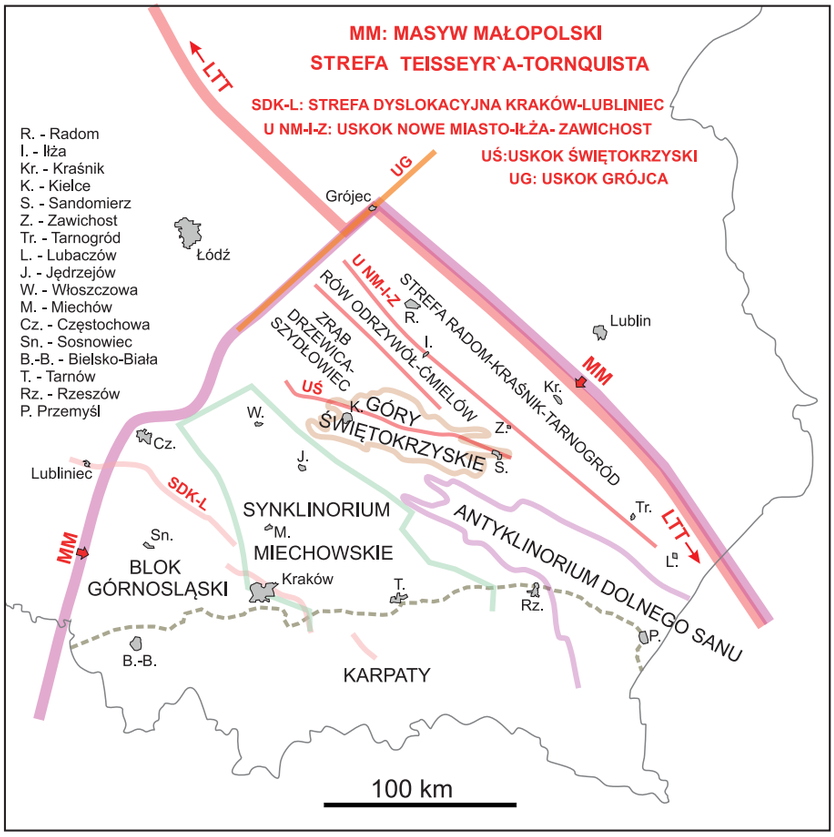


FIG. 16. Główne elementy paleotektoniczne i uskokowe masywu małopolskiego. Zaznaczono synklinorium miechowskie (w dużej mierze pokrywające się z synklinorium Słomnik), ze względu na jego większą rozpoznawalność. Schemat pełni jednocześnie funkcję szkicu strukturalnego, ilustrującego relacje między jednostkami paleotektonicznymi a zmiennością przestrzenną pierwotnej miąższości osadów permu i mezozoiku (por. fig. 17–28)

Na terenie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich utwory dolnotriasowe zachowały się obecnie w jednym miejscu – na Górze Józefce, gdzie tworzą płat zaklinowany w rowie tektonicznym otoczonym dewońskimi dolomitami (Skompski i in., 2019). Początkowo zjawisko to interpretowano jako wypełnienie leja krasowego powstałego w skałach dewońskich (Czarnocki, 1938; Filonowicz, 1969, 1970). Niezależnie od ostatecznej interpretacji, obecność utworów wczesnomezozoicznych w centralnej części wychodni paleozoicznych Gór Świętokrzyskich potwierdza udział tego regionu w procesach sedymentacyjnych małopolskiego basenu permsko-mezozoicznego.

Pod koniec wczesnego triasu rozpoczęła się transgresja morska (ret) z kierunku północno-zachodniego (Senkowiczowa, 1965; Szulc, 2000). Południowe peryferia wyniesienia Włoszczowy nadal były aktywne tektonicznie i przyczyniły się do powstawania litofacji węglanowo-siarczanowych. Sumaryczna miąższość litofacji morskich środkowego triasu nie przekracza tutaj 200 metrów i zapewne była mniejsza niż na pozostałym obszarze masywu małopolskiego (300–500 metrów; fig. 21, 22). Główny kierunek inwazji sedymentacyjnej był związany z bruzdą śródpolską, gdzie w środkowym triasie depocentrum lokowało się bezpośrednio na północny zachód od masywu małopolskiego (fig. 16, 21). Analiza fauny (Senkowiczowa, 1965, 1970) i rozmieszczenia facji wskazuje (Senkowiczowa, 1976), że basen retu (w tym przypadku z bruzdą śródpolską) komunikował się z Tetydą poprzez strefę Łopuszno–Chmielnik–Tarnów (Morawska, 1992, 1993). W permie i we wczesnym triasie transgresje morskie wkraczały na teren masywu małopolskiego od strony bruzdy śródpolskiej, czyli z kierunku północno-zachodniego (Jewuła i in., 2020). Od środkowego triasu (wapień muszlowy) zaznacza się na omawianym terenie wyraźna przewaga transgresji morskich od strony południowej, czyli od Oceanu Tetydy (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Złonkiewicz, 2006; Gutowski i in., 2006; Matyja, 2008, 2015; Moryc, 2018). Szczególnie dwa obszary tranzytowe dla ingresji morskich są wyróżniane: zatoka rzeszowska i depresja krakowsko-tarnowska (Kutek, 1968, 1969, 1994; Senkowiczowa, 1970; Feldman-Olszewska, 1997a, b; Szyperko-Teller, 1997a, b; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Pieńkowski, 2004; Gutowski, 2006; Świdrowska i in., 2008; Barth i in., 2018; Złonkiewicz, 2019). Omawiany obszar komunikacji w środkowym triasie pokrywa się ze strefą wzmożonej subsydencji we wczesnym triasie, gdzie w wąskich rowach miąższość piaskowców dochodziła do 1000 metrów (por. fig. 20, 21, 22). Dla utworów węglanowych triasu środkowego wykonano szczegółowy podział biostratygraficzny oparty

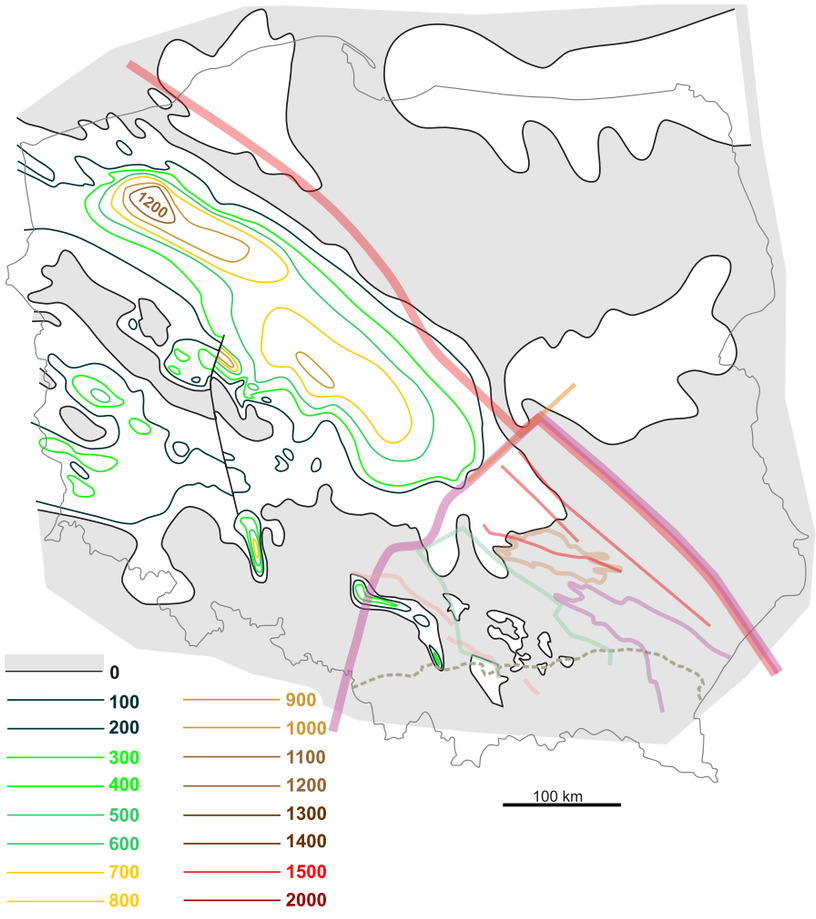


FIG. 17. Miąższość utworów dolnego permu (czerwony spągowiec) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Karnkowski,1999; Świdrowska i in., 2008). Izopachyty zróżnicowano kolorystycznie, aby zminimalizować opisy na mapach: w przypadku dużych miąższości (czerwony spągowiec, cechsztyn, jura górna i kreda górna) izopachyty zaznaczono co 200 m, w pozostałych przypadkach – co 100 m. Pozostałe objaśnienia jak na fig. 16

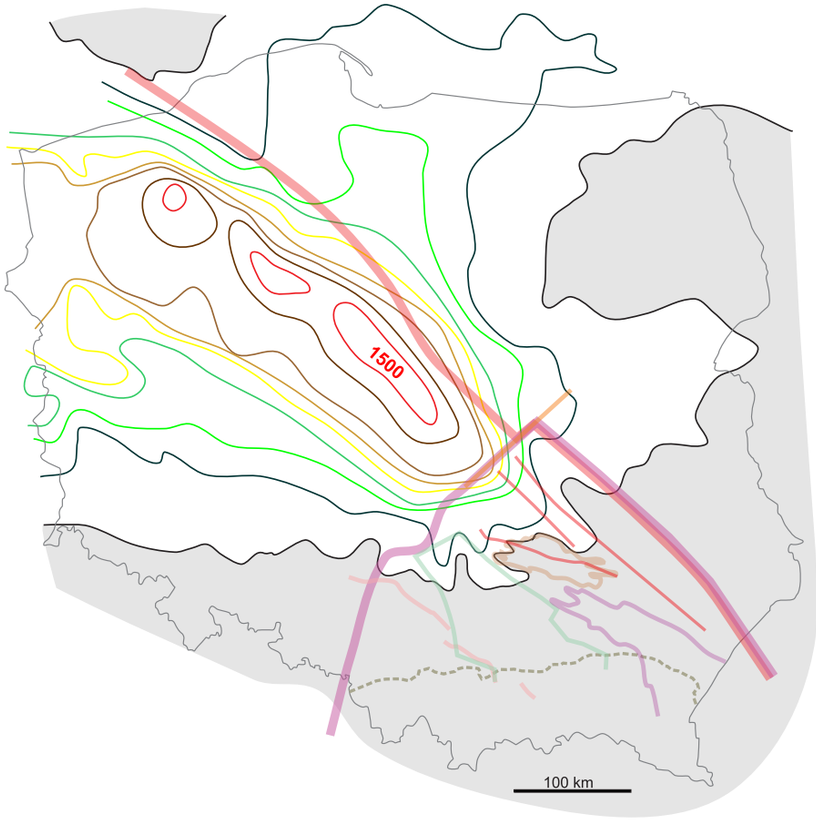


FIG. 18. Miąższość utworów górnego permu (cechsztyn) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Wagner, 1994; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

na konodontach, otwornicach i skolekodontach (Trammer, 1975; Gaździcki i in., 1975; Zawidzka, 1984). Natomiast sukcesję w południowej części masywu małopolskiego (przedgórze Karpat) badali Tokarski (1965) oraz Moryc (1971), a ewolucję basenu środkowotriasowego w ujęciu stratygrafii sekwencji przedstawił Szulc (2000).

Na początku późnego triasu powróciła sedymentacja lądowa z dominacją środowisk rzecznych i jeziornych (litofacje iłowcowo-mułowcowe). Cechą charakterystyczną tych litofacji jest zróżnicowana kolorystyka z dominacją barwy czerwonobrunatnej (Senkowiczowa, 1965, 1970, 1976; Fijałkowska-Mader, 1998). W profilu górnego triasu notuje się osady dwóch krótkich ingresji (dolne warstwy gipsowe i utwory retyku w późnym górnym triasie). Na bloku małopolskim w późnym triasie znacznie powiększyły się obszary lądowe, a potencjalny przesmyk w kierunku Tetydy mógł się rozwijać przez „zatokę rzeszowską". Miąższość osadów górnego triasu na obszarze Gór Świętokrzyskich wynosiła 200–300 metrów, ale już w ich północnym obrzeżeniu mogły przekraczać 400 metrów, i wartości te szybko rosły w kierunku bruzdy śródpolskiej, gdzie dochodziły nawet do 1400 metrów (fig. 22, 23).

Po okresie triasu cały obszar Niecki Nidziańskiej został wyniesiony i uległ częściowej erozji, co prawdopodobnie skutkowało zniszczeniem wyższych warstw retyku. Objawia się to brakiem ciągłości sedymentacji pomiędzy retykiem a liasem, a także między retykiem a środkową jurą.

Wczesna jura

W czasie wczesnej i środkowej jury sedymentacja na masywie małopolskim lokalizowała się głównie w jego północnej części (Senkowicz, 1959; Jurkiewiczowa, 1967, 1968, 1974; Pieńkowski, 1983, 1997, 2004; Kutek, 1994; Gutowski, 1998; Kowalczewski, 2002; Złonkiewicz, 2011, 2015, 2019; Matyja, Wierzbowski, 2014). Rozprzestrzenienie osadów wczesnojurajskich na obszarze masywu małopolskiego wykazuje plan strukturalny podobny do późnotriasowego (por. fig. 23, 24). Brak osadów liasowych notuje się na wyniesieniu radomszczańskim i na znacznym obszarze synklinorium miechowskiego (południowa i centralna część). Jedynie wąska zatoka wcina się ku południowi, zajmując cały obszar Gór Świętokrzyskich i kończy się dopiero na wysokości Lubaczowa (Moryc, 2004), omijając w podłożu antyklinorium dolnego Sanu. Prawdopodobnie utwory te pojawiają się dopiero w okolicach Lwowa. Lias tworzą głównie litofacje klastyczne, bezwęglanowe (Hakenberg, Świdrowska, 1996; Pieńkowski, 2004). Maksymalne miąższości utworów liasu na masywie małopolskim osiągnęły ponad 700 metrów, ale na większości obszaru sedymentacyjnego ich miąższość była w zakresie 200–400 metrów (fig. 24).

Środkowa jura

Rozkład miąższości utworów środkowojurajskich na masywie małopolskim zdecydowanie nawiązuje do schematu wczesnojurajskiego, choć ze znacznymi modyfikacjami (por. fig. 24, 25). Obszar sedymentacji znacząco się powiększył, obejmując depozycją prawie całą powierzchnię masywu. Wczesnojurajski południowy obszar lądowy manifestuje się jeszcze tylko w postaci wielu wysp (obszary bez akumulacji), które są dokumentowane wierceniami. Miąższość osadów jest tutaj relatywnie mała (100–200 metrów). Natomiast obszar maksymalnej subsydencji przesunął się ku wschodowi, sytuując się pomiędzy strefą T-T a Górami Świętokrzyskimi i antyklinorium dolnego Sanu. Na wysokości wschodniego zakończenia Gór Świętokrzyskich ta „rynna" środkowojurajska była przedzielona garbem paleotektonicznym, skąd ku NW i SE rosły miąższości osadów środkowojurajskich (fig. 25). Porównując ten plan z obszarem bruzdy śródpolskiej, wyraźnie widać jej przedłużanie się w kierunku południowo-wschodniej części masywu małopolskiego. Sama bruzda śródpolska we wczesnej i środkowej jurze znacznie zmniejszyła swój zasięg, lokując się pomiędzy strefą T-T a garbem wielkopolskim.

Utwory jury środkowej na obszarze masywu małopolskiego były badane, m.in. przez Jurkiewiczową (1967, 1968, 1974), Siemiątkowską (1969), Dańca (1970), Siemiątkowską-Giżejewską (1974) i Kopika (1979). Na przedgórzu Karpat w rejonie Lubelszczyzny ramy stratygraficzne opracowali Niemczycka (1978, 1997), Dayczak-Calikowska i Moryc (1988) oraz Moryc (2004). Podsumowanie powyższej problematyki zawarto w pracy Dayczak-Calikowskiej i in. (1997).

W obrębie utworów środkowojurajskich w synklinorium miechowskim, na przedgórzu Karpat i w strefie Gór Świętokrzyskich oraz na Lubelszczyźnie wyróżniono cztery główne cykle transgresywno-regresywne. Główna zmiana w stosunku do wczesnej jury polegała na przejściu od dominujących środowisk kontynentalnych do coraz bardziej morskich, co było wynikiem następujących po sobie impulsów transgresywnych. Towarzyszyło temu stopniowe zmniejszanie udziału osadów klastycznych na rzecz bioklastyczno-węglanowych.

Późna jura

W późnej jurze w basenie polskim nastąpiło odsunięcie depocentrum o ok. 50 km ku zachodowi w stosunku do jury środkowej (por. fig. 25, 26). To przemieszczenie strukturalne zapewne spowodowało również inną organizację elementów paleotektonicznych na obszarze masywu małopolskiego, a oś subsydencji basenu polskiego znalazła się na wprost obszaru Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu. Dotychczasowy główny obszar depozycji zlokalizowany pomiędzy linią T-T a Górami Świętokrzyskimi zachował jeszcze swoją poprzednią funkcję, ale znacznie stracił na dynamice subsydencji i sumaryczna miąższość utworów późnej jury oscyluje w granicach 500 metrów. Natomiast po zachodniej stronie paleowyniesienia Gór Świętokrzyskich – antyklinorium dolnego Sanu, czyli na terenie przyszłego synklinorium miechowskiego, rozwinął się subbasen o sumarycznej miąższości utworów górnej jury rzędu nawet 700–800 metrów (fig. 26).

Najbardziej uniwersalny podział sukcesji późnojurajskiej stworzył Kutek (1994), który wyróżnił trzy megasekwencje: **COK** (kelowej–oksford–kimeryd dolny), **LUK** (kimeryd środkowy i górny), **KVB** (górny kimeryd–wolg–berrias dolny). Pierwsza sekwencja reprezentuje głównie budowle węglanowe z gąbkami i liliowcami; druga – osady węglanowe i terygeniczno-ewaporatowe, a trzecia – osady marglisto-ilaste przechodzące w platformę węglanową z wapieniami rafowymi. Sekwencje te zostały wyróżnione również dla obszaru lubelskiego (Hakenberg, Świdrowska, 1998a, 1998b, 2001; Świdrowska, 2003).

Największym obszarem o zmniejszonej subsydencji na masywie małopolskim był teren trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich położony pomiędzy zatoką Ostałowa (permsko-mezozoicznym subbasenem północnym) oraz subbasenem miechowskim graniczącym z wyniesieniem świętokrzyskim od północy (Pawłowska, 1978; Złonkiewicz, 2004, 2006, 2011, 2015). Również na tym obszarze, w czasie późnej jury, zaznaczyły się lokalne przegłębienia (Kutek, 1994; Gutowski, 1998; Matyja, Wierzbowski, 2014; Złonkiewicz, 2015).

W latach 70. XX wieku dominował pogląd, że bruzda śródpolska przedłuża się na obszar świętokrzyski i dalej aż pod Karpaty (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976). Podstawą tych opracowań były trzy przekroje paleogeologiczne: pierwszy z nich obejmował wschodni skłon wyniesienia Włoszczowy, ale ponieważ biegł równolegle do wyniesienia (prawie N–S), to w istocie dostarczał informacji o rozwoju bruzdy na północ, a nie na wschód, gdzie powinna się ona przedłużać z obszaru basenu polskiego. Pozostałe dwa przekroje były zlokalizowane w południowej części niecki miechowskiej.

Powyższa koncepcja zyskała szeroką akceptację jako model rozwoju basenu permsko-mezozoicznego oraz pogranicza kratonu wschodnioeuropejskiego i szelfu Tetydy (Giżejewska, 1975; Hakenberg, 1978, 1980; Hakenberg, Świdrowska, 1996, 1997, 1998a, 1998b; Dadlez i in., 1999a, b; Świdrowska, Hakenberg, 1999, 2000a, b; Pieńkowski, 2004; Świdrowska i in., 2008). Silne argumenty za takim poglądem dostarczały również szerokie badania utworów górnojurajskich w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja, 1977; Kutek, 1994; Barski, Matyja, 2008).

W latach 80. i 90. XX wieku trwały intensywne prace poszukiwawcze w utworach mezozoicznych zapadliska przedkarpackiego (południowa część synklinorium miechowskiego). Dzięki wysiłkom licznej rzeszy geologów udało się w sposób znaczący zmienić zasięgi stratygraficzne niektórych jednostek litostratygraficznych. Okazało się, że miąższości utworów górnej jury są tam dwa do trzech razy mniejsze (a dolnej kredy większe) niż pierwotnie przyjmowano (Maksym i in., 2001; Olszewska, 2001; Bobrek i in., 2002, 2003; Urbaniec, Świetlik, 2003; Gliniak i in., 2005; Gutowski i in., 2006; Matyja, 2008; Morycowa, Moryc, 2011; Krajewski i in., 2011). W tej sytuacji dalsze utrzymywanie poglądu o istnieniu w południowo-wschodniej Polsce bruzdy śródpolskiej (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976; Kutek, 1994) nie znajduje potwierdzenia w faktach. Wdowiarz (1983) już wcześniej wysuwał te wątpliwości, a Złonkiewicz (2004, 2006, 2011, 2015) wielokrotnie sygnalizował wątpliwości w tej sprawie na podstawie analizy osadów jurajskich w niecce miechowskiej.

Reambulacja arkusza Piekoszów (Złonkiewicz, 2023a, b), która uwzględniła wszystkie dotychczas wykonane badania, w tym płytkie wiercenia, pozwoliła uszczegółowić obraz budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich w rejonie ich zachodniego zamknięcia. Niezwykle interesujący jest przekrój geologiczny wykonany na podstawie materiałów wykorzystywanych do nowej konstrukcji mapy geologicznej – arkusz Piekoszów (Złonkiewicz, 2023a, b). Na tym przekroju, który przebiega w obszarze wychodni permsko-mezozoicznych w zachodnim zamknięciu paleozoiku świętokrzyskiego, widać wyraźnie, że utwory triasowe i jurajskie, leżące w bezpośrednim przedłużeniu trzonu paleozoicznego, mają dwu-trzykrotnie mniejszą miąższość niż utwory tego samego wieku zalegające po

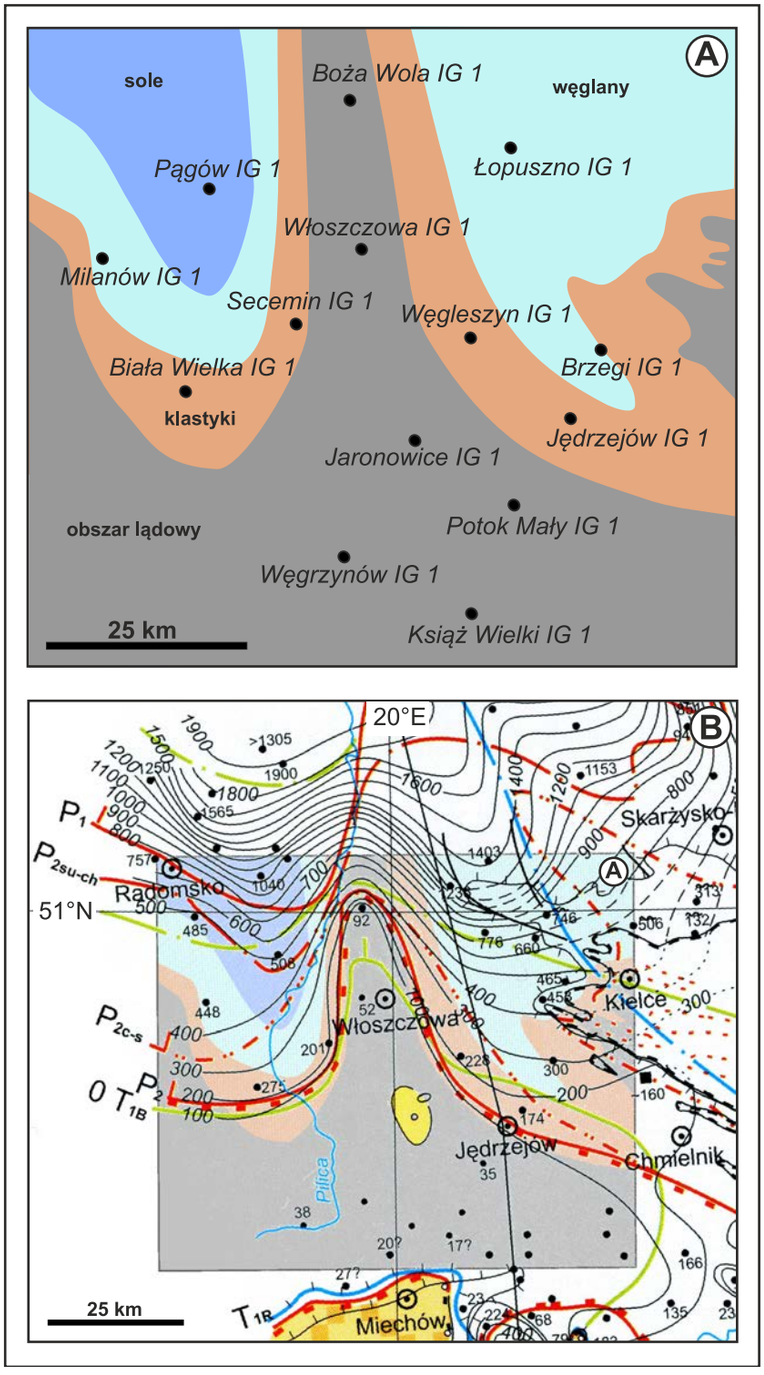


FIG. 19. Wyniesienie Włoszczowy (wg Karnkowskiego, 2024): A – mapa paleogeograficzno-facjalna permu w otoczeniu wyniesienia Włoszczowy na podstawie opracowań: Jurkiewicz, 1975; Pawłowska, 1979; Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1993; Wagner, 1994;
B – fragment mapy miąższościowej utworów permu i dolnego triasu wraz z zasięgami wybranych formacji (Świdrowska i in., 2008) na podłożu mapy paleograficzno-litofacjalnej permu prezentowanej powyżej (mapa A)

północnej i południowej stronie Gór Świętokrzyskich. Ten przekrój jest dobrą wizualizacją poglądu, że trzon paleozoiczny nie leżał w obszarze osiowym bruzdy śródpolskiej. Ponadto jest dodatkowym argumentem do spostrzeżeń odnośnie górnojurajskich-dolnokredowych miąższości osadów w południowej części synklinorium miechowskiego, które wykluczają możliwość podtrzymywania koncepcji Kutka i Głazka (1972) oraz Kutka (1994).

Wczesna kreda

Od późnej jury po alb znaczna część masywu małopolskiego podlegała denudacji i znajdowała się w warunkach lądowych. Skały kredy zachowały się wyłącznie w synklinoriach obrzeżających region świętokrzyski. Na przedpolu Karpat zachowały się skały najniższej kredy, wieńczące megasekwencję kelowej–neokom (Olszewska, 2001; Zdanowski i in., 2001; Urbaniec, Świetlik, 2003; Gutowski, 2006; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2008; Śliwiński i in., 2012; Złonkiewicz, 2015). W późnej

jurze i wczesnej kredzie w strefie tej rozwinął się system basenów o zwiększonej subsydencji, charakteryzujący się występowaniem głębokowodnych facji (Złonkiewicz, 2015). Aktywność strefy ujawniła się ponownie w cenomanie, co przełożyło się na wzrost miąższości osadów (por. Świdrowska i in., 2008).

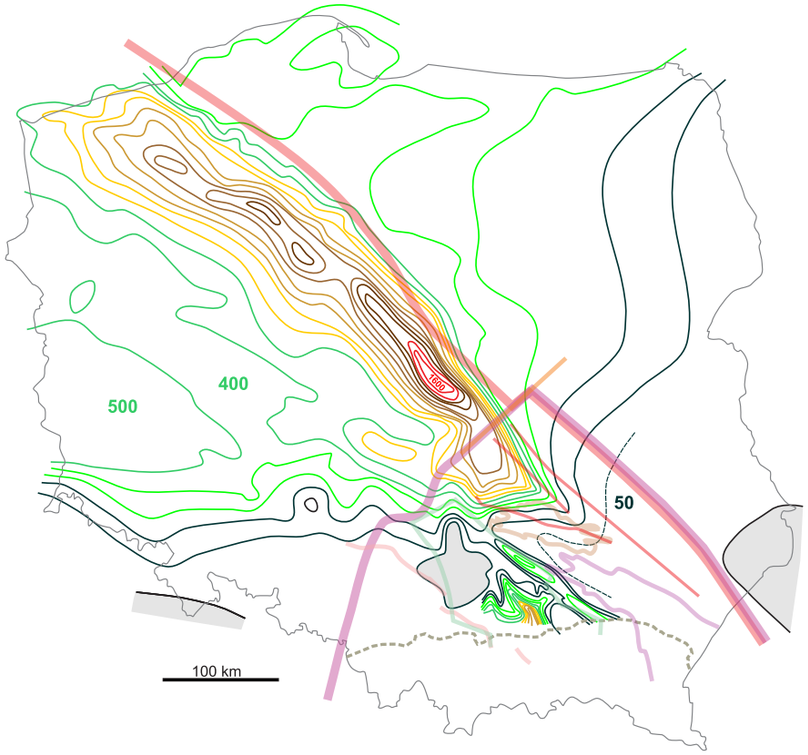


FIG. 20. Miąższość osadów dolnego triasu (pstry piaskowiec bez retu) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Iwanow, 1998a; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

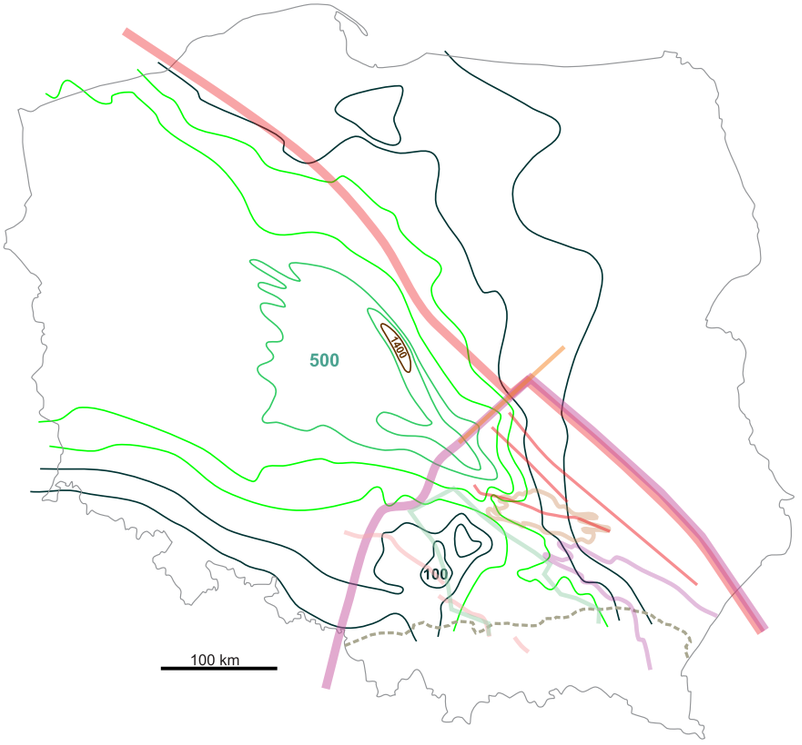


FIG. 21. Miąższość osadów środkowego triasu (wapień muszlowy wraz z retem i najniższym kajprem) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Iwanow, 1998b; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

W południowej części synklinorium miechowskiego (między Tarnowem a Dębicą) nie stwierdzono przerwy w sedymentacji na granicy jury i kredy (Moryc, 1996, 1997; Olszewska, 2001; Zdanowski i in., 2001). Środowiska sedymentacyjne miały tu charakter morski i kontynentalno-lagunowy, okresowo połączony z Oceanem Tetydy. Powstawały tu płytkowodne platformy węglanowe, gdzie osadzały się wapienie bioklastyczne, margle, mułowce i piaskowce glaukonitowe (Zdanowski i in., 2001; Maksym i in., 2001; Urbaniec, Świetlik, 2003). Maksymalne miąższości kredy dolnej ledwo przekraczały 300 m (fig. 27).

Późna kreda

Pan-europejska transgresja późnokredowa, która sięgnęła aż po Ural i charakteryzowała się bardzo dużym wzrostem słupa wody (300–600 m), jak na warunki epikontynentalne, spowodowała stopniowe powiększanie się obszaru sedymentacji w kierunku południowo-wschodnim (Marcinowski, Radwański, 1983). W regionie nidziańskim oraz w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osady górnokredowe zalegają bezpośrednio na utworach kimerydu. Wyjątkiem jest okolica Opoczna na północno-zachodnich peryferiach regionu, gdzie pod kredą zachowały się lagunowe osady tytonu.

Profil utworów górnej kredy zwykle rozpoczyna się od osadów albu, natomiast na południowym wschodzie – od cenomanu (Hakenberg, 1969, 1973, 1974, 1978; Świdrowska i in., 2008). Utwory neokomu zachowały się jedynie na północno-zachodnich i północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego, a także w północno-wschodniej części antyklinorium dolnego Sanu, w okolicy Lubaczowa (Hakenberg, 1978, 1980; Olszewska, 2001), oraz lokalnie w południowo-wschodniej części niecki miechowskiej, w rejonie Pilzna i Dąbrowy Tarnowskiej (Zdanowski i in., 2001; Gutowski i in., 2007).

Osady albu w Polsce rozpoczynają się od piaskowców bezwęglanowych (Witkowski, 1969), następnie pojawiają się piaskowce glaukonitowe, margle z fosforytami i facje gąbkowe. Transgresja albska postępowała na SE, osiągając segment lubelski w środkowym albie, a obszar synklinorium miechowskiego i wyniesienie radomszczańskie w późnym albie (Marcinowski, 1970; Hakenberg, 1978, 1980, 1986). Powyżej zalegają utwory cenomanu, które w części miechowskiej są bogate w glaukonit.

W późnym turonie wynoszony obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich zaznaczył się w swoim obrzeżeniu sedymentacją wapieni detrytycznych (Samsonowicz, 1926; Pożaryski, 1948; Walaszczyk, 1992; Złonkiewicz, 1994, 1998; Walaszczyk, Remin, 2015), co można uznać za początek wznoszących ruchów laramijskich. W koniaku i santonie w subbasenie warszawsko-lubelskim obserwuje się przejście od skał raczej węglanowych przez margle i wapienie margliste do opok z udziałem piasku kwarcowego pochodzącego zapewne z obszaru źródłowego aktywnego już w późnym turonie (Hakenberg, Świdrowska, 2001). W subbasenie miechowskim zaznaczają się w utworach koniaku i santonu znaczne luki stratygraficzne (Walaszczyk, 1992). W rejonie Mielca margle koniaku cechuje wysoka zawartość materiału klastycznego, który pochodził najpewniej z SE (Heller, Moryc, 1984). W kampanie i santonie układy facjalne nawiązują do poprzednich rozkładów, ale udział piasku kwarcowego był znacznie większy niż wcześniej i pokrywał większy obszar, co wskazuje na intensyfikację wyniesienia źródłowego lub skrócenie drogi transportu osadów klastycznych. W mastrychcie wyniesienie paleotektoniczne Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu było już mocno aktywne i silnie modelowało sedymentację w subbasenach: lubelskim i miechowskim. Sumaryczna miąższość utworów późnokredowych na obszarze masywu małopolskiego jest bardzo zróżnicowana. W subbasenach lubelskim i miechowskim nieznacznie przekracza 1000 metrów (fig. 28). Z rozkładu miąższości oraz zmienności litofacjalnej można wnioskować o istnieniu w późnej kredzie górnośląskiego i rzeszowsko-przemyskiego obszaru lądowego. Poprzez obszary subbasenów lubelskiego i miechowskiego zachodziła komunikacja z Oceanem Tetydy.

Rozkłady przestrzenne miąższości utworów górnej kredy i górnej jury na masywie małopolskim tworzą dosyć podobne obrazy, co świadczy o zbliżonych warunkach paleotektoniczych dla obu tych podokresów (por. fig. 26, 28). Rozdzielający je epizod wczesnokredowy, choć o mniejszej subsydencji, nawiązuje do obu omawianych map. Środkowa i wczesna jura charakteryzują się rozkładem miąższości wskazującym na bardzo słabą subsydencję lub jej brak w obszarze miechowskim, natomiast subbasen radomski (przedłużenie ku SE bruzdy śródpolskiej) w jurze środkowej rozszerzył się, aż za Lubaczów, szeroką zatoką otwierając się ku Tetydzie. Okres triasowy na masywie małopolskim charakteryzował się wkraczaniem bruzdy śródpolskiej ku SE tylko do wysokości Radomia, a pozostały obszar wykazywał stosunkowo małą subsydencję lub jej brak, jak np. miało to miejsce w obszarze przyszłego synklinorium miechowskiego. W permie masyw małopolski był w zdecydowanej większości obszarem lądowym, na który od NW, od strony base-

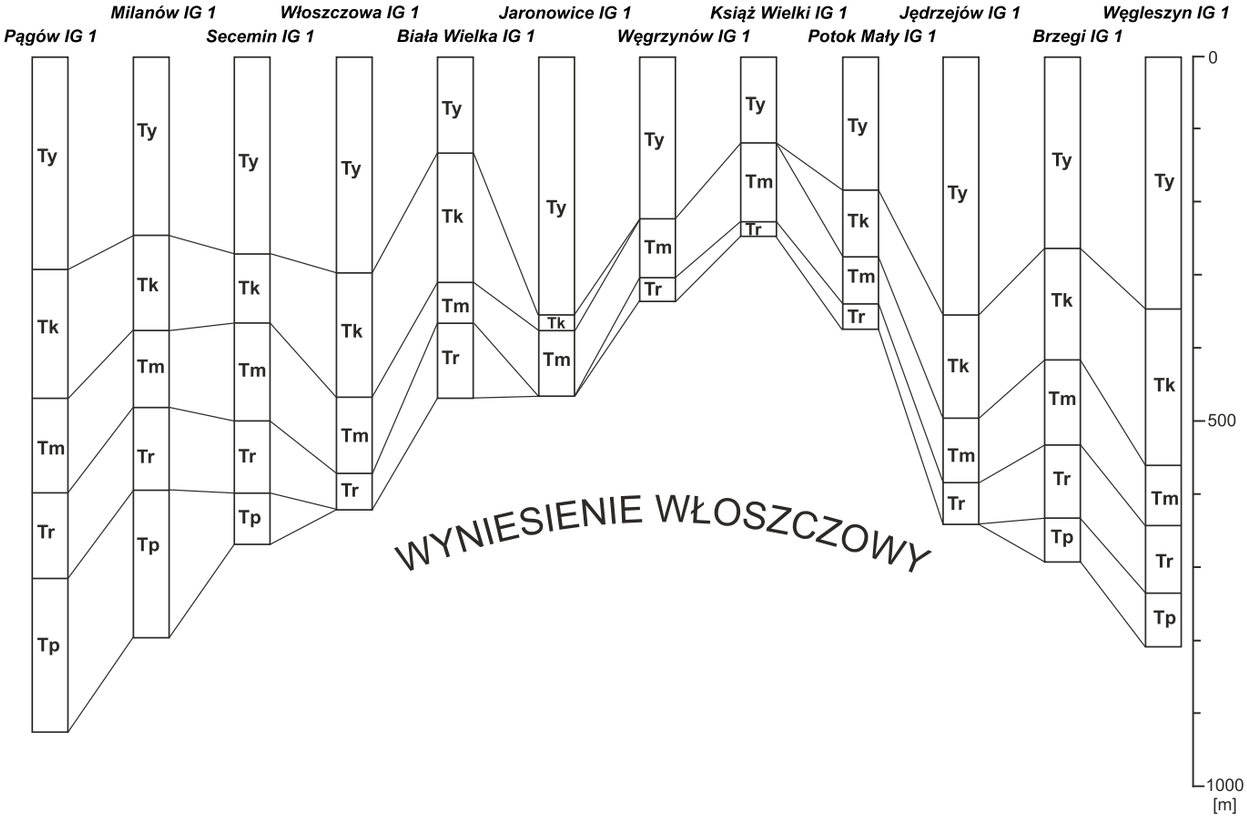


FIG. 22. Zróżnicowanie miąższościowe formacji triasowych w poszczególnych wierceniach na wyniesieniu Włoszczowy (Karnkowski, 2024 – wg Jurkiewicza, 1974, zmieniono); Tp – pstry piaskowiec; Tr – ret; Tm – wapień muszlowy; Tk – kajper; Ty – retyk

nu polskiego, wkraczały osady czerwonego spągowca i cechsztynu. Przedstawiony zestaw map miąższościowych (fig. 17–28) pokazuje, że trudno mówić o kontynuacji bruzdy śródpolskiej ku południowemu wschodowi, chociaż aktywność tektoniczna linii dyslokacyjnej T-T, oddzielającej masyw małopolski od platformy wschodnioeuropejskiej, była bardzo znacząca. Sumaryczna miąższość utworów mezozoicznych na obszarze Gór Świętokrzyskich wynosiła 1300 metrów w części południowej i 1950 metrów w części północnej.

5.1.2.4. Masyw małopolski i Góry Świętokrzyskie w paleogenie i neogenie

Paleogen

Na przełomie kredy i paleogenu, w wyniku ruchów laramijskich, doszło do inwersji bruzdy śródpolskiej oraz przebudowy tektonicznej obszaru masywu małopolskiego (Stupnicka, 1970, 1972; Kutek, Głazek, 1972). Góry Świętokrzyskie uległy częściowej erozji, choć proces ten mógł trwać dłużej niż tylko w paleogenie. Po obu stronach Gór Świętokrzyskich zachowały się sukcesje osadów permo-mezozoicznych.

Pomimo paleoceńskiej reorganizacji tektonicznej Europy środkowej, główny układ basenów sedymentacyjnych kontynuował schematy mezozoiczne. Na północnym zachodzie Europy dominował basen Morza Północnego, podczas gdy na południu rozciągał się Ocean Tetydy. W paleocenie inwersja tektoniczna w centralnej części Niżu Polskiego (rejon Poznania–Warszawy) spowodowała wypiętrzenie wału śródpolskiego, dzieląc basen sedymentacyjny na segment poznański i warszawsko-lubelski. Obszar warszawsko-lubelski, położony w całości na wschód od linii Teisseyre'a-Tornquista, pozostał stosunkowo nienaruszony przez deformacje tektoniczne paleogenu, w przeciwieństwie do regionu poznańskiego. Transgresja środkowoeoceńska umożliwiła wtargnięcie morza od zachodu na teren wcześniej speneplenizowany, rozprzestrzeniając się na wschód. Pozostałości wału śródpolskiego w centrum basenu tworzyły wtedy szereg wysp (Kasiński, Słodkowska, 2014).

Sukcesja osadów eocenu w regionie warszawsko-lubelskim była częścią rozległego, środkowoeuropejskiego basenu epikontynentalnego (Karnkowski i in., 2024: fig. 1). Basen ten graniczył od północy z lądem platformy wschodnioeuropejskiej, a od południa – z obszarami lądowymi Moraw i Wołynia (fig. 29). Paleolądy w tej części Europy były tworzone przez Masyw Czeski, masyw małopolski i tarczę ukraińską (Akhmetiev, Beniamovski, 2006; Kasiński, Kramarska, 2008; Kasiński, Słodkowska, 2014; van der Boon, 2017; Barrier i in., 2018; Popov i in., 2019; Karnkowski i in., 2024). Morze osiągnęło maksymalny zasięg w środkowym eocenie, a w późnym eocenie rozpoczęła się jego regresja (Popov i in., 2004a, b, 2019; Kramarska, 2006; Kováč i in., 2016; van der Boon, 2019; Krijgsman i in., 2020).

Na obrzeżach masywu małopolskiego w późnym eocenie istniały połączenia z Oceanem Tetydy, co umożliwiało migrację fauny morskiej między północną a południową Europą (fig. 29). Warunki sedymentacji osadów późnoeoceńskich były bardziej dynamiczne w porównaniu do osadów wczesno-oligoceńskich (Knox i in., 2010).

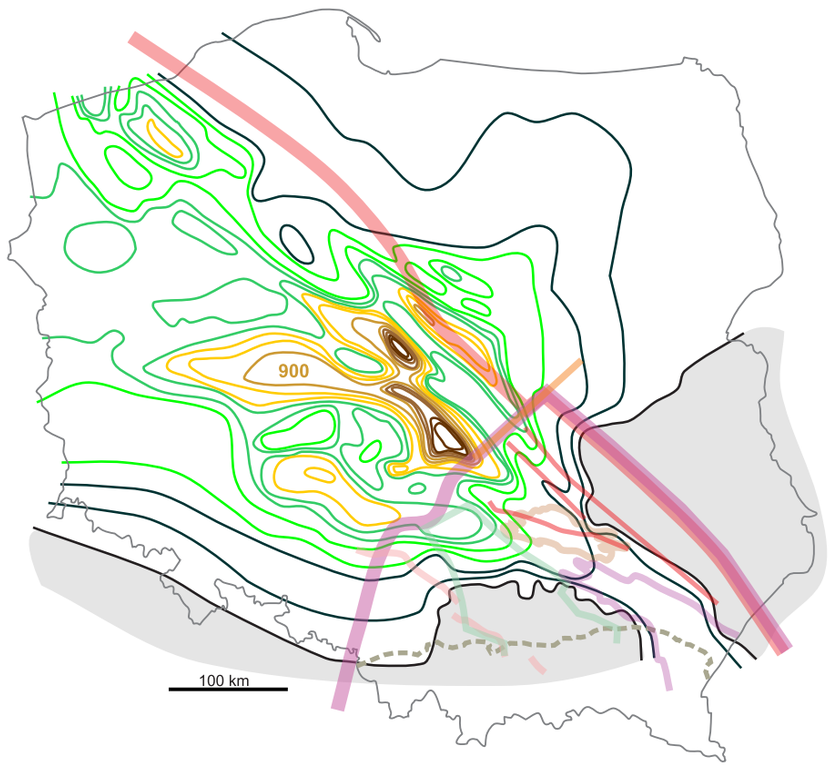


FIG. 23. Miąższość osadów górnego triasu (bez najniższego kajpru) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Iwanow, 1998c; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

5
Platforma paleozoiczna

Analiza paleogeograficzna południowej Polski (Karnkowski i in., 2024) wykazała istnienie wysp, których cieśniny mogły stanowić połączenia między basenami północnej i południowej Europy. Badania podłoża zapadliska przedkarpackiego (południowo-wschodnia część masywu małopolskiego) ujawniły silnie zróżnicowaną rzeźbę z głębokimi (>1000 m) paleodolinami (Głowacki, Karnkowski, 1963; Karnkowski, 1989; Moryc, 1992, 1995, 1997; Połtowicz, 1998a, b, 1999; Karnkowski, Ozimkowski, 2001). W rejonie Rzeszowa te paleodolinne wcięcia tworzyły niewielkie, odrębne subbaseny wypełnione osadami paleogeńskimi pochodzenia lądowego (Buraczyński, Krzowski, 1994; Moryc, 1995; Gedl, 2012, 2014; Gedl, Worobiec, 2020). W obrębie tych subbasenów wyróżniono dwie jednostki litostratygraficzne: starszą formację zlepieńców z Racławówki oraz młodszą formację jeziorną z Czudca (Moryc, 1995; Gedl, Worobiec, 2020). W późnym eocenie (fig. 29) obszar wokół Rzeszowa rozwijał się jako region lądowy, niezajęty przez wody morskie Paratetydy aż do późnego środkowego miocenu (wczesny baden), co było związane z utworzeniem zapadliska przedkarpackiego.

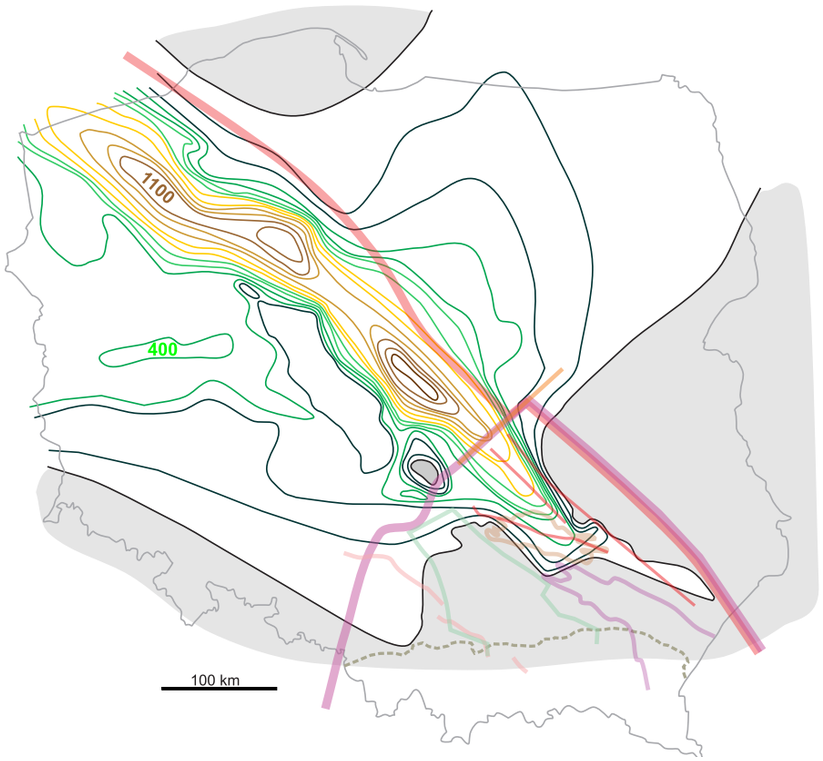


FIG. 24. Miąższość osadów dolnej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Feldman-Olszewska, 1998a; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

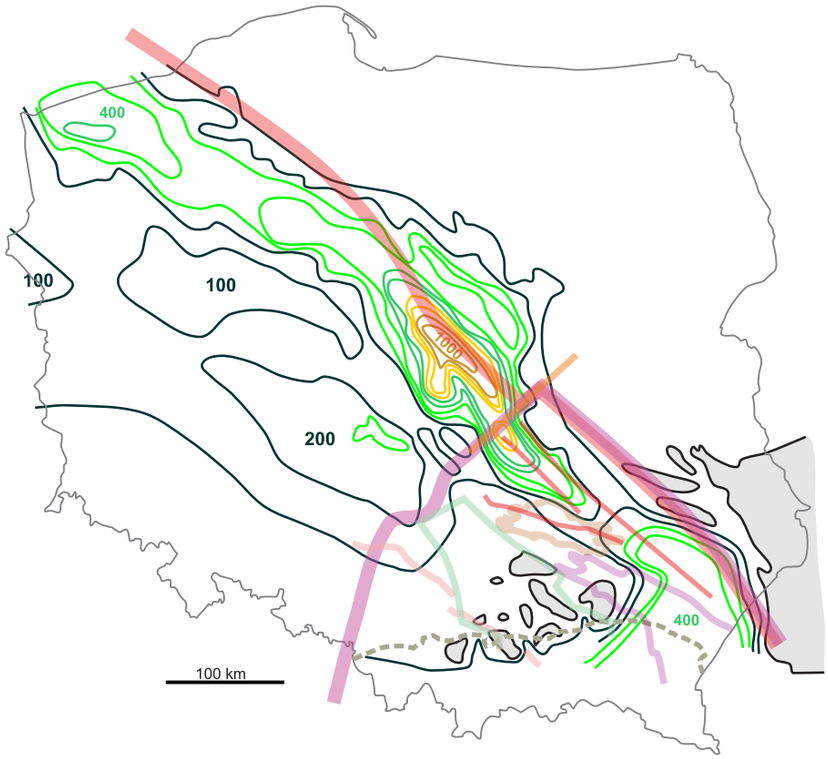


FIG. 25. Miąższość osadów środkowej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, 1974; Feldman-Olszewska, 1998b; Złonkiewicz, 2004; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

We wczesnym oligocenie (fig. 29) teren między basenem karpackim a basenem Morza Północnego przekształcił się w trwałą barierę lądową. Zjawisko to przypisuje się globalnemu obniżeniu poziomu morza o ok. 40 m poniżej współczesnego poziomu. Natomiast w późnym eocenie poziom morza osiągnął ok. +160 m względem poziomu współczesnego (Haq i in., 1987, 1988; Popov i in., 2010). Z perspektywy paleogeografii paleogenu masyw małopolski ponownie pełnił rolę obszaru granicznego między południową a północną Europą, analogicznie jak w mezozoiku.

Neogen

W okresie neogenu masyw małopolski ponownie stał się obszarem intensywnej aktywności tektonicznej i sedymentacyjnej. Powstanie zapadliska przedkarpackiego było wynikiem ugięcia litosfery pod ciężarem nasuwających się Karpat na ich przedpole, obejmujące masyw małopolski. Proces ten doprowadził z jednej strony do utworzenia basenu sedymentacyjnego Paratetydy (Radwański, 1969, 1973; Karnkowski, 1978, 1989, 1993, 2019; Oszczypko, 2001, 2006; Górka, 2015), a z drugiej – do uaktywnienia północnych części masywu małopolskiego jako wyniesionej i wybrzuszanej strefy przedpola basenu przedgórskiego (tzw. *forebulge*) (Czarniecka, 2011; Wysocka i in., 2016).

Badania zapadliska przedkarpackiego zainicjowano w latach 50. XX wieku, jednak intensywność pozyskiwania nowych danych z tego obszaru znacznie zmalała na początku XXI wieku (Głowacki i in., 1963; Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965; Ney, 1967; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973; Ney i in., 1974; Wdowiarz, 1976; Połtowicz, 1991, 1993; Krzywiec, 1999, 2006; Porębski, 1999; Krzywiec i in., 2001, 2005, 2008; Oszczypko, 2001, 2006).

Jednym z kluczowych zagadnień geologicznych, które wzbudzają kontrowersje, jest kierunek transportu materiału klastycznego do zapadliska przedkarpackiego. Połtowicz (1991, 1993, 1997), Karnkowski (1978) oraz Mastalerz i in. (2006) sugerowali, że materiał ten pochodził głównie z północy. Z kolei Krzywiec (1999, 2006), Porębski (1999), Krzywiec i in. (2001, 2005, 2008) oraz Dziadzio i in. (2006) wskazywali na dostawę materiału z obszaru Karpat. Wyniki modelowań geologicznych przeprowadzonych przez Karnkowskiego i Ozimkowskiego (2001) umożliwiły jakościową i ilościową rekonstrukcję paleogeografii zapadliska przedkarpackiego w kilkunastu epizodach, od późnego badenu (fig. 30) po środkowy sarmat.

Obraz powierzchni późnopaleogeńskiej na obszarze przedpola Karpat, uzyskany na podstawie powyższej procedury, potwierdza wcześniejsze wnioski o znacznym zróżnicowaniu hipsometrycznym powierzchni podmioceńskiej. Regionem o największych różnicach wysokościowych jest tzw. wyspa rzeszowska, gdzie deniwelacje osiągają 2000 m. Na przedstawionej mapie paleogeograficznej wczesnego badenu (fig. 30) widoczny jest obszar na północ od Rzeszowa, gdzie brak dużych wysp, a teren charakteryzuje się bardzo zróżnicowaną rzeźbą, zarówno nadwodną, jak i podwodną, związaną z morzem wczesnobadeńskim (Karnkowski, 2019).

Basen przedkarpacki ulegał stopniowemu wypełnieniu materiałem klastycznym dostarczanym z różnych źródeł i kierunków. Obszary alimentacyjne obejmowały wychodnie skał prekambryjskich, paleozoicznych i mezozoicznych w południowej części basenu, zanim zostały pogrążone w wyniku nasuwania Karpat z południa. Istotnym źródłem materiału klastycznego dla południowej części basenu był również orogen karpacki. Na północy funkcjonował obszar lądowy, tzw. wał metakarpacki (Nowak, 1927), który w czasie rozwoju mioceńskiego basenu przedgórskiego stał się stabilnym zapleczem dla dostaw materiału klastycznego (Radwański, 1969, 1973; Roniewicz, Wysocka, 2002). Ówczesne warunki klimatyczne sprzyjały intensywnemu wietrzeniu chemicznemu oraz rozwojowi rozległej sieci rzecznej. Nawet niewielkie spadki terenu wystarczały do transportu dużych ilości produktów wietrzenia chemicznego (w formie roztworów) oraz drobnoziarnistego materiału klastycznego.

Góry Świętokrzyskie, znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie basenu przedkarpackiego, były kluczowym obszarem źródłowym dla osadów silikoklastycznych w czasie sedymentacji badeńskiej

i sarmackiej (fig. 30). Obraz paleogeograficzny późnego miocenu na obszarze masywu małopolskiego nawiązuje do wcześniejszych schematów (paleogeńskich i mezozoicznych), podkreślając stabilną, oporową rolę masywu, sięgającą nawet wczesnego paleozoiku.

5.1.2.5. Główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich

Obszar Gór Świętokrzyskich dzieli się na dwie główne jednostki tektoniczne: łysogórską strefę fałdów i kielecką strefę fałdów (fig. 2, 31).

Strefa kielecka

W obrębie kieleckiej strefy fałdów znajdują się dwie główne, paleozoiczne jednostki tektoniczne. Są to (fig. 2, 31):
- antyklinorium chęcińsko-klimontowskie, zbudowane z utworów zarówno starszego, jak i młodszego paleozoiku. Znajduje się ono w południowej części bloku, jednak na wschodzie sąsiaduje bezpośrednio z blokiem łysogórskim;
- synklinorium kielecko-łagowskie, zbudowane głównie z utworów ordowiku i syluru oraz dewonu i dolnego karbonu.

Granice między tymi dwiema jednostkami nie są wyraźnie określone, gdyż struktury podrzędne w obu tych jednostkach przechodzą w sposób ciągły z jednej do drugiej. Tym nie mniej, dla potrzeb usystematyzowania struktur tektonicznych strefy kieleckiej, wyodrębniono wśród nich arbitralnie struktury podrzędne, kwalifikując je do jednej z dwóch jednostek.

W skład antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego wchodzi wiele podrzędnych jednostek tektonicznych różnej wielkości. Dwie indywidualne formy antyklinalne wśród nich wyróżniają się wielkością: antyklina chęcińska (Hakenberg, 1973, 1974; Kowalski, 1975; Jurewicz, Stępień, 2012) i antyklina dymińska, podobnie jak jedyna dobrze zindywidualizowana jednostka synklinalna bardziańska. Pozostałe to małe jednostki o niezbyt pewnych granicach i niewielkim rozprzestrzenieniu zarówno podłużnym, jak i poprzecznym.

Antyklina chęcińska (fig. 31, 32a), opisywana już przez Soboleva (1909), a potem przez Czarnockiego (1919), to wąska struktura tektoniczna o długości ok. 30 km. Jądro antykliny tworzą utwory kambru dolnego–holmiowego (Czarnocki, 1927, 1938), których rozciągłość na wschodzie jest zbliżona do WNW–ESE, a na zachodzie NW–SE, co może sugerować wpływ ruchów laramijskich, gdyż struktury laramijskie (często z utworami paleozoiku w jądrze) mają właśnie taki kierunek. Ta zmiana kierunku osi pozwala podzielić antyklinę chęcińską na dwa odcinki: chęciński na zachodzie i brzeziński na wschodzie (Tomczyk, 1974). Granica między tymi odcinkami przebiega w okolicy Radkowic. Zmiana kierunku z waryscyjskiego na laramijski w zachodniej części jednostki spowodowana jest prawdopodobnie naciskami laramijskimi o kierunku SW–NE, działającymi na południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich.

Na zachodzie antyklina chęcińska zanurza się pod struktury mezozoiczne w rejonie Miedzianki, natomiast na wschodzie, na wschód od Bieleckich Młynów rozdziela się na dwie podrzędne antykliny – komórkowską i łabędziowską, rozdzielone podrzędną synkliną zagórską, w której jądrze występują wapienie i dolomity eiflu (Filonowicz, 1967, 1968).

Antyklina komórkowska (fig. 31) ma w swym jądrze skały kambru dolnego, na których niezgodnie leżą osady dolnego dewonu, z których zbudowane są jej skrzydła. Oś podłużna antykliny w kierunku zachodnim zanurza się i antyklina zanika, przechodząc w podrzędną synklinę bilczańską i synklinę zagórską. Również w kierunku wschodnim oś antykliny unduluje, tworząc poprzeczne depresje i elewacje (Filonowicz, 1968). Antyklina wygasa na uskoku poprzecznym.

Antyklina łabędziowska (fig. 31) (Czarnocki, 1919) ciągnie się od okolic Łabędziowa do Komórek. W jej jądrze, w rejonie Radomic, odsłaniają się utwory kambru dolnego. Ku wschodowi i zachodowi oś antykliny zanurza się, odsłaniając piaskowce dewonu, które tworzą również jej południowe skrzydło. W części zachodniej antyklina jest wąskopromienna i przykryta jest na południu przez utwory permu i triasu. Tu też północne skrzydło antykliny zostało wyprasowane wskutek jej nasunięcia na synklinę zagórską.

Na temat tektoniki utworów kambru antykliny chęcińskiej istnieją tylko szczątkowe dane, gdyż skały te znane są z bardzo nielicznych odsłonięć (Filonowicz, Lindner, 1987) i praktycznie nie występują na powierzchni. Znane są jedynie z prac ziemnych prowadzonych tylko w kilku miejscach (Czarnocki, 1919, 1927, 1928; Kowalski, 1975; Głazek i in., 1981; Stupnicka, 1986; Orłowski, Mizerski, 1995, 1996, 1998). Z tych skąpych danych wynika, że w obrębie utworów kambryjskich występują stosunkowo liczne fałdy o osiach równoległych lub lekko skośnych do osi antykliny chęcińskiej. Może to oznaczać, że przebudowa laramijska objęła utwory kambru w ograniczonym stopniu, choć fakt silnego zgniatania kambryjskich skał jądra antykliny musiał wpłynąć też na zestromienie istniejących wcześniej fałdów, związanych zapewne z ruchami sandomierskimi.

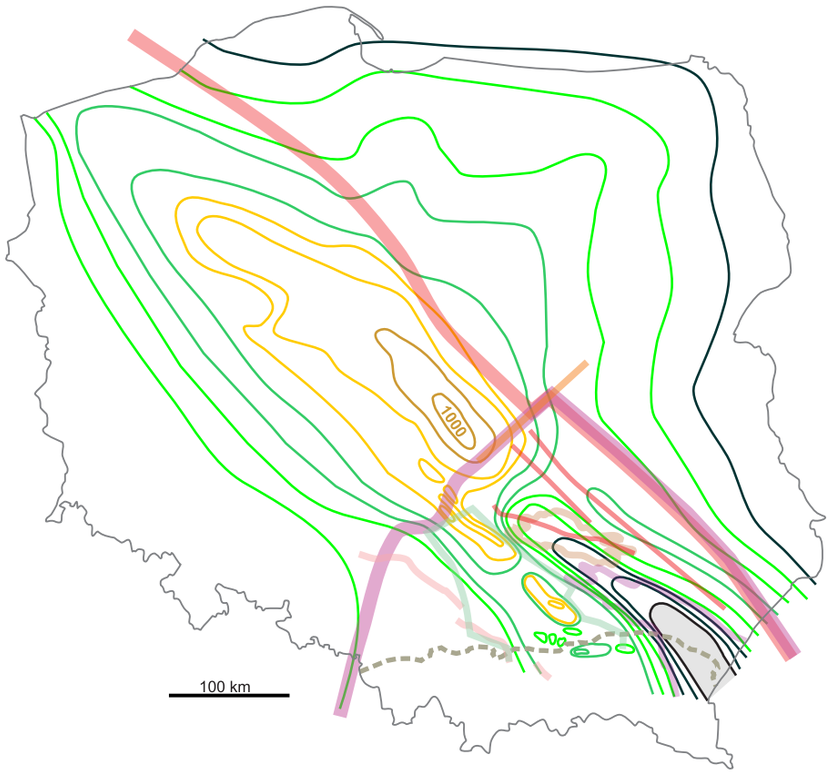


FIG. 26. Miąższość osadów górnej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Gaździcka, 1998; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2004, 2006, 2015; Matyja, 2008).
Objaśnienia na fig. 16, 17

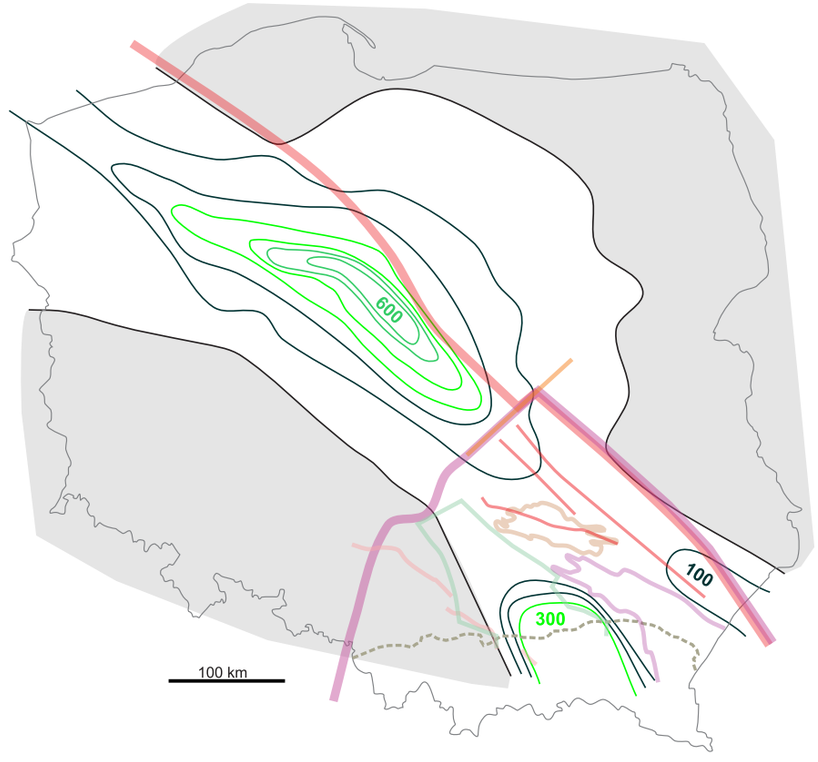


FIG. 27. Miąższość osadów dolnej kredy na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Leszczyński, 1998a; Świdrowska i in., 2008).
Objaśnienia na fig. 16, 17

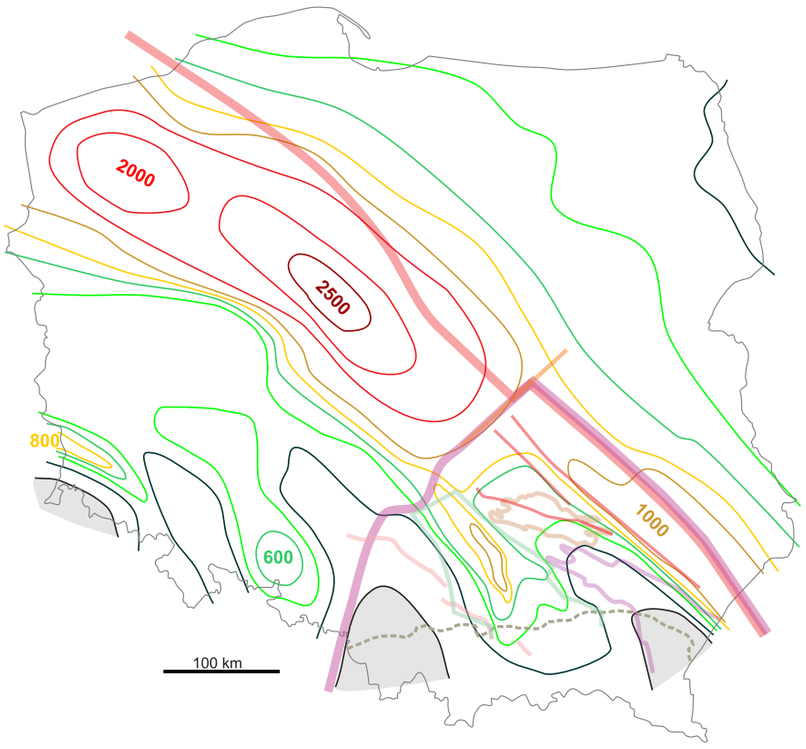


FIG. 28. Miąższość osadów górnej kredy na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Leszczyński, 1998b; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

Skrzydła antykliny chęcińskiej zbudowane są głównie ze stromo zapadających utworów dewonu leżących z kambrem w kontakcie zarówno tektonicznym, co sugeruje wyprasowanie utworów ordowiku i syluru, jak i sedymentacyjnym (Czarnocki, 1927, 1948; Głazek i in., 1981; Filonowicz, Lindner, 1986, 1987). W wielu miejscach w skrzydle południowo-zachodnim antykliny, utwory mezozoiku są nasunięte na skały dewońskie. Skały ordowiku i syluru występują jedynie lokalnie na kambrze na powierzchni. Tam, gdzie znane są kontakty sedymentacyjne między skałami kambru jądra antykliny a jej skrzydłami, wynika, że istnieje między nimi niezgodność kątowa (Filonowicz, 1967, 1968; Głazek i in., 1981). Oznacza to, że utwory kambru musiały ulec deformacji przed ordowikiem w czasie jednej z faz w środkowym lub późnym kambrze, bądź w fazie sandomierskiej w tremadoku. Brak na to jednak jednoznacznych dowodów, a skały kambru mogły zostać sfałdowane w wyniku prostego ściskania skał jądra antykliny chęcińskiej w czasie orogenezy waryscyjskiej.

W okolicy Piasecznej Górki piaskowce i wapienie dewonu północnego skrzydła antykliny chęcińskiej są przecięte uskokiem podłużnym i nasunięte na południowe skrzydło synkliny bilczańskiej, natomiast na wschód od Bieleckich Młynów w obrębie antykliny występuje poprzeczna depresja i w jej osi występują sfałdowane wapienie żywetu, tworząc antyklinę Zastawia i synklinę zagórską (Filonowicz, 1968) o osiach NE–SW.

Podrzędne deformacje fałdowe, występujące w utworach środkowego i górnego dewonu w zachodnim krańcu antykliny chęcińskiej, powstały w czasie ruchów waryscyjskich, prawdopodobnie o tej samej genezie, co w rejonie Kostomłotów (Konon, 2006, 2007).

Antyklinę przecinają liczne dyslokacje poprzeczne o kierunku NE–SW. Są to uskoki zrzutowe lub zrzutowo-przesuwcze (Filonowicz, 1967, 1968; Orłowski, Mizerski, 1998). Według zgodnych opinii geologów zajmujących się tą częścią obszaru świętokrzyskiego (Lewiński, 1912; Czarnocki, 1927; Stupnicka, 1970, 1972) duży wpływ na tektonikę tego odcinka miały ruchy laramijskie, które spowodowały zmianę pierwotnego, waryscyjskiego kierunku antykliny chęcińskiej (Kutek, Głazek, 1972).

Odcinek brzeziński antykliny chęcińskiej ma kierunek waryscyjski (WNW–ESE). Zdaniem Hakenberga (1973, 1974) utwory ordowiku i syluru mogą występować w południowo-zachodnim skrzydle całej antykliny chęcińskiej (pod zrzuconymi w skrzydle utworami dewonu), natomiast brak jest dowodów na ich występowanie w skrzydle północno-wschodnim.

Wiercenia wykonane we wsi Górki, ok. 1 km na NE od Brzezinek, wykazały obecność utworów kambru, natomiast utwory ordowiku znane są od dawna (Gürich, 1896; Czarnocki, 1938, 1950) z okolic Morawicy, gdzie występują wśród utworów kambru holmiowego. Według Tomczyka i Turnau-Morawskiej (1964), ordowik Brzezin jest głęboko zaklinowany w łusce lub rowie tektonicznym o długości niecałych 2 km i maksymalnej szerokości ok. 70 m. Rozciągłość tego elementu jest prawie równoleżnikowa. Filonowicz (1968) był zdania, że utwory te tworzą asymetryczną i złuskowaną synklinę. Stwierdzona w otworach wiertniczych wielkość upadu utworów ordowickich (80–60°) wskazuje, według Znoski (2000), na kaledoński wiek deformacji tektonicznych w tej części strefy kieleckiej oraz na alpinotypne deformacje tektoniczne. Niestety, w pracy autor nie przedstawił żadnego dowodu na niezgodność między kompleksem kaledońskim a waryscyjskim. Zwłaszcza że Orłowski i Mizerski (1996) przedstawili podobne zaklinowane struktury sylurskie w utworach kambryjskich antykliny dymińskiej, których w żaden sposób nie można uznać za dowód deformacji kaledońskich w obrębie strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich.

Na południe od Woli Murowanej (arkusz Morawica SMgP) antyklina chęcińska ma strukturę wachlarzowatą, gdyż zarówno skrzydło północne, jak i południowe nachylone są w kierunku osi antykliny (Filonowicz, 1968).

Wyniki prac Czarnockiego (1919, 1938) i Filonowicza (1967, 1968, 1973) były w latach późniejszych weryfikowane przez kilku badaczy tego regionu (Kowalski, 1975; Stupnicka, 1986; Orłowski,

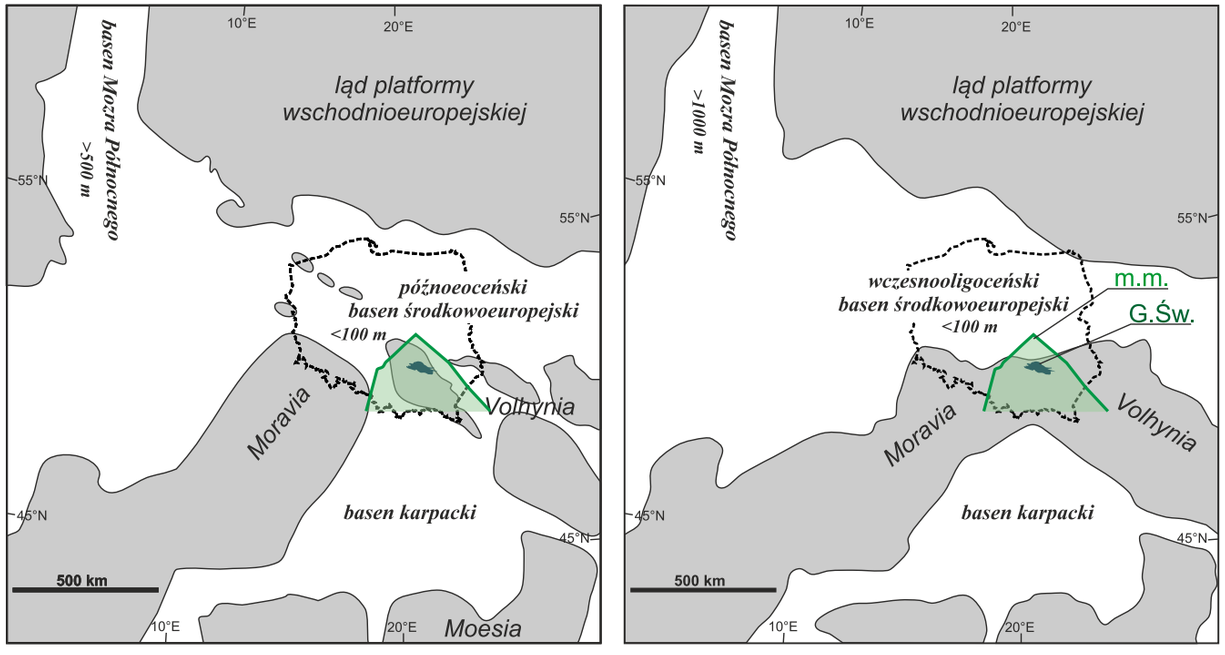


FIG. 29. Pozycja masywu małopolskiego i Gór Świętokrzyskich na tle map paleogeograficznych centralnej Europy w późnym eocenie (priabon) i wczesnym oligocenie (rupel) (Karnkowski i in., 2024), m.m. – masyw małopolski; G.Św. – Góry Świętokrzyskie

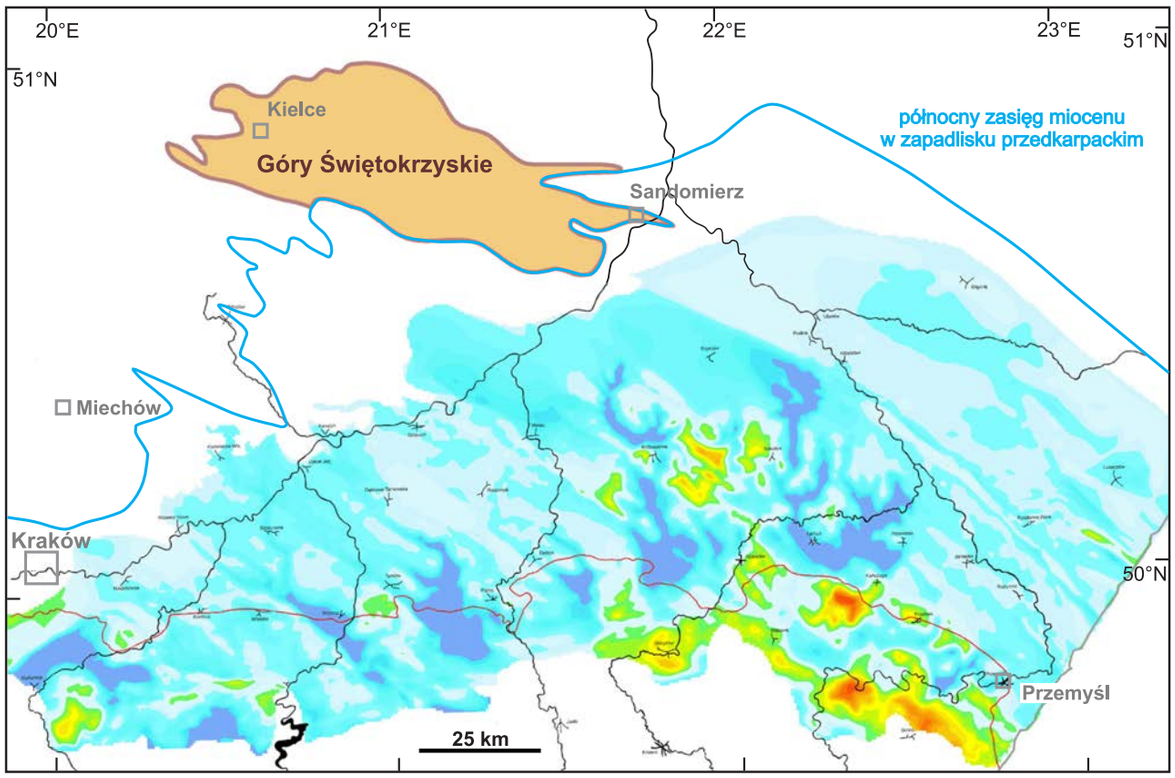


FIG. 30. Pozycja Gór Świętokrzyskich i ich południowego otoczenia na tle mapy paleogeograficznej basenu późnobadeńskiego (miocen) w zapadlisku przedkarpackim, rozwiniętego na podłożu masywu małopolskiego (wg Karnkowskiego, Ozimkowskiego, 2001; Karnkowskiego, 2019); (cięcie poziomicowe co 100 m, kolor zielony+ – wyspy, kolor niebieski+ – obniżenia, głębie)

Mizerski, 1998). Kowalski (1975) twierdził, że budowa geologiczna antykliny chęcińskiej stanowi modelowy przykład dla koncepcji Sanforda (1959), w której główną rolę w powstaniu antykliny przypisał uskokom w podłożu i kompresji postmezozoicznej. Stupnicka (1986) pisała natomiast, że skały kambru są silnie zdeformowane, fałdy są strome o upadach skrzydeł rzędu 50–80°, mają małe amplitudy, a w niektórych miejscach są obalone czy pochylone na północ. Orłowski i Mizerski (1998) twierdzili jednak, że przy tak dużych upadach skrzydeł antykliny chęcińskiej, powstałej w czasie ruchów waryscyjskich, bardziej podatne utwory kambryjskie musiały ulec deformacjom wskutek ściskania jądra antykliny, które można uznać za deformacje dysharmonijne, za czym mogą przemawiać niewielkie amplitudy fałdów. Na wewnętrzną strukturę antykliny chęcińskiej wpływ mogły mieć również ruchy laramijskie, co już podkreślali Lewiński (1912) i Czarnocki (1927, 1938, 1948).

Z przeglądu dostępnych danych wynika, że wewnętrzna struktura antykliny chęcińskiej i jej poszczególnych części powstała w zmieniającym się polu naprężeń, związanych z jego reorientacją w różnych epokach tektonicznych. Można tu znaleźć relikty zarówno deformacji starokaledońskich (młodokadomskich?), młodokaledońskich, co najmniej dwóch faz ruchów waryscyjskich, fazy laramijskiej, a prawdopodobnie także ruchów mioceńskich, związanych z ostatecznym dźwiganiem świętokrzyskiego cokołu paleozoicznego.

Synklina gałęzicko-bolechowicka (fig. 31, 32A) (Czarnocki, 1923) przebiega od okolic Słopca na wschodzie (Filonowicz, 1967, 1968) do okolic Gałęzic (Czarnocki, 1938). Nazywana jest też synkliną bolechowicko-borkowską (Tomczyk, 1974). W jądrze tej struktury występują skały famenu i karbonu dolnego w okolicach Bolechowic i Kowali (Czarnocki, 1938; Filonowicz, 1967, 1968, 1973) oraz karbonu w Gałęzicach (Czarnocki, 1938). Synklina ma rozciągłość WNW–ESE. Ciągnie się na długości ok. 30 km, osiągając szerokość 4–6 km (fig. 31, 32A). Od Bolechowic do Kowali synklina ma największą amplitudę i ma budowę asymetryczną, o łagodnym i słabo zaangażowanym tektonicznie skrzydle północnym. Skrzydło południowe jest bardziej strome, poprzecinane uskokami i podrzędnie sfałdowane (Filonowicz, 1968). Osiową część synkliny przecina kilka dyslokacji podłużnych o kierunku WNW–ESE, które wpływają na upady utworów dewonu. Mniejsze znaczenie mają natomiast dyslokacje transwersalne o zróżnicowanych kierunkach. Według Filonowicza (1968) część zaburzeń strukturalnych w południowym skrzydle związana jest z ruchami w kenozoiku.

Ta wielka synklina wypełniona jest głównie utworami dewonu środkowego, a w jej skrzydłach występują skały dewonu dolnego (Tomczyk, 1974). Synklina jest częściowo asymetryczna i przeważają w niej upady ku południowi. Północne skrzydło synkliny ma upady rzędu 25–35°, podczas gdy skrzydło południowe – 60–80°, zarówno ku N, jak i S. Silniej zdeformowana jest w części zachodniej, co wiąże się z wpływami ruchów laramijskich. Jej oś nachylona jest w kierunku zachodnim, co powoduje, że na powierzchni odsłaniają się utwory dolnego karbonu, które chowają się pod utwory permu i mezozoiku.

Na wschód od Kowali oś synkliny wykazuje silną wergencję ku zachodowi i dzieli się na dwie podrzędne synkliny: babiogórską na północy i bilczańską na południe, przedzielone antykliną spólnicką.

Synklina babiogórska zawiera w jądrze wapienie żywetu, natomiast synklina bilczańska tworzy trzy małe brachysynkliny zbudowane z wapieni żywetu w jądrze oraz z dolomitów żywetu i eiflu na skrzydłach.

W okolicy Borkowa synklina gałęzicko-bolechowicka jest najwęższa, co związane jest najprawdopodobniej z działalnością podłużnego uskoku, który przebiega przez osiową część synkliny. Uskok ma charakter nasunięcia skierowanego ku północy.

Uskoki poprzeczne, przecinające południowe skrzydło synkliny w części bolechowickiej, Filonowicz (1968) odnosi do zaburzeń starokenozoicznych.

Synklinę skibską (fig. 31) wyróżnił Czarnocki (1928). Jest ona korelowana z podrzędną synkliną skrzelczycką (Filonowicz, 1967, 1968). Występuje ona między Chęcinami a Skibami. Na E i W zanurza się ona pod utwory permo-mezozoiku. W jej osi występują wapienie franu. Skrzydło północne jest bardziej strome od skrzydła południowego, co świadczy o kierunku nacisku w trakcie jej powstawania z kierunku południowego. Skrzydła synkliny zbudowane są z wapieni i dolomitów żywetu. W części osiowej synkliny przebiega uskok podłużny, z którym związana jest mineralizacja miedziowa (Czarnocki, 1928).

Antyklina dymińska (fig. 31, 32A) jest jednostką tektoniczną (Czarnocki, 1919, 1948, 1950; Tomczyk, 1974; Kowalczewski, 1979; Orłowski, Mizerski, 1996) zbudowaną z utworów kambru dolnego w jądrze i skrzydeł utworzonych ze skał dewonu dolnego, które leżą niezgodnie na kambrze.

Pozycja stratygraficzna skał kambru antykliny nie jest całkowicie jasna. Skały kambryjskie jądra antykliny należą, wraz z utworami ordowiku i syluru, do dolnego piętra strukturalnego, które ma budowę monoklinalną, zaburzoną przez uskoki podłużne i poprzeczne. W obrębie utworów kambryjskich występują równoleżnikowe rowy tektoniczne, w których znajdują się utwory ordowickie i sylurskie (Orłowski, Mizerski, 1996). Rowy te leżą wzdłuż głównej dyslokacji podłużnej w obrębie osiowej strefy antykliny. Biegi warstw utworów piętra starszego (kaledońskiego) i górnego (waryscyjskiego) wyka-

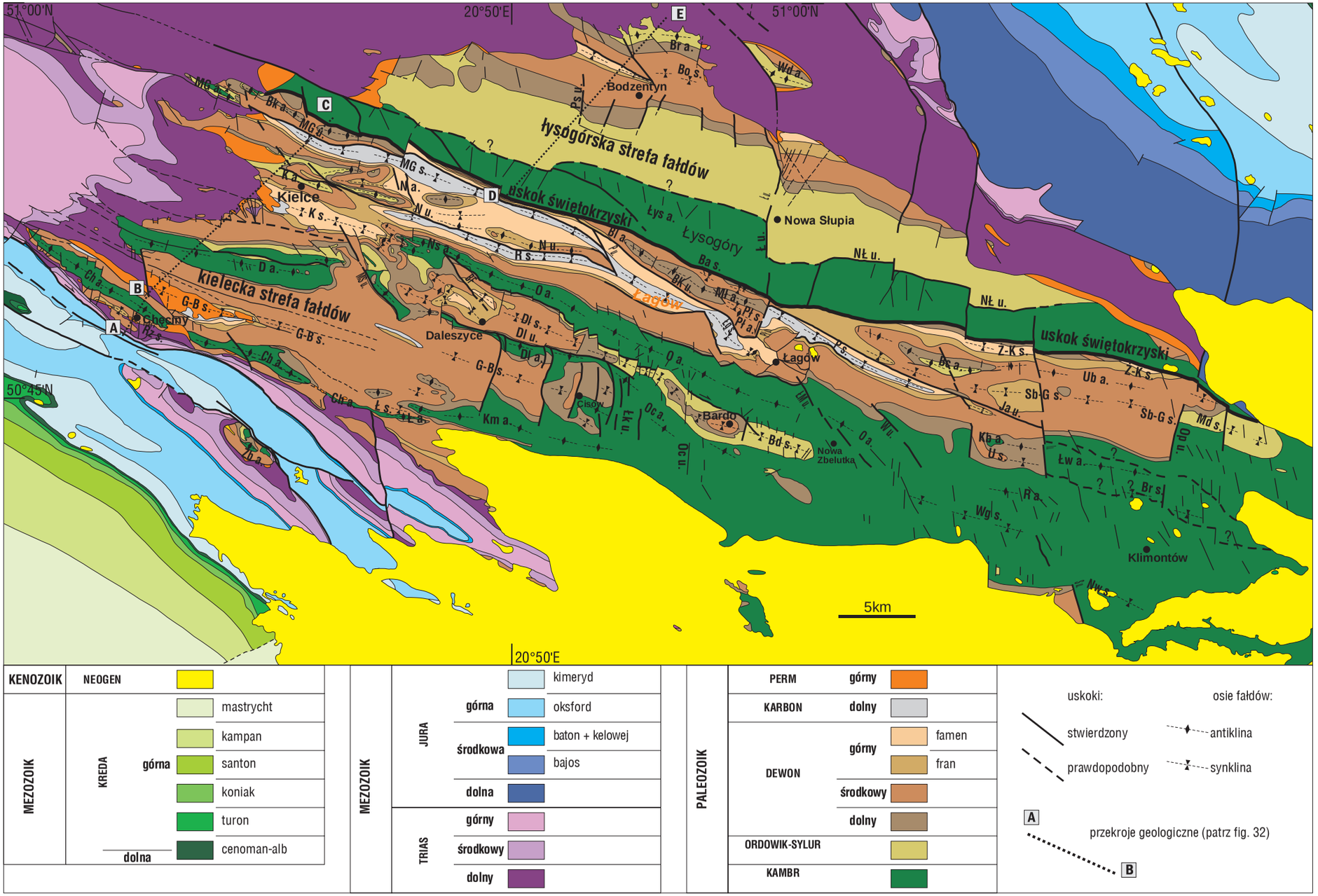


FIG. 31. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich (Konon, 2008); ant. – antyklina; syn. – synklina; **kielecka strefa fałdów** (od północy): Bk a. – ant. bukowska; MG s. – syn. miedzianogórska; N a. – ant. niewachlowska; Ba s. – syn. Bartoszowin; Bl a. – ant. bielińska; Mł a. – ant. małacentowska; Pł s. – syn. Płucek; Pł a. – ant. Płucek; Ź–K s. – syn. żernicko–karwowska; Bc a. – ant. Baćkowic; Sb–G s. – syn. sobiekurowsko-grocholicka; Ub a. – ant. Ublinka; Md s. – syn. Międzygórza; K a. – ant. kielecka; K s. – syn. kielecka; R s. – syn. Radlina; Łg s. – syn. łagowska; P s. – syn. piotrowska; Kb a. – ant. Kabzy; U s. – syn. Ujazdu; D a. – ant. dymińska; G-B s. – syn. gałęzicko-bolechowicka; Ch a. – ant. chęcińska; Rz s. – syn. Rzepki; Zb a. – ant. Zbrzy; Ns a. – ant. niestachowska; O a. – ant. Orłowin; Dl s. – syn. Daleszyc; Dl a. – ant. Daleszyc; Km a. – ant. komórkowska; Ł s. – syn. łabędziowska; Ł a. – ant. łabędziowska; Bd s. – syn. bardziańska; Oc a. – ant. Ociesęk; R a. – ant. Radwana; Wg s. – syn. wygiełzowska; Łw a. – ant. Łownicy; Br s. – syn. beradzka; Nw s. – syn. Nawodzic; **łysogórska strefa fałdów:** Łys a. – ant. Łysicy; Br a. – ant. bronkowicka; Bo s. – s. bodzentyńska; Wd a. – ant. wydryszowska; główne uskoki (u): Ł u. – łysogórski; NŁ u. – północnołysogórski; Ps u. – psarski; MG u. – miedzianogórski; N u. – niewachlowski; P u. – Porąbek; BK u. – Bielin Kapitulnych; Pł u. – Płucek; Ja u. – Janczyc; MS u. – strefa uskokowa Mójczy; B u. – Brzechowa; Łk u. – Łukawek; Ł-M u. – Łagowa–Michałowa; W u. – Wszachowa; D u. – Daleszyc; O u. – Oziębłowa; Op u. – Opatowa; S u. – Samotni

zują daleko idące analogie, co oznacza, że deformacje obu pięter strukturalnych musiały zachodzić w podobnym polu naprężeń.

Filonowicz i Lindner (1987) uważają, że skały kambryjskie w zachodniej części antykliny tworzą strukturę synklinalną, będącą fragmentem starszej, przedhercyńskiej formy tektonicznej, nie stwierdzając przy tym istnienia zafałdowań mniejszego rzędu. Poglądowi temu przeczy jednak mapa wykonana przez Orłowskiego i Mizerskiego (1996), na której skały kambru w jądrze antykliny zapadają monoklinalnie ku północy, prostopadle do jej osi, a zafałdowanie synklinalne całej jednostki następuje jedynie na wschodnim krańcu antykliny.

Czarnocki (1919, 1948), a za nim Tomczyk (1974) uważali, że między kambrem a ordowikiem, czy też sylurem, istnieje wyraźna niezgodność kątowa, a wąskie wychodnie tych utworów w jądrze antykliny, w obrębie utworów kambryjskich, są świadectwem silnego przefałdowania utworów staropaleozoicznych w czasie ruchów kaledońskich. Nie ma jednak na to bezpośrednich dowodów. Filonowicz i Lindner (1987), a także Orłowski i Mizerski (1996), są zdania, że niezgodność ta jest nieznaczna, a gdyby nawet była większa, to nie może być dowodem na znaczne fałdowe ruchy kaledońskie (czy późniejsze), gdyż utwory ordowiku–syluru leżą w rowie tektonicznym, w którym zachowały się przed erozją, zapewne powaryscyjską.

Antyklinalna budowa jednostki jest widoczna dopiero w utworach dewońskich. Oznacza to, że antyklina dymińska jest jednostką waryscyjską z reliktowymi strukturami młodokaledońskimi. Podzielona jest na bloki przez uskoki poprzeczne o głównej składowej zrzutowej, jak również przez uskoki przesuwcze o kierunku NW–SE, które są zapewne związane z waryscyjską aktywizacją bloku kieleckiego.

O waryscyjskim wieku antykliny można się wypowiedzieć jednoznacznie, w oparciu o wiek skał leżących bezpośrednio na kambrze w skrzydłach antykliny. Wzdłuż całego południowego skrzydła na kambrze leżą utwory dewonu. Podobnie jest w części zachodniej północnego skrzydła jednostki. Jednak w środkowej i wschodniej części skrzydła północnego bezpośrednio na kambrze leżą utwory ordowiku, syluru i dewonu, a ich wychodnie są współkształtne.

Przedłużenia antykliny dymińskiej ku wschodowi można się dopatrywać w okolicy Mójczy, gdzie występuje prawdopodobnie fragment południowego skrzydła antykliny, która rozdziela się tu na dwie formy: antyklinę niestachowską i antyklinę daleszycką, przedzielone synkliną daleszycką. Na osi depresji poprzecznej koło Mójczy dolomity i wapienie dewońskie tworzą formę synklinalną o kierunku NNW–SSE, zwaną synkliną sukowską.

Na wschód od synkliny sukowskiej znajduje się antyklina mójczańska, ograniczona uskokami o kierunku NW–SE. Jej południowo-zachodnie i północno-wschodnie skrzydła są zbudowane z utworów dewonu dolnego, które niezgodnie sedymentacyjnie leżą na utworach kambru i syluru. Wzdłuż uskoku równoległego do Lubrzanki skały dolnego dewonu tworzą małą synklinę (synklina Lubrzanki) o przebiegu NNW–SSE, którą oddziela uskok o charakterze nasunięcia (Filonowicz, 1968).

Na południe od antykliny niestachowskiej znajduje się synklina daleszycka. Od antykliny mójczańskiej jest ona ograniczona uskokiem, a w kierunku północnym łączy się z synkliną Lubrzanki.

Antyklina dymińska pocięta jest na bloki przez uskoki o kierunkach głównie południkowych. Tylko na zachodnim krańcu struktury uskoki przybierają kierunek „laramijski", tzn. NW–SE. Uskoki poprzeczne mają charakter zrzutowy, a tylko znikoma ich część jest uskokami odwróconymi. Antyklina podzielona jest na południkowe bloki o charakterze niewielkich zrębów i rowów. Ponadto jądro przecięte jest walnym uskokiem podłużnym, który na pewnych odcinkach rozdwaja się, tworząc między swymi gałęziami rów tektoniczny.

Antyklina Bukówki (fig. 31) ma przebieg NW–SE i w swym jądrze zawiera utwory ordowiku, które od południa, prawdopodobnie wzdłuż uskoku, kontaktują z piaskowcami kambru, a od W i E z łupkami syluru, na których niezgodnie, w kontakcie sedymentacyjnym zalegają piaskowce dolnego dewonu (Filonowicz, 1973).

Antyklina Zbrzy (fig. 31), zlokalizowana w południowo-zachodniej części antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego, ok. 18 km na południe od Kielc, stanowi najbardziej wysuniętą na południe strukturę paleozoiczną tego obszaru. Struktura ta o przebiegu NW–SE stanowi odrębną jednostkę geologiczną, obejmującą utwory od eokambru (warstwy kotuszowskie, wg Żylińskiej i Szczepanika, 2009) po mezozoik włącznie (Deczkowski, Tomczyk, 1969).

Badania tej struktury rozpoczęły się już w XIX wieku. Zejszner (1868) oraz Gürich (1896) określili stratygrafię na podstawie analizy graptolitów, wskazując na obecność sylurskich łupków landoweru. Łupki te występują w niezgodnym kontakcie z utworami dolnego

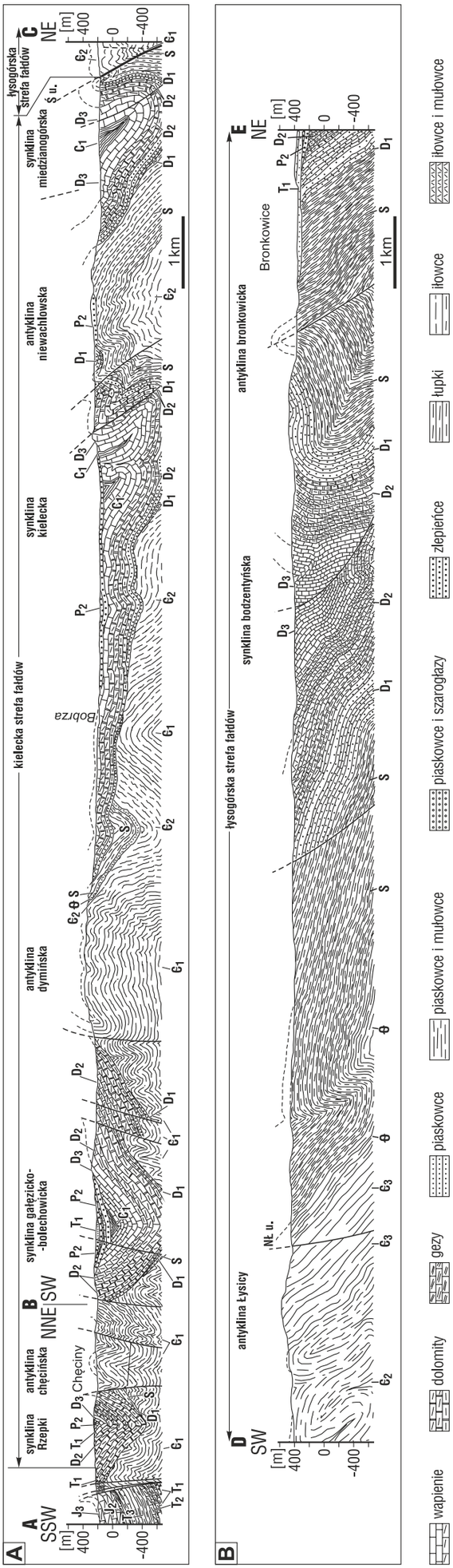


FIG. 32. Przekroje geologiczne (Konon, 2008): A – wzdłuż linii A–B–C (patrz fig. 31) przez kielecką strefę fałdów; B – wzdłuż linii D–E (patrz fig. 31) przez łysogórską strefę fałdów; $Є_1$ – kambr dolny; $Є_2$ – kambr środkowy; $Є_3$ – kambr górny; D_1 – dewon dolny; D_2 – dewon środkowy; D_3 – dewon górny; C_1 – karbon dolny; P_2 – perm górny; T_1 – trias dolny; T_2 – trias środkowy; T_3 – trias górny; J_1 – jura dolna; J_2 – jura środkowa; J_3 – jura górna; Ś u. – uskok świętokrzyski; Nł u. – uskok północnołysogórski

kambru (Czarnocki, 1927). W skład staropaleozoicznych skał budujących antyklinę wchodzą również łupki syluru. Skały ordowiku i syluru charakteryzują się wysoką plastycznością oraz dużą podatnością na deformacje tektoniczne, co objawia się zmiennością ich kątów upadu, mieszczącą się w zakresie od 20° do 80°. W południowo-zachodnim skrzydle antykliny, na utworach eokambru lub ordowiku, spoczywają niezgodnie piaskowce plakodermowe emsu z upadami wynoszącymi ok. 20°. W budowie strukturalnej antykliny uczestniczą również utwory mezozoiczne (trias, jura), których upady są porównywalne z upadami skał dewońskich.

Proces formowania antykliny zbrzańskiej mógł rozpocząć się w późnym paleozoiku, a w trakcie ruchów waryscyjskich struktura ta uległa częściowej erozji. Utwory czerwonego spągowca oraz triasu zalegają prawie zgodnie na skałach środkowodewońskich. Antyklina zachowała swą strukturę w mezozoiku, jednak została odmłodzona w wyniku ruchów starokimeryjskich. Współczesny obraz geologiczny tego obszaru jest rezultatem ruchów laramijskich, które doprowadziły do przechylenia antykliny na północny wschód i wytworzenia bezpośredniego kontaktu ilastych skał staropaleozoicznych i utworów górnojurajskich wzdłuż strefy dyslokacyjnej o przebiegu NW–SE.

Synklina bardziańska (fig. 31) rozciąga się wzdłuż południowej części strefy kieleckiej w kierunku WNW–ESE i jest położona w obrębie antyklinorium klimontowskiego (Orłowski, Mizerski, 1995; Konon, 2004, 2006, 2008). Osiowa część tego antyklinorium (Walczowski, 1968; Filonowicz, 1973) zawiera synklinę bardzką oraz jej zachodnie przedłużenie w postaci synkliny daleszyckiej (fig. 31). Podłożem synkliny bardziańskiej jest cokół kadomski, nad którym występują skały silikoklastyczne dolnego i środkowego kambru (Mizerski, 1994, 1995, 1996, 1998, 2004; Orłowski, Mizerski, 1995; Kowalczewski i in., 2006). Ponad nimi leżą warstwy ordowiku o niezgodnościach kątowych sięgających 60° (Czarnocki, 1928). Pogląd ten został oparty na obserwacjach na Górze Ryj, gdzie utwory kambru dolnego oddzielone są uskokiem od formacji ordowickiej synkliny bardziańskiej. Pięć kilometrów na zachód od tego miejsca był wykonany otwór Zaręby-2 (Jurkiewicz, 1971; Szczepanik, 2019), gdzie w przyspągowej części profilu stwierdzono zaleganie utworów dewonu na łupkach kambryjskich bez niezgodności kątowej. Podobne obserwacje zostały poczynione w niedalekim profilu Zalesia. Można stąd założyć, że i w synklinie bardziańskiej niezgodność pomiędzy kambrem a ordowikiem jest minimalna lub wcale jej nie ma. Pomiędzy kambrem a ordowikiem stwierdzono w tym profilu lukę stratygraficzną obejmującą część środkowego i cały górny kambr (Jurkiewicz, 1971; Szczepanik, 2019) Skały ordowiku wykazują znaczną różnorodność litologiczną: od piaskowców z wkładkami ilastymi w dolnej części, aż po dolomity w części przystropowej (Trela, 2006). Warstwy sylurskie rozpoczynają się łupkami graptolitowymi, które w górnej części profilu (górny ludlow) są stopniowo zastępowane przez szarogłazy (Czarnocki, 1919; Stupnicka, 1995; Malec, 2001; Nawrocki, 2006). Na granicy łupków graptolitowych i szarogłazów występuje intruzja magmowa typu sill, tradycyjnie określana jako diabaz bardzki (Czarnocki, 1919, 1938). Skład geochemiczny intruzji odpowiada bazaltowi toleitowemu (Krzemiński, 2004). Diabaz wtargnął w płasko leżące skały syluru, a następnie został wraz z nimi sfałdowany w synklinę między późnym sylurem a wczesnym dewonem (Kowalczewski, Lisik, 1974). Na taką sekwencję zdarzeń wskazuje przefałdowana natura pierwotnego namagnesowania diabazu, odnotowana przez Nawrockiego (1999). Powyżej szarogłazów niewachlowskich występuje luka stratygraficzna obejmująca czas od górnego syluru do dolnego dewonu (Czarnocki, 1936; Malec, 2001; Kozłowski i in., 2014). Emskie skały silikoklastyczne i dolomity eiflu zalegają niezgodnie na skałach starszych (Czarnocki, 1919; Racki, 2006) i zostały sfałdowane w czasie orogenezy waryscyjskiej wraz z podłożem dolnopaleozoicznym (np. Szulczewski, 1995; Lamarche i in., 2003 i cytowane tam prace).

W obszarze świętokrzyskim w wyniku kompresji waryscyjskiej wykształciły się liczne jednostki tektoniczne wyższego i niższego rzędu. Jednym z kluczowych elementów powstałych w tym okresie jest depresja daleszycko-bardziańska, która na zachodzie przechodzi w synklinę kielecką o przebiegu WNW–ESE.

Synklina daleszycka (fig. 31), będąca ku zachodowi przedłużeniem synkliny bardziańskiej, jest wypełniona głównie osadami dewonu, z udziałem syluru. Synklina bardziańska, usytuowana na wschodzie, obejmuje przede wszystkim utwory syluru, z wkładkami dewonu w części osiowej, a także fragmentaryczne utwory ordowiku w południowym skrzydle. W ogólnej strukturze jednostka ta wykazuje częściową analogię do budowy synklinorium kielecko-łagowskiego. Depresja ta charakteryzuje się wyraźnym zapadaniem ku zachodowi, co objawia się występowaniem coraz młodszych utworów paleozoicznych oraz stopniowym rozszerzaniem synkliny daleszyckiej. W kierunku wschodnim obserwuje się natomiast wynoszenie całej jednostki, jej stopniowe zwężanie oraz zamknięcie depresji utworami ordowiku w skrajnej części synkliny bardziańskiej. Synklina daleszycka (fig. 31) jest znacznie większa obszarowo od synkliny bardziańskiej, a jej profil litologiczny obejmuje skały paleozoiczne, kończące się osadami górnego dewonu. Podobieństwa w budowie obu synklin stanowią cenny materiał do badań stratygraficznych i tektonicznych, umożliwiając szczegółową analizę ewolucji strukturalnej regionu.

Strefa łysogórska

Strefa łysogórska, wyodrębniona przez Czarnockiego (1936, 1950, 1957), stanowi bezsprzecznie odrębną jednostkę tektoniczną w stosunku do południowego obszaru – kieleckiego. Region ten cechuje pełniejszy rozwój głównie starszego paleozoiku, a szczególnie zachowana ciągłość sedymentacji między najwyższym górnym kambrem i najniższym ordowikiem oraz między najwyższym sylurem i najniższym dewonem. Obraz strukturalny tego obszaru został zasadniczo ukształtowany w epoce waryscyjskiej.

Antyklina łysogórska (fig. 31, 32B), wchodzi w skład obszaru łysogórskiego, ale tylko północne jej skrzydło wykazuje genetyczne związki z regionem łysogórskim, a południowe ma wyraźne tendencje obszaru kieleckiego, gdzie zakłócenia typu fałdowego obserwowane są tylko w obrębie utworów kambru środkowego (Czarnocki, 1919, 1957). W niektórych odcinkach południowego skrzydła antykliny łysogórskiej występują w kambrze częste zmiany upadów i biegów warstw oraz serie odwrócone ku południowi, tworzące lokalne układy synklin i antyklin typu fałdowego. W południowo-wschodniej części antykliny łysogórskiej Filonowicz (1973) wyodrębnia lokalne zafałdowania wraz z odwróceniem kambru ku południowi. W skrzydle północnym antykliny łysogórskiej występują utwory kambru górnego w litofacji piaskowców kwarcytycznych (formacja z Wiśniówki), ordowiku w postaci łupków graptolitowych oraz syluru. Utwory starszego paleozoiku zalegają tu równolegle do osiowej części antykliny, wykazują upady północne, ustabilizowane, miejscami zmienne, bez przefałdowania (Deczkowski, Tomczyk, 1969). Wzdłuż całej prawie rozciągłości antykliny, począwszy od Kajetanowa na zachodzie aż po okolice Opatowa na wschodzie, tj. na odcinku ok. 60 km, zapadanie warstw jest wybitnie północne, pod kątem 40–60°. Stopień zaangażowania tektonicznego ilastych skał górnego kambru, ordowiku oraz syluru jest tu identyczny. Zakłócenia położenia utworów powodują tylko dyslokacje transwersalne związane z kompresją waryscyjską (Gągała, 2005). Największa dyslokacja transwersalna – łysogórska, o kierunku południkowym, na linii Rzepin–Słupia Nowa–Łagów–Raków–Kotuszów (Samsonowicz, 1925, 1934; Czarnocki, 1957; Pawłowski, 1965) wykazuje przesunięcie antykliny łysogórskiej, wynoszące ok. 2–3 km. Zamknięcie antykliny łysogórskiej od zachodu, w rejonie Tumlina, musiało nastąpić w wyniku dyslokacji poprzecznych o silnie zrzuconych skrzydłach zachodnich, gdyż utwory kambru antykliny łysogórskiej ku zachodowi zanurzają się tu głęboko pod utwory dewonu dolnego.

Synklina bodzentyńska (fig. 31, 32B), o kierunku WNW–ESE, przebiega w odległości 8–10 km na północ od jądrowej partii antykliny łysogórskiej. Oś synkliny jest równoległa do tej antykliny i w odcinku zachodnim słabo nachylona ku zachodowi. Jej szerokość w granicach utworów dewonu maksymalnie osiąga 5 km. Tworzą ją głównie utwory dewońskie, w osiowej części franu i famenu.

Strefa antyklinalna bronkowicko-wydryszowska (fig. 31, 32b), położona ok. 12 km na północ od antykliny łysogórskiej, w partiach jądrowych odsłania utwory górnego syluru lub dolnego dewonu. Antyklina bronkowicka jest wybitnie asymetryczna, przechylona ku południowi, z silnie zaburzonym skrzydłem południowym. Antyklina ta, o kierunku WNW–ESE, rozciąga się na odcinku ok. 6–8 km i zarówno na wschód, jak i zachód ginie szybko pod pokrywą mezozoiczną. Znacznie większe zaburzenia wykazuje jedynie jądrowa partia odwróconych tu warstw wydryszowskich ludlowu, w której występują nawet wtórne zafałdowania przy kontaktach ze zwięzłymi piaskowcami (Czarnocki, 1957). Sfałdowanie utworów paleozoicznych w północnej części regionu łysogórskiego nastąpiło w czasie ruchów waryscyjskich, a więc w fazie sudeckiej. W wyniku kompresji południkowej powstała asymetryczna antyklinalna struktura Bronkowic, przechodząca na południu w synklinę bodzentyńską.

5.1.2.6. Wgłębna budowa Gór Świętokrzyskich i obszarów sąsiednich na głębokich przekrojach geologicznych

Wszystkie powyżej opisane jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich są zidentyfikowane i wydzielone na podstawie badań powierzchniowych. Na tej podstawie stworzono wiele różnych map geologicznych w różnych skalach. Z kolei, na podstawie głównie map geologicznych, konstruowano przekroje geologiczne, aby zwizualizować wgłębną budowę geologiczną. Przekroje te przede wszystkim bazowały na danych powierzchniowych oraz na wynikach wierceń. Na początku XX wieku, z inicjatywy profesora

Z. Kotańskiego, powstał zespół realizujący projekt map ścięcia poziomego do głębokości 5 kilometrów na obszarze całej Polski. Rezultatem tych prac jest „Geologiczny Atlas Polski map ścięcia poziomego" (Kotański, 1997b). Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe były tam opracowane przez Tomczyka (1994) oraz Hakenberga i Świdrowską (1997) – czyli geologów ówcześnie dysponujących bardzo dobrą wiedzą i doświadczeniem niezbędnym do wykonania takich map. Dzisiaj materiały z Atlasu (Kotański, 1997) po reambulacji są wszechstronnie wykorzystywane do budowy trójwymiarowych modeli komputerowych (Piotrowska i in., 2005). Karnkowski (1996), będąc sam uczestnikiem projektu prof. Kotańskiego, postanowił wykorzystać mapy ścięcia poziomego do konstrukcji wgłębnych przekrojów geologicznych do głębokości pięciu kilometrów (fig. 33). Lokalizację przekrojów dobrano tak, aby ukazać także wgłębną budowę geologiczną otoczenia Gór Świętokrzyskich, obejmującą synklinorium miechowskie, antyklinorium dolnego Sanu oraz północny skłon łysogórskiego pasma fałdowego. Ich przebieg przedstawiono na podkładzie mapy podkenozoicznej Polski (Stępień, Grabowski, 2022), zaznaczając zasięg masywu małopolskiego oraz w jego obrębie blok górnośląski ograniczony strefą Kraków–Lubliniec (Żaba, 1999; Buła, Habryn, 2008; Buła i in., 2008). Zaznaczono również uskok świętokrzyski, który zapewne pełnił rolę uskoku synsedymentacyjnego w rozwoju świętokrzyskiego basenu paleozoicznego oraz istotną strefę w rozładowywaniu naprężeń w czasie waryscyjskich ruchów tektonicznych po dolnym karbonie. Antyklinorium dolnego Sanu, które ma zapewne wieloetapową aktywność tektoniczną – od kambru aż po neogen, przedłuża się ku zachodowi w kierunku strefy kieleckiej oraz północnego skłonu synklinorium miechowskiego. Jednocześnie południowo-wschodnia część masywu małopolskiego wykazuje swój rys w ewolucji rozwoju basenów paleozoicznych i mezozoicznych – kiedy mogła stanowić obszar lądowy lub tranzytowy względem stref o większej subsydencji.

Na prezentowanych przekrojach (fig. 34) dobrze widać istotne różnice pomiędzy strefą kielecką i łysogórską. W strefie kieleckiej podłoże kadomskie zalega na głębokościach (1–4 km) i nigdzie nie odsłania się na powierzchni terenu. W strefie łysogórskiej głębokość zalegania tego podłoża przekracza 5 kilometrów, ale w północno-wschodniej części masywu małopolskiego, który leży w przedłużeniu strefy łysogórskiej, najprawdopodobniej powierzchnia stropowa orogenu kadomskiego, znów jest na głębokościach porównywalnych do strefy kieleckiej. Z analizowanych przekrojów (fig. 34) widać, że rów (przegłębienie) Odrzywołu–Ćmielowa (por. fig. 16) jest pozostałością po stabilnym subbasenie paleozoicznym, którego wypełnianie trwało zapewne od kambru aż po wczesny karbon włącznie. Inaczej wygląda to w strefie kieleckiej, gdzie pomimo pewnych uproszczeń zastosowanych z konieczności wynikającej z ograniczeń graficznych, dobrze widać, że na podłożu kadomskim spoczywają stosunkowo miąższe formacje kambryjskie, na których gdzieniegdzie zachowały się płaty ordowiku i syluru. Podobny obraz zachowania się nielicznych pozostałości po ordowicko-sylurskiej sedymentacji występuje w podłożu synklinorium miechowskiego, ale tam te pozostałości występują wprost na podłożu kadomskim (nie ma utworów kambru) (Jurkiewicz, 1975). Miąższości utworów dewonu i karbonu dolnego zachowane w strefie kieleckiej nie są duże i są mniejsze niż w południowej części synklinorium.

Sfałdowanie utworów paleozoicznych, jakie nastąpiło w wyniku ruchów tektonicznych (faza sudecka), spowodowało powstanie planu strukturalnego, jaki znamy z dzisiejszej rzeczywistości. Synkliny i antykliny, synklinoria i antyklinoria (por. fig. 2, 31) w strefie kieleckiej są w zdecydowanym stopniu efektem ruchów waryscyjskich (Szulczewski, 1977; Stupnicka, 1988, 1992, 1995; Mizerski, 1992, 1994, 1998, 2004; Głazek, 1993, 1995). Na przedstawionych przekrojach (fig. 34) ujęto również zagadnienie fałdów mezozoicznych (Konon, Mastella, 2001; Konon, 2015; Rybak-Ostrowska i in., 2020; Konon i in., 2024), powstałych w wyniku ruchów fazy laramijskiej (Jurewicz i in., 2023, 2024). Wzajemne relacje pomiędzy waryscyjskimi a laramijskimi strukturami są przedmiotem badań tektonicznych (Konon, Mastella, 2001; Jurewicz i in., 2023, 2024; Konon i in., 2024), podobnie jak zagadnienie ruchów tektonicznych w paleogenie i neogenie, gdzie wskutek nasuwających się z południa Karpat doszło do powstania i aktywności uskoków zrzutowych i przesuwczych w zapadlisku przedkarpackim i jego północnym obrzeżeniu (Krzywiec i in., 2001).

Dzięki głębokim przekrojom geologicznym (fig. 34) można wszechstronnie analizować mapy paleogeograficzne (np. fig. 5, 6, 12, 18, 19) w kontekście architektury basenów sedymentacyjnych rozwijających się na obszarze masywu małopolskiego i lepiej powiązać zachowane kompleksy skalne z ich pierwotnym miejscem i warunkami depozycji.

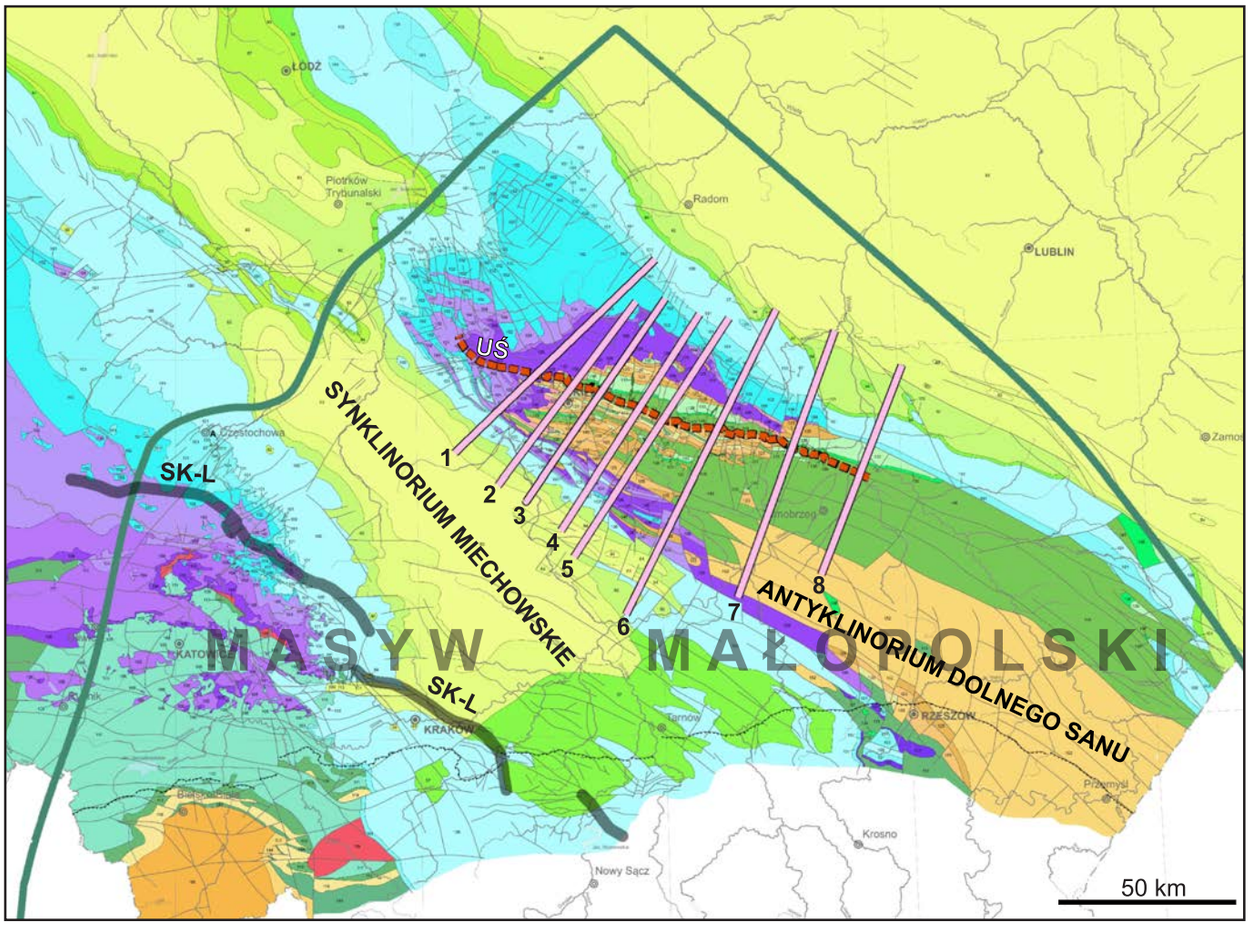


FIG. 33. Mapa geologiczna podkenozoiczna centralnej i południowo-wschodniej Polski (wg Stępień, Grabowskiego, 2022) z wyróżnieniem obszaru antyklinorium dolnego Sanu oraz lokalizacją przekrojów geologicznych przez Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe (fig. 34); SK-L – strefa Kraków–Lubliniec

5
Platforma paleozoiczna

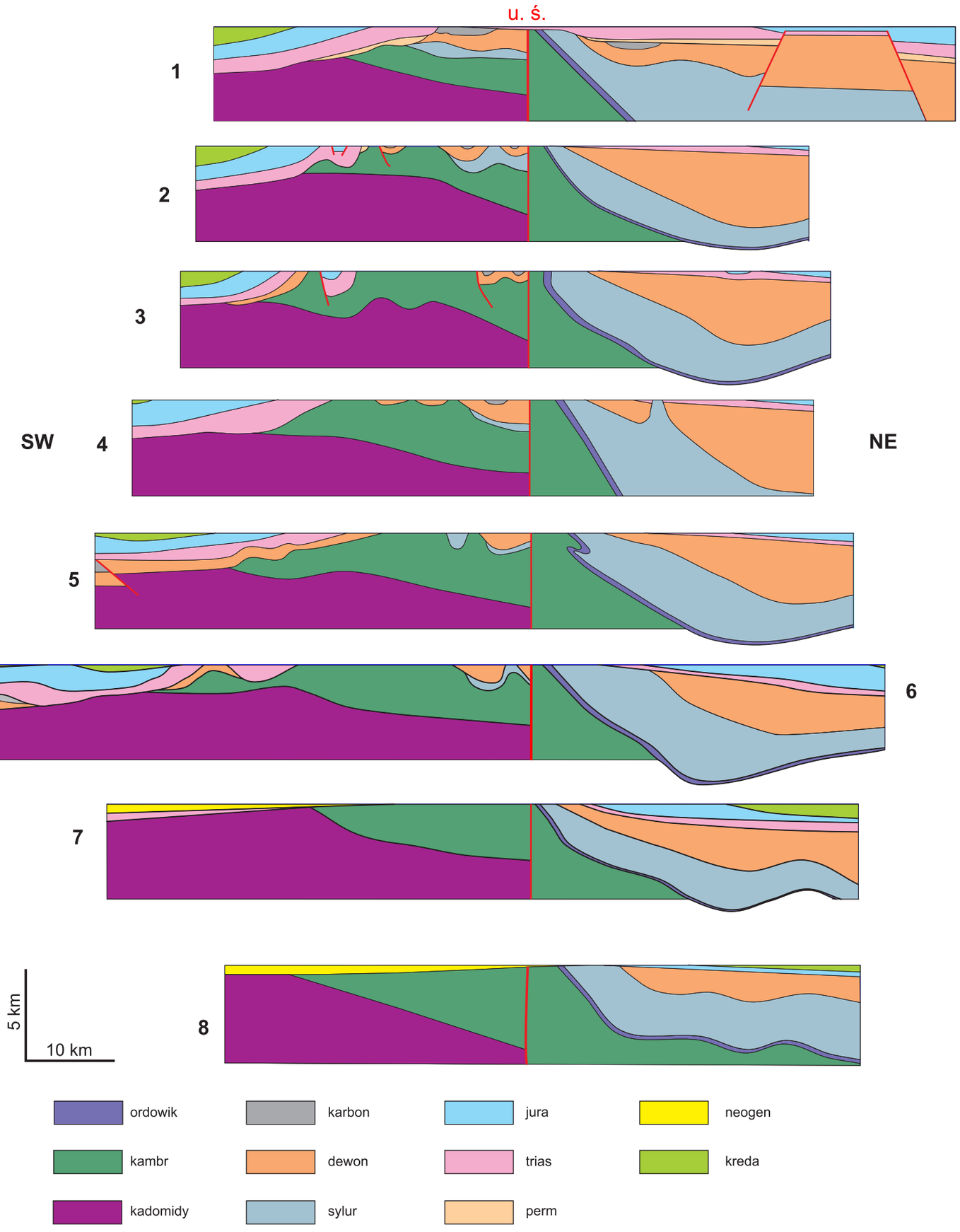


FIG. 34. Przekroje geologiczne przez Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe do głębokości 5 kilometrów (lokalizacja przekrojów na fig. 33): u.ś. – uskok świętokrzyski

LITERATURA

Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N., 2006. The Paleocene and Eocene in the Russian part of West Eurasia. Stratigraphy and Geological Correlation, 14: 49–72.

Barrier E., Vrielynck B., Brouillet J.-F., Brunet M.F., 2018. Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. DARIUS Programme, Publisher: CCGM/CGMW, Paris.

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, London, Special Publications, 469: 341–369.

Barski M., Matyja B.A., 2008. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. Kwartalnik AGH Geologia, 34: 163–164.

Bełka Z., Skompski S., 1988. Mechanizm sedymentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 36: 442–448.

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, London, Special Publications, 107: 315–329.

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. *W*: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). Geological Society, London, Special Publications, 179: 87–102.

Bełka 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, London, Special Publications, 201: 19–36.

Bobrek L., Gliniak P., Świetlik B., Urbaniec A., 2002. Utwory kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat – weryfikacja zasięgu na podstawie badań mikrofaunistycznych i sedymentologicznych. Prace Instytutu Górnictwa Nafty i Gazu, 116: 49–53.

Bobrek L., Gliniak P., Świetlik B., Urbaniec A., 2003. Utwory kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat – weryfikacja zasięgu na podstawie badań mikrofaunistycznych i sedymentologicznych. Przegląd Geologiczny, 51: 979–980.

Bojkowski K., 1978. Palaeogeography of the Carboniferous in the Lublin and Silesia-Cracow areas. Prace Instytutu Geologicznego, 86: 1–39.

Bojkowski K., Żelichowski A.M., 1980. An outline of palaeogeography of the Namurian B-C and Westphalian in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 328: 37–59.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 29: 385–397.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Buła Z., Habryn R., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Paleozoic 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., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Buraczyński J., Krzowski Z., 1994. Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland. Kwartalnik Geologiczny, 38: 739–753.

Callegari R., Mazur S., McClelland W.C., Barnes C.J., Ziemniak G., Kośmińska K., Majka J., 2025. Middle Cambrian convergence at the southwestern Baltica margin, Holy Cross Mountains, Poland, and its significance for reconstructions of early Gondwana. Geoscience Frontiers, 16, 101972.

Chlebowski R., 1971. Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 29: 193–304.

Chlebowski R., 1995. Wulkanizm w dolnym karbonie Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 543–545.

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

Czarniecka U., 2011. Mikrofacje utworów węglanowo-silikoklastycznych miocenu w dolinie Opatówki (północna marginalna strefa zapadliska przedkarpackiego). Przegląd Geologiczny, 59: 625–632.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego. Wydział III Nauk Matematycznych i Przyrodniczych, 28: 1–172.

Czarnocki J., 1923. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 2: 151–197.

Czarnocki J., 1925. Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 r. na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 11: 11–14.

Czarnocki J., 1927. Sprawozdanie z badań dokonanych w roku 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 17: 4–14.

Czarnocki J., 1928. O budowie zachodniej części fałdu chęcińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 21: 52–55.

Czarnocki J., 1936. Überblick der Stratigraphie und Paläogeographie des Unterdevons im Polnischen Mittelgebirge. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 129–162.

Czarnocki J., 1938. Ogólna Mapa Geologiczna Polski, ark. Kielce 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Czarnocki J., 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w roku 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–299.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu Łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 306–308.

Czarnocki J., 1957. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 18: 1–133.

Dadlez R., 1974. Tectonic position of Western Pomerania (north-western Poland) prior to the Upper Permian. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 49–82.

Dadlez R., 1982. On the interpretation of the Early Palaeozoic sequences in the Toruń 1 borehole [Eng. Summ.]. Przegląd Geologiczny, 30: 273–276.

Dadlez R., 1997. Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. Geological Quarterly, 41: 419–432.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 1999a. O Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce – raz jeszcze. Przegląd Geologiczny, 47: 635–637.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 1999b. Koniec czy początek drogi – uwagi krytyczne o Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Przegląd Geologiczny, 47: 715–716.

Daniec J., 1970. Jura środkowa (Middle Jurassic). *W*: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (red. W. Pożaryski). Prace Instytutu Geologicznego, 56: 99–133.

Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 117–136.

Dayczak-Calikowska K., Kopik J., Maliszewska A., Marcinkiewicz T., 1997. Jura środkowa. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 236–282.

Dvorák J., 1982. The Devonian and Lower Carboniferous in the basement of the Carpathians south and southeast of Ostrava (Upper Silesian Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 133: 551–570.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków. Kwartalnik Geologiczny, 13: 14–26.

Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów miocenu 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.

Feldman-Olszewska A., 1997a. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. Geological Quarterly, 41: 491–508.

Feldman-Olszewska A., 1997b. Depositional systems and cyclicity in the intracratonic Early Jurassic basin in Poland. Geological Quarterly, 41: 475–489.

Feldman-Olszewska A., 1998a. Jura dolna: miąższość, Tab. 36. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura środkowa: miąższość, Tab. 49. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Fijałkowska-Mader A., 1998. Palynostratigraphy, Palaeoecology and Palaeoclimatology of the Triassic in Southeastern Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 601–627.

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., Złonkiewicz Z., 2018. Rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych. *W*: Plejstocen Gór Świętokrzyskich (red. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak). 25. Konferencja Naukowa Stratygrafia plejstocenu Polski: 11–33. Huta Szklana, 3–7 września.

Filonowicz P., 1967. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morawica (851). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Morawica (851). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1969. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Bodzentyn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1970. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kielce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Literatura

Filonowicz P., Lindner L., 1986. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Gaździcka E., 1998. Jura górna: miąższość, Tab. 56. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Gaździcki A., Trammer J., Zawidzka K., 1975. Foraminifers from the Muschelkalk of the southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 285–287.

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.

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., 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Sołokija Graben (Roztocze, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. Geological Quarterly, 58: 707–728.

Gedl P., Worobiec E., 2020. Origin and timing of palaeovalleys in the Carpathian Foredeep basement (Sędziszów Małopolski-Rzeszów area; SE Poland) in the light of palynological studies. Marine and Petroleum Geology, 115, 104277.

Giżejewska M., 1975. Jura środkowa niecki miechowskiej i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 11: 530–535.

Gliniak P., Gutowski J., Urbaniec A., 2005. Budowle organiczne w utworach górnej jury przedgórza Karpat: aktualny stan rozpoznania na podstawie interpretacji materiałów sejsmicznych i wiertniczych w kontekście poszukiwań złóż węglowodorów. Tomy Jurajskie, 3: 29–44.

Glennie K.W., 1984. The structural framework and the Pre-Permian history of the North Sea area. *W*: Introduction to the petroleum geology of the North Sea (red. K.W. Glennie): 17–40. Blackwell Scientific Publication, Palo Alto, California.

Głazek J., 1993. Orogen kaledoński w Polsce? Streszczenia referatów wygłoszonych na posiedzeniach poznańskiego oddziału PTG, 3: 15–18. Instytut Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań.

Głazek J., 1995. A Caledonian orogen in Poland? (VORTRAG). Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 54: 74–75.

Głazek J., Kutek J., 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG: 14–51. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Głazek J., Karwowski Ł., Racki G., Wrzołek T., 1981. The early Devonian continental-marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its palaeogeographic and tectonic significance. Acta Geologica Polonica, 31: 233–252.

Głowacki E., Karnkowski P., 1963. Porównanie górnego prekambru (ryfeju) przedgórza Karpat środkowych z serią zielonych łupków Dobrudży. Kwartalnik Geologiczny, 7: 187–195.

Głowacki E., Karnkowski P., Żak C., 1963. Prekambr i kambr w podłożu przedgórza Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 321–339.

Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1966. Geologia rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. Kwartalnik Geologiczny, 10: 211–249.

Głowacki E., Senkowiczowa H., 1969. Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 13: 338–356.

Górka M., 2015. Geologia wschodniego Ponidzia. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski). Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 138–144. Chęciny, 9–11 września.

Grad M., Polkowski M., 2016. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105: 1199–1214.

Grad M., Polkowski M., Ostaficzuk S.R., 2016. High-resolution 3D seismic model of the crustal and uppermost mantle structure in Poland. Tectonophysics, 666: 188–210.

Gradziński R., Gągol J., Oleńczka A., 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. Acta Geologica Polonica, 29: 151–175.

Grelewicz M., Kaczmarczyk J., Żaba J., 2010. Tectonic deformation in the East European Craton (Baltica) and Malopolska Block (European Palaeozoic Platform) border zone (TESZ) – The structural evolution of Cambrian sediments in the exploration boreholes. XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association Thessaloniki, Greece, 23–26 September 2010, Abstract and Field Guide: Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, 39: 142–143.

Gürich G., 1896. Das palaeozoicum im polnischen mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 47. Breslau.

Gutowski J., 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Geological Quarterly, 42: 59–72.

Gutowski J., 2006. Field trip B2 – Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. *W*: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians (red. A. Wierzbowski, R. Aubrecht, J. Golonka, J. Gutowski, M. Krobicki, B.A. Matyja, G. Pieńkowski, A. Uchman). Field Trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 169–173. Kraków, 6–18 września.

Gutowski J., Wierzbowski A., Złonkiewicz Z., 2006. Stop B2.7 – Bukowa, large limestone quarry (Uppermost Oxfordian–lowermost Kimmeridgian). *W*: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians (red. A. Wierzbowski, R. Aubrecht, J. Golonka, J. Gutowski, M. Krobicki, B.A. Matyja, G. Pieńkowski, A. Uchman). Field Trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 188–190. Kraków, 6–18 września.

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.

Hakenberg M., 1969. Alb i cenoman między Małogoszczem a Staniewicami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 26: 119–126.

Hakenberg M., 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Hakenberg M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Hakenberg M., 1978. Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. Studia Geologica Polonica, 58: 7–97.

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., 1986. Alb i cenoman w niecce miechowskiej (Centralna Polska). Studia Geologica Polonica, 86: 57–85.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *W*: Zagadnienia geologii Niecki Nidziańskiej. Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach, 1: 77–92.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1997. Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from Permian to the Late Jurassic). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA - Earth and Planetary Science: 793–803.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998a. Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. Geological Quarterly, 42: 239–262.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998b. Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). Przegląd Geologiczny, 46: 503–508.

Hakenberg M., Świdrowska J., 2001. Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre–Tornquist Zone (SE Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 1–20.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. Science, 235: 1156–1167.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. SEPM Special Publication, 42: 71–108.

Heller I., Moryc W., 1984. Stratygrafia utworów kredy górnej Przedgórza Karpat. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 63–112.

Iwanow A., 1998a. Piaskowiec pstry dolny i środkowy: miąższość, Tab. 14. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Iwanow A., 1998b. Górny piaskowiec pstry, wapień muszlowy, i dolny kajper: miąższość, Tab. 20. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Iwanow A., 1998c. Środkowy kajper, górny kajper i retyk: miąższość, Tab. 27. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Organic microfossil assemblages from the late Ediacaran rocks of the Małopolska Block, southeastern Poland. Geological Quarterly, 55: 85–94.

Jaworowski K., 1982. Warunki sedymentacji osadów prekambru i kambru w północnej Polsce. Przegląd Geologiczny, 30: 220–224.

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.

Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–36.

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 (the Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.

Johnson G.A.L., 1961. Lateral variation of marine and deltaic sediments in cyclothemic deposits with particular reference to the Visean and Namurian of northern England. Comptes Rendus du 4e Congrès pour l'Avancement des Études de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, 2: 323–330.

Jurewicz E., Stępień U., 2012. Tectonics of the Chęciny Anticline (Holy Cross Mts, Central Poland) in the light of new cartographic data and calcite vein analysis. Geological Quarterly, 56: 95–106.

Jurewicz E., Karnkowski P.H., Czarnecka-Skwarek A., Wójcik E., Gawriuczenkow I., 2023. Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland. Earth Surface Processes and Landforms: 1–16.

Jurewicz E., Karnkowski P.H., Czarnecka-Skwarek A., Wójcik E., Gawriuczenkow I., 2024. Earth Surface Exchanges (ESEX) Response to the discussion "Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland". Earth Surface Processes and Landforms, 49: 1–3.

Jurkiewicz H., 1971. Wgłębna budowa geologiczna okolic Łagowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 242: 5–27.

Literatura

Jurkiewicz H., 1974. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 18: 90–117.

Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 283: 5–100.

Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1968. Sinian w podłożu Niecki Nidy. Przegląd Geologiczny, 17: 245.

Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., Wierzbowski A., 1969. Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 13: 604–618.

Jurkiewiczowa I., 1967. Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liaskiem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 200: 5–132.

Jurkiewiczowa I., 1968. Objaśnienia arkusza Radoszyce. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Jurkiewiczowa I., 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 278: 201–239.

Karnkowski P., 1965. Mapa geologiczno-strukturalna Przedgórza Karpat północnych. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Karnkowski P., 1974. Masyw małopolski. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski: 198–213. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Karnkowski P., 1978. Paleodelta w miocenie Przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 26: 625–629.

Karnkowski P., 1983. Major orogenic phases affecting foreland of the Carpathians. Przegląd Geologiczny, 31: 629–633.

Karnkowski P., 1989. Utwory deltowe przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 37: 28–32.

Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Tom 2 – Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. Wydawnictwo Geologiczne, Kraków.

Karnkowski P., Głowacki E., 1961. O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych. Kwartalnik Geologiczny, 5: 372–423.

Karnkowski P., Łapinkiewicz A., 1965. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórza Karpat Północnych 1:200 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Karnkowski P., Ołtuszyk S., 1968. Atlas geologiczny przedgórza Karpat. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Karnkowski P.H., 1996. Budowa basenu permsko-mezozoicznego i jego podłoże na mapach ścięcia poziomego. *W*: Budowa geologiczna Polski na mapach ścięcia poziomego 1:500 000 (red. Z. Kotanski). Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego.

Karnkowski P.H., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3: 1–93.

Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 895–903.

Karnkowski P.H., 2019. Zapadliska przedkarpackie jako model basenów karpackich. LXXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Osiągnięcia współczesnej geologii w kolebce górnictwa naftowego w Karpatach, Materiały Zjazdowe: 9–17.

Karnkowski P.H., 2024. Wkład profesora Henryka Jurkiewicza w poznanie budowy geologicznej regionu świętokrzyskiego i Ponidzia. Przegląd Geologiczny, 72: 399–412.

Karnkowski P.H., 2025a. Postmodernizm w geologii – konflikt teorii i praktyki. Przegląd Geologiczny, 73: 742–743.

Karnkowski P.H., 2025b. Hermeneutyka w granicach empirii geologicznej: odpowiedź na polemikę K. Jewuły. Przegląd Geologiczny, 73: 1150–1152.

Karnkowski P.H., Rdzanek K., 1982. Some remarks on basement of the Permian in the Wielkopolska region. Kwartalnik Geologiczny, 26: 327–340.

Karnkowski P.H., Ozimkowski W., 2001. Ewolucja strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem). Przegląd Geologiczny, 49: 431–436.

Karnkowski P.H., Poszytek A., Delura K., Czuryłowicz K., Czarnecka-Skwarek A., 2023. Geotectonic setting of Permian polymetallic deposits in the Polish Basin. Geological Quarterly, 67, 34.

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., Kramarska R., 2008. Sedimentary environment of amber-bearing association along the Polish-Russian Baltic coastline. Exkursionsführer und Veröffentlichungen Gesellschaft für Geowissenschaften, 236: 46–57.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2014. Amber-bearing sediments of the Eocene eastern margin of the epicontinental North Sea Basin (in Polish). LXXXIII Scientific Congress of the Polish Geological Society Challenges of geology in the Lublin region, Biała Podlaska, abstract: 23.

Kin A., Błażejowski B., 2013. A new Trimerocephalus species (Trilobita, Phacopidae) from the Late Devonian (Early Famennian) of Poland. Zootaxa, 3626: 345–355.

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. H. Doornenbal, A. Stevenson): 212–223. European Association of Geoscientists and Engineers Publications b.v., Houten.

Kondracki J., 2009. Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Konon A., 2004. Successive episodes of normal faulting and fracturing resulting from progressive extension during the uplift of the Holy Cross Mountains, Poland. Journal of Structural Geology, 26: 419–433.

Konon A., 2006. Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 375–405.

Konon A., 2007. Strike-slip faulting in the Kielce unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 415-441.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Konon A., 2015. Przejawy przesuwczości w obrębie południowo-zachodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski): 59–67. Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Konon A., Kozłowski W., 2025. The Holy Cross Mountains. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe (red. U. Linnemann). Regional Geology Reviews, 199–222. Springer, Cham.

Konon A., Mastella L., 2001. Structural evolution of the Gnieździska syncline – regional implications for the SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 189–199.

Konon A., Domonik A., Ostrowski S., Rybak-Ostrowska B., Wyglądała M., 2024. Earth Surface Exchanges (ESEX) Commentary on 'Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland' by E. Jurewicz, P. Karnkowski, A. Czarnecka-Skwarek, E. Wójcik, I. Gawriuczenkow. Earth Surface Processes and Landforms, 49: 3665–3672.

Kopik J., 1979. Stratygrafia jury środkowej regionu bełchatowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 179–193.

Kotański Z., 1997a. Geology of Poland on the maps of horizontal cutting. Przegląd Geologiczny, 45: 605–618.

Kotański Z. (red.), 1997b. Atlas geologiczny Polski: Mapy geologiczne ścięcia poziomego, 1:750 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72. Sosnowiec.

Kotas A., Malczyk W., 1972a. The Paralic series of the Lower Namurian stage of the Upper Silesia Coal Basin. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 329–426.

Kotas A., Malczyk W., 1972b. The Upper Silesian Sandstone Series of the Upper Namurian stage of the Upper Silesia Coal Basin. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 427–466.

Kováč M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Less G., Ćosović V., Fügenschuh B., Králiková S., 2016. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 140:9–27.

Kowalczewski Z., 1979. Osady preholmiowe na południowych peryferiach Gór Świętokrzyskich i w podłożu Niecki Miechowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 23: 948–949.

Kowalczewski Z., 1981. Litostratygrafia wendu w Górach Świętokrzyskich i Niecce Miechowskiej. Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 7–19. Warszawa.

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., 2002. Late Palaeozoic-Mesozoic development of the Skrzynno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts.). Geological Quarterly, 46: 281–292.

Kowalczewski Z., Lisik R., 1974. New data on diabases and geological structure of the Prągowiec area in the Góry Świętokrzyskie Mts. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 113–158.

Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 14–27.

Kowalska S., 2012. Granica diageneza/anchimetamorfizm w skałach najwyższego proterozoiku i kambru ze wschodniej części bloku małopolskiego wyznaczona na podstawie badań minerałów ilastych. Instytut Nafty i Gazu, 1–152.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża miocenu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów–Biszcza. Nafta-Gaz, 56: 158–178.

Kowalski W.R., 1975. Tektonika zachodniego zakończenia antykliny chęcińskiej i otaczających ją struktur obrzeżenia mezozoicznego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 45: 45–61.

Kowalski W.R., 1983. Stratigraphy of the Upper Precambrian and lowest Cambrian strata in southern Poland. Acta Geologica Polonica, 33: 183–218.

Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.

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.

Krajewski M., Matyszkiewicz J., Król K., Olszewska B., 2011. Facies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits from the southern part of the Carpathian Foredeep basement in the Kraków-Rzeszów area (Southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 269–290.

Literatura

Kramarska R., 2006. Paleogen i neogen południowego Bałtyku i jego wybrzeża. Centralne Archiwum Geologiczne, numer inwentarzowy 866/2007. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa. [rozpr. doktorska].

Kräutner H.G., Muresan M., Seghedi A., 1988. Precambrian of Dobrogea. *W*: Precambrian in Younger Fold Belts (red. V. Zoubek): 361–380. John Wiley & Sons, Chichester.

Krijgsman W., Palcu D.V., Andreetto F., Stoica M., Mandic O., 2020. Changing seas in the late Miocene Northern Aegean: A Paratethyan approach to Mediterranean basin evolution. Earth-Science Reviews, 210, 103386.

Królikowski C., 1993. Analysis of gravity anomalies as related to the basement in the Tornquist-Teisseyre Zone in Northwestern Poland. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-20: 105–109.

Królikowski C., Petecki Z., 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny.

Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.

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.

Krzywiec P., 1999. Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 249–276.

Krzywiec P., 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 404–412.

Krzywiec P., 2009. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., Siupik J., Madej K., Peryt T., 2001. Mioceńska ekstensja, kompresja i ruchy przesuwcze — tektoniczny model ewolucji wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 49: 459–460.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A., Kasiński J., 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy-Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 53: 656–663.

Krzywiec P., Wysocka A., Oszczypko N., Mastalerz K., Papiernik B., Wróbel G., Oszczypko-Clowes M., Aleksandrowski P., Madej K., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów – Smolarzyny). Przegląd Geologiczny, 56: 232–244.

Kutek J., 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. Acta Geologica Polonica, 18: 493–586.

Kutek J., 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. Acta Geologica Polonica, 19: 221–310.

Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern 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.

Lamarche J., Lewandowski M., Mansy J.L., Szulczewski M., 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. Geological Society, London, Special Publications, 208: 159–184.

Lendzion K., 1970. The Cambrian of North-East Poland. *W*: Geology of Poland, 1: 157–166. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Lendzion K., 1983. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 105.

Lewiński J., 1912. Utwory jurajskie na zachodniem zboczu Gór Świętokrzyskich. Wydawca nieznany.

Leszczyński K., 1998a. Kreda dolna: miąższość, Tab. 64. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Leszczyński K., 1998b. Kreda górna: miąższość, Tab. 71. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Łydka K., Siedlecki S., Tomczyk H., 1963. On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow region. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 11: 93–99.

Majorowicz J., 2021. Review of the heat flow mapping in polish sedimentary basin across different tectonic terrains. Energies, 14: 6103.

Majorowicz J., Polkowski, M., Grad M., 2019. Thermal properties of the crust and the lithosphere–asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data. International Journal of Earth Sciences, 108, 649–672.

Maksym A., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., Liszka B., Zdanowski P., 2001. Środowiska sedymentacji i właściwości zbiornikowe utworów najwyższej jury i kredy dolnej w rejonie Brzezówka-Zagorzyce na tle budowy geologicznej S części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 49: 401–407.

Malec J., 1990. Stratygrafia górnego syluru i dolnego dewonu z północnej części Kielc w aspekcie regionalnym. Kwartalnik Geologiczny, 34: 778–780.

Malec J., 1991. „Szarogłazy niewachlowskie" w profilu syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Geological Quarterly, 35: 284–285.

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. Przewodnik LXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 36–50.

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.

Marcinowski R., 1970. The Cretaceous transgressive deposits east of Częstochowa (Polish Jura Chain). Acta Geologica Polonica, 20: 413–449.

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.

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.

Mastella L., Mizerski W., 1981. Etapy deformacji tektonicznych utworów kambru środkowego Gór Pieprzowych. Przegląd Geologiczny, 29: 351–355.

Matyja B.A., 1977. The Oxfordian in the southwestern margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 27: 41–64.

Matyja B.A., 2008. Problem przebiegu południowo-wschodniej części bruzdy śródpolski w późnej jurze. Kwartalnik AGH Geologia, 34: 195–196.

Matyja B.A., 2015. Ewolucja jurajska północnego obrzeża Tetys. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski). Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 41–53.

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: 29–49.

Matyja H., Narkiewicz M., 1992. Biofacje konodontowe i sedymentacja na pograniczu franu i famenu w wybranych profilach w Polsce. Przegląd Geologiczny, 40: 607.

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 Instytutu Geologicznego, 382: 35–70.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2000. Biological response of ammonites to changing environmental conditions: an example of Boreal Amoeboceras invasions into Submediterranean Province during Late Oxfordian. Acta Geologica Polonica, 50: 45–54.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006. 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. Upper Jurassic of the Tomaszów syncline (in Polish with English summary). Jurajskie utwory synkliny tomaszowskiej. Jurassica XI: 9–20.

Matyja B.A., Barski M., 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Tomy Jurajskie, 4: 39–50.

Matyszkiewicz J., 1999. Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow-Wieluń Upland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 63–79.

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., 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.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182: jgs2024-075.

Migaszewski Z., 1995. Występowanie skał piroklastycznych w utworach karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 7–10.

Miłaczewski L., 1981. The Devonian of the south-eastern part of the Radom-Lublin area (eastern Poland). Prace Instytutu Geologicznego, 101: 1–90.

Mizerski W., 1979. Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 29: 1–38.

Mizerski W., 1992. Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 40: 142–146.

Literatura

Mizerski W., 1994. Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 42: 721–727.

Mizerski W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 372: 1–47.

Mizerski W., 1996. Czy w Górach Świętokrzyskich są kaledonidy? Przegląd Geologiczny, 44: 381–385.

Mizerski W., 1998. Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 46: 337–342.

Mizerski W., 2004. Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. Przegląd Geologiczny, 52: 774–779.

Modliński Z., 1982. The development of Ordovician lithofacies and palaeotectonics in the area of the Precambrian platform in Poland. Prace Instytutu Geologicznego, 102: 1–66.

Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Modliński Z., Szymański B., 2001. The Ordovician stratigraphy and palaeogeography of the Nida-Holy Cross Mountains area, Poland – a review. Geological Quarterly, 45: 417–433.

Morawska A., 1986. Paleogeograficzny i paleotektoniczny rozwój niecki miechowskiej w permie. Studia Geologica Polonica, 86: 7–55.

Morawska A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. Przegląd Geologiczny, 40: 216–223.

Morawska A., 1993. Permian – Lower Triassic Early Sedimentation in the Silesian-Małopolska Area. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 41: 191–200.

Morawska A., 1996. Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 69–75.

Morawska A., Stupnicka E., 1985. Północno-zachodni zasięg masywu małopolskiego i pozycja tektoniczna wyniesienia Włoszczowej. Przegląd Geologiczny, 33: 602–607.

Moryc W., 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 31: 47–83.

Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 419–486.

Moryc W., 1992. Geological structure of Miocene substrate formations in Sędziszów-Rzeszów region and their prospects. Nafta-Gaz, 48: 205–223.

Moryc W., 1995. Terrestrial formations of Paleogene in the area of the Carpathian Foredeep. Nafta-Gaz, 51: 181–195.

Moryc W., 1996. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Pilzno – Dębica – Sędziszów Małopolski. Nafta–Gaz, 52: 521–550.

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.

Moryc W., 2004. Utwory jury środkowej i ?dolnej w rejonie Księżpol–Lubaczów (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 5–72.

Moryc W., 2018. Utwory jury środkowej przedgórza Karpat na obszarze Wadowice-Busko-Rzeszów, południowa Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 205.

Moryc W., Łydka K., 2000. Sedimentation and tectonics of the Upper Proterozoic-Lower Cambrian deposits of the Southern Małopolska Massif (SE Poland). Geological Quarterly, 44: 47–58.

Morycowa E., Moryc W., 2011. Górnojurajski–?dolnokredowy kompleks węglanowy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej-Szczucina (Przedgórze Karpat). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 25–48.

Narkiewicz M., 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14: 619–635.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mountains (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. Dynamika i warunki termiczne procesów diagenetycznych. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 67–72.

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., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski — zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mountains area (Central Poland): new constraints from the conodont Bipennatus fauna. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 255: 287–300.

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., Petecki Z., 2016. Comment on “Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?” by Mazur et al. Tectonics, 35: 1595–1599.

Nawrocki J., 1999. Przedfałdowa pozostałość magnetyczna intruzji diabazów z synkliny Barda w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 1101–1104.

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., 2006. Paleogeografia Gór Świętokrzyskich we wczesnym paleozoiku. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 9–13.

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 Europe): an integrated approach. Journal of the Geological Society, London, 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.

Ney R., 1967. Remarks on the development of the Carpathian Foredeep. Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 231.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakubczak K., Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geologiczne Komitetu Nauk Geologicznych PAN, 82, 65

Niemczycka T., 1978. Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. Acta Geologica Polonica, 28: 485–501.

Niemczycka T., 1997. Górna jura. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). Prace Instytutu Geologicznego, 93: 327–331.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. *W*: II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce w 1927, 1–160.. Kraków.

Oczlon M.S., Seghedi A., Carrigan C.W., 2007. Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. *W*: The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision (red. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf). Geological Society of America.

Olszewska B., 2001. Stratygrafia malmu i neokomu podłoża Karpat fliszowych i zapadliska w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Przegląd Geologiczny, 49: 451.

Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 25: 431–448.

Orłowski S., 1988. Stratigraphy of the Cambrian system in the Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 32: 525–531.

Orłowski S., 1992. Kambr w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 40: 137–143.

Orłowski S., Mizerski W., 1995. Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie) – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 43: 11–14.

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.

Oszczypko N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. Przegląd Geologiczny, 49: 717–723.

Oszczypko N., 2006. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 396–403.

Paszkowski M., 1988. Basen dinantu w okolicach Krakowa - próba syntezy. Przegląd Geologiczny, 36: 200–207.

Paszkowski M., Szulczewski M., 1995. Late Paleozoic carbonate platforms in the Polish part of the Moravia-Małopolska shelf. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Excursion Guide B-4: 5–12.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamägi 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.

Paproth E., 1989. Die paläogeographische Entwicklung Mittel Europas im Karbon. Geologisches Jahrbuch Hessen, 117: 53–68.

Pawłowska K., 1978. Charakterystyka utworów permskich (cechsztyn) z zatoki kieleckiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie materiałów z otworu wiertniczego w Rudzie Strawczyńskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 83–98.

Pawłowska K., 1979. Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 23: 337–361.

Pawłowski S., 1965. Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika-Tarnobrzega. Przegląd Geologiczny, 13, 233.

Pieńkowski G., 1983. Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 31: 223–231.

Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–247.

Pieńkowski G., 1997. Dolna jura, sedymentologia i stratygrafia sekwencyjna na podstawie wybranych profili. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 217–235.

Literatura

Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute, Special Papers, 12: 1–122.

Piotrowska K., Ostaficzuk S., Małolepszy Z., Rossa M., 2005. The numerical spatial model (3D) of geological structure of Poland-from 6000 m to 500 m bsl. Przegląd Geologiczny, 53: 96–966.

Połtowicz S., 1991. Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. Geologia AGH, 17: 19–57.

Połtowicz S., 1993. Palinspastic palaeogeography reconstruction of Badenian saline sedimentary basin in Poland. Zeszyty Naukowe AGH, 1559: 174–178.

Połtowicz S., 1997. Grawitacyjna tektonika jednostki zgłobickiej między Brzeskiem a Wojniczem w świetle wyników badań sejsmicznych. Geologia, 23: 307–329.

Połtowicz S., 1998a. Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórza Karpat. Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, 24: 219–239.

Połtowicz S., 1998b. Środkowobadeńska erozja podmorska na przedgórzu Karpat – implikacje poszukiwawcze. Nafta-Gaz, 54: 209–215.

Połtowicz S., 1999. Badeńskie olistostromy i stożki turbidytowe okolic Tarnowa (przedgórze Karpat Środkowych). Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, 25: 153–187.

Połtowicz S., Starczewska-Popow A., 1973. Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 495–517.

Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M. (red.), 2004a. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys – 10 maps Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 250: 1–46.

Popov S.V., Bugrova E.M., Amitrov O.V., Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I., Nikolaeva I.A., Sychevskaja E.K., Shcherba I.G., 2004b. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Part 3. Late Oligocene-Early Miocene. Marine Basins. Paleontological Journal, 38: 653–716.

Popov S.V., Antipov M.P., Zastrozhnov A.S., Kurina E.E., Pinchuk T.N., 2010. Sea-level fluctuations on the northern shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene–Neogene. Stratigraphy and Geological Correlation, 18: 200–224.

Popov S.V., Rostovtseva Y.V., Pinchuk T.N., Patina I.S., Goncharova I.A., 2019. Oligocene to Neogene paleogeography and depositional environments of the Euxinian part of Paratethys in Crimean – Caucasian junction. Marine and Petroleum Geology, 103: 163–175.

Poprawa P., 2006. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186.

Porębski S.J., 1999. Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górny baden) w rejonie Kraków-Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 97–118.

Pożaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46: 1–141.

Pożaryski W., 1956. Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Przegląd Geologiczny, 4: 237–241.

Pożaryski W., 1963. Jednostki geologiczne Polski. Przegląd Geologiczny, 12: 4–10.

Pożaryski W., 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 8: 1–41.

Pożaryski W., 1991. The strike-slip terrane model for the North German–Polish Caledonides. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 236: 3–15.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Pożaryski W., Karnkowski P. (red.), 1992. Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Kotański Z., 1978. Baikalian, Caledonian and Variscan events in the forefield of the East European Platform. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129: 391–402.

Pożaryski W., Tomczyk H., 1968. Assyntian orogen in South-East Poland. Biuletyn Instutu Geologicznego, 236: 5–39.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. On heterochronous character of the Teisseyre-Tornquist Line. Przegląd Geologiczny, 30: 569–574.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

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., 1997. Devonian eustatic fluctuations in Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 199: 1–12.

Racki G., 2006. Zarys stratygrafii. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik LXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 51–55.

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.

Romanek A., Rup M., 1990. Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1. Kwartalnik Geologiczny, 34: 221–242.

Roniewicz P., Wysocka A., 1999. Charakterystyka sedymentologiczna utworów środkowomioceńskich północno-wschodniej brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 83–97.

Rybak-Ostrowska B., Konon A., Hurai V., Bojanowski M., Wyglądała M., 2020. Fluid pathways within shallow-generated damage zones of strike-slip faults – evidence of map-scale faulting in a continental environment, SW Permo-Mesozoic cover of the Late Palaeozoic Holy Cross Mountains Fold Belt, Poland. Acta Geologica Polonica, 70: 1–29.

Samsonowicz J., 1925. W sprawie rud żelaznych na nadaniu „Staszic" pod Nową Słupią. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 17: 519–520.

Samsonowicz J., 1926. Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 15: 44–46.

Samsonowicz J., 1929. Cechsztyn, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 5: 1–281.

Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Ogólna Mapa Geologiczna Polski, 1:100 000.

Samsonowicz J., 1955. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. Przegląd Geologiczny, 3: 558–559.

Samsonowicz J., 1965. Era prekambryjska i paleozoiczna w Górach Świętokrzyskich. *W*: Zarys geologii Polski (red. M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, E. Rühle): 1–380. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Sanford A. R., 1959. Analytical and experimental study of simple geologic structures. Geological Society of America Bulletin, 70: 19–52.

Senkowicz E., 1959. Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 159: 157–197.

Senkowiczowa H., 1965. Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 9: 241–260.

Senkowiczowa H., 1970. Trias (bez utworów retyku). *W*: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48.

Senkowiczowa H., 1976. Triassic. *W*: Geology of Poland, vol. 1, Stratigraphy, part 2, Mesozoic (red. S. Sokołowski): 36–46, 49–56, 57–61, 61–77. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Siemiątkowska M., 1969. Transgresywne utwory keloweju w Gumienicach. Acta Geologica Polonica, 19: 156–176.

Siemiątkowska-Giżejewska M., 1974. Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 365–406.

Sobolev D., 1909. Middle Devonian of the Kielce−Sandomierz region. Ežegodnik po Geologii i Mineralogii Rossii, 11: 205–208.

Skompski S., 1995. Tectonic framework and development of sedimentation at the margin of the East European Platform. XIII International Congress on Carboniferous–Permian: 5–9.

Skompski S., 1996. Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 48: 171–268.

Skompski S., 2006. Karbon Gór Świętokrzyskich. *W*: Materiały Konferencyjne 77 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (red. S. Skompski, A. Żylińska): 65–66.

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., Konon A., Wysocka A., Czarniecka U., 2019. Evidence of Late Cretaceous/Cenozoic strike-slip faulting within the late Palaeozoic Holy Cross Mountains Fold Belt, Poland: Józefka releasing stepover. Acta Geologica Polonica, 69: 89–105.

Stępień U., Grabowski J. (red.), 2022. Mapa Geologiczna Polski 1:500 000, arkusz C – bez utworów kenozoicznych. Państwowy Instytut Geologiczny.

Stupnicka E., 1970. Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 40: 393–410.

Stupnicka E., 1972. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, 14: 21–114.

Stupnicka E., 1986. Charakterystyka strukturalna kambru zachodniej części antykliny chęcińskiej (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Geologiczny, 30: 61–82.

Stupnicka E., 1988. Polish Caledonides and their relations to the other European Caledonides. A Discussion. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 481–485.

Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

Stupnicka E., 1992. The significance of the Variscan orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid-Polish Uplands). Geologische Rundschau, 81: 561–570.

Stupnicka E., 1995. Fazy ruchów górotwórczych w górnym sylurze i dolnym dewonie w południowej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 110–112.

Stupnicka E., 1996. Tektonika synkliny międzygórskiej w świetle badań mikrograwimetrycznych. Przegląd Geologiczny, 44: 291–297.

Stupnicka E., Ziółkowski R., 2001. Relacje tektoniczne między synkliną międzygórską a synklinorium kielecko-łagowskim i jednostką łysogórską (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 49: 901–909.

Literatura

Szczepanik Z. (red.), 2019. Zaręby IG-2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155.

Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich — komunikat wstępny. Przegląd Geologiczny, 52: 895–898.

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.

Szulczewski M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 21: 1–129.

Szulczewski M., 1977. Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 25: 428–432.

Szulczewski M., 1978. The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 28: 283–298.

Szulczewski M., 1981. Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 68–82.

Szulczewski M., 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 37: 551–557.

Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mountains (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.

Szulczewski M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. Ewolucja środowisk depozycyjnych w dewonie świętokrzyskim i jej uwarunkowania. *W*: 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 56–62.

Szulczewski M., Racki G., 1981. Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mountains. 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 southwestern Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 106: 21–49.

Szyperko-Teller A., 1997a. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Trias dolny (pstry piaskowiec) (red. M. Pajchlowa). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 121–132.

Szyperko-Teller A., 1997b. Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 112–117.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.

Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber B.C., Layer P., 2012. Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326: 12–29.

Świdrowska J., 2003. Wydzielenie sekwencji jurajskich przydatnych dla analiz geotektonicznych w południowo-wschodniej strefie bruzdy środkowopolskiej na terenie Polski i Ukrainy. Unpublished manuscript, Archives of the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warszawa.

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.

Świdrowska J., Hakenberg M., 2000a. Palaeotectonic conditions of Cretaceous basin development in the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *W*: Peri-Tethys Memoir 5: New data on Peri-Tethyan sedimentary basins (red. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier). Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 182: 239–256.

Świdrowska J., Hakenberg M., 2000b. Strike-slip component of the evolution of Late Permian–Mesozoic basins along the Holy Cross segment of the Trans-European Suture Zone (Central Poland). *W*: Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Projects.

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, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130: 1–130.

Tokarski A., 1965. Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórza Karpat. Acta Geologica Polonica, 5: 131–155.

Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Prace Instytutu Geologicznego, 35: 1–134.

Tomczyk H., 1963. Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 33: 289–320.

Tomczyk H., 1974. Góry Świętokrzyskie. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski: 128–198. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Tomczyk H., 1994. Starszy paleozoik na mapach ścięcia poziomego w skali 1:500 000 w północnej i południowo-wschodniej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 2–4.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 1994. The Wenlock/Ludlow boundary based on biostratigraphical and geophysical data of Poland. IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 30, 152–154. Wien.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1964. Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin k. 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 profili obszaru południowego. Acta Geologica Polonica, 17: 1–46.

Tomczyk H., Pajchlowa M., Tomczykowa E., 1977. Poland. The Silurian–Devonian boundary. *W*: The Silurian–Devonian boundary, IUGS, Ser. A, 5: 65–68.

Trammer J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the southwestern margin of the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 23: 179–216.

Trela W., 2005. Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Małopolska 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., 2009. Evolution of sedimentary environments in the Ordovician of the Łysogóry Region (northern Holy Cross Mountains, Poland) in relation to the sea-level curve for Baltica. Przegląd Geologiczny, 57: 900–904.

Trela W., Szczepanik Z., Żylińska A., 2025. A 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.

Urbaniec A., Świętlik B., 2003. Weryfikacja stratygrafii utworów wyższej jury i niższej dolnej kredy w środkowej części przedgórza Karpat w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Volumina Jurassica, 1: 105–110.

van der Boon A., 2017. From Peri-Tethys to Paratethys: Basin restriction and anoxia in central Eurasia linked to volcanic belts in Iran. Doctoral Dissertation. Utrecht Studies in Earth Sciences, 142: 1–142.

van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M.J., Kuiper K.F., Popov S.V., Tabachnikova I.P., Palcu D.V., Krijgsman W., 2019. Integrated stratigraphy of the Eocene-Oligocene deposits of the northern Caucasus (Belaya River, Russia): intermittent oxygen-depleted episodes in the Peri-Tethys and Paratethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 536: 109395.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 1–71.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpacka. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Walczak A., 2013. Geotectonic provenance of Małopolska and Łysogóry crustal blocks, southern Poland: evidence from Nd isotopic composition of clastic material. Geophysical Research Abstracts, 15.

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.

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., Remin Z., 2015. Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. LXXXIV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 41–50.

Walczowski A., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: ark. Staszów (M-34-55-A) 1:50 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Wdowiarz S., 1976. O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 24: 350.

Wdowiarz S., 1983. Zagadnienie południowo-wschodniego przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego w geosynklinie karpackiej. Przegląd Geologiczny, 31: 15–21.

Witkowski A., 1969. Budowa geologiczna niecki tomaszowskiej. Prace Instytutu Geologicznego, 53: 1–123.

Witzke B.J., Heckel P.H., 1988. Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica. *W*: Devonian of the World (red. N.J., McMillan, A.F., Embry, D. Glass). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 14: 49–63.

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

Wójcik E., 2023. Late Silurian–Early Devonian tuffites from the Małopolska and Łysogóry blocks reflect arc-back-arc magmatic activity on the southern margin of Laurussia. Geological Quarterly, 67, 47.

Wójcik E., Pelc A., Pacek A., 2021. Late Variscan deformation events in the Bardo Syncline revealed by biotite K-Ar dating of Ludlow-age tuffite (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 65, 15.

Wysocka A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geologica Polonica, 52: 535–561.

Wysocka A., Radwański A., Górka M., Bąbel M., Radwańska U., Złotnik, M., 2016. The middle miocene of the fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). Acta Geologica Polonica, 66: 351–401.

Zawidzka K., 1984. Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plako-synkliny miechowskiej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 54: 45–64.

Zdanowski P., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., 2001. Analiza facjalna utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu. Przegląd Geologiczny, 49: 161–178.

Zejszner L., 1868. Über die Silurische Formation im polnischen Mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 20.

Ziegler P.A., 1978. North-Western Europe: tectonics and basin development. Geologie en Mijnbouw, 57: 589–626.

Ziegler P.A., 1982. Geological Atlas of Central and Western Europe. Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam.

Literatura

Ziegler P.A., 1984. Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. Geologie en Mijnbouw, 63: 93–108.

Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303–328.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd ed. Geological Society Publishing House, Avon, UK. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague & Geological Society Publishing House, Bath.

Złonkiewicz Z., 2004. Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. *W*: Abstrakty referatów z konferencji Jurassica. Tomy Jurajskie, 2: 162–163.

Złonkiewicz Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.

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 (red. A. Zieliński): 93–107. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce.

Złonkiewicz Z., 2015. Zbiornik jurajski na terenie północnej Małopolski – bruzda śródpolska czy otwarty szelf Tetydy? W: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski), 106. Materiały konferencyjne 84 Zjazdu Naukowego PTG, Chęciny, 9–11 września 2015 r. Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Warszawa.

Złonkiewicz Z., 2019. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Złonkiewicz Z., 2023a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Złonkiewicz Z., 2023b.Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Znosko J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 6: 465–511.

Znosko J., 1963. Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 30: 71–109.

Znosko J., 1965. Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 188: 5–72.

Znosko J., 1974. Outline of the tectonics of Poland and the problem of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 7–47.

Znosko J., 1984. Tectonics of the southern part of Middle Poland (beyond the Carpathians). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 135: 585–602.

Znosko J., 1986. Polish Caledonides and their relation to the other European Caledonides. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 33–52.

Znosko J., 1990. W sprawie zbadania granicy między proterozoikiem i kambrem w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 34: 137–148.

Znosko J. (red.), 1998. Atlas Tektoniczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Znosko J., 2000. Nowe, nieznane dane o kaledońskich – alpinotypnych fałdowaniach w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 48: 401–409.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

Żak C., 1963. Wstępne wyniki wiercenia w Bazowie. Kwartalnik Geologiczny, 7: 566–567.

Żak C., 1965. Wyniki badań otworu wiertniczego Bazów IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 9: 461–463.

Żak C., 1966. Problem granicy kambru z eokambrem w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 10: 1175–1177.

Żakowa H., 1970. The present state of the stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 20: 3–32.

Żakowa H., 1981. Rozwój i stratygrafia karbonu Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981: 89–100 i 197–215. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Żakowa H., Migaszewski Z., 1995. Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development; Góry Świętokrzyskie Mts. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 109–115.

Żelaźniewicz A., 1998. Rodinian-Baltican link of the Neoproterozoic orogen in southern Poland. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 42: 509–511.

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.

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., Sláma J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran–Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.

Żelichowski A.M., 1983. Lithological associations of the Carboniferous in Poland. Przegląd Geologiczny, 31: 342–350.

Żelichowski A.M., 1987. Development of the Carboniferous of the SW margin of the East European Platform in Poland. Przegląd Geologiczny, 35: 230–237.

Żylińska A., 2013a. Ewolucja zespołów trylobitowych z drugiego i trzeciego oddziału kambru Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie biogeograficzne. Przegląd Geologiczny, 61: 30–39.

Żylińska A., 2013b. The oldest Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Poland: Taxonomic, stratigraphic and biogeographic reappraisal. Acta Geologica Polonica, 63: 57–87.

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.

5.1.3. Kaledonidy niemiecko-polskie

Stanisław Mazur

Niniejszy rozdział podsumowuje aktualną wiedzę o kaledonidach niemiecko-polskich, integrując dane geologiczne i geofizyczne, m.in. w celu bliższego wyjaśnienia sytuacji szwu Thora pomiędzy Awalonią a Baltiką oraz towarzyszącego mu basenu przedgórskiego. Korzystając z reinterpretacji profili sejsmicznych DEKORP Basin-9601 i PolandSPAN PL1-5600 oraz dwuwymiarowych modeli grawimetrycznych i magnetycznych, wraz z regionalnymi mapami anomalii grawimetrycznych i magnetycznych, przeanalizowano przebieg głównych granic tektonicznych w opisywanym regionie. Wyniki analizy pokazują, że front deformacji kaledońskiej jest wyznaczony północnym zasięgiem pasa fałdowo-nasuwczego o charakterze naskórkowym (ang. *thin-skinned*). W pobliżu Rugii w Niemczech pas ten zbudowany jest ze słabo zmetamorfizowanych ordowickich osadów klastycznych pochodzących z kaledońskiego klina akrecyjnego. W Polsce kaledonidy pomorskie obejmują zdeformowane osady późnoordowicko-sylurskiego basenu przedgórskiego, które zostały włączone do klina orogenicznego na przełomie syluru i dewonu. Front deformacji rozwinął się nad skłonem krystalicznego podłoża, który kontrolował zasięg propagacji ku wschodowi odkształceń fałdowo-nasuwczych. Szew Thora, zidentyfikowany jako nasunięcie krystalicznego podłoża Awalonii na Baltikę, leży ok. 120 km dalej na południe. Rozciąga się pod depocentrum basenu północnoniemieckiego i przedłuża ku południowemu wschodowi w strefę uskoku Dolska w zachodniej Polsce. Na poziomie dolnej skorupy krawędź Baltiki jest podsunięta w kierunku południowym aż po Wzgórza Flechtingen w Niemczech, rozciągając się dalej ku wschodowi do waryscyjskiego szwu renohercyńskiego na skraju Masywu Czeskiego. Proponowany tu przebieg szwu Thora pokrywa się ze strefą wycienienia płaszcza litosferycznego, gdzie gruba litosfera Baltiki przechodzi w cieńszą litosferę Awalonii. Kaledoński basen przedgórski dokumentuje diachroniczną konwergencję między Awalonią i Baltiką, trwającą ok. 40 mln lat (450–410 mln lat temu) od początkowej kolizji między Awalonią i Baltiką w sektorze rugijsko-duńskim Oceanu Tornquista (późny ordowik) po ostateczną deformację przedpola na granicy lochkowu i pragu. Późne fazy tego procesu zbiegły się z zamknięciem Oceanu Iapetus.

5.1.3.1. Wprowadzenie

Głównymi elementami strukturalnymi biorącymi udział w deformacjach orogenezy kaledońskiej w dzisiejszej Europie środkowej były terrany Baltiki i Awalonii oraz rozdzielający je Ocean Tornquista. Konfiguracja paleogeograficzna tych jednostek odegrała kluczową rolę w ewolucji tektonicznej regionu we wczesnym paleozoiku, prowadząc ostatecznie do ich kolizji w ordowiku i sylurze (Cocks i in., 1997; Cocks, Torsvik, 2002; Torsvik, Rehnström, 2003). Kaledonidy niemiecko-polskie, rozciągające się pod przykryciem między północnymi Niemcami a północno-zachodnią Polską (fig. 1), wyznaczają strefę kontaktu orogenicznego, powstałego wskutek kolizji Awalonii i Baltiki (Cocks i in., 1997; Torsvik, Rehnström, 2003). Dlatego ten obecnie pogrzebany orogen trudno uznać za część właściwego pasma kaledońskiego, ukształtowanego podczas zamknięcia Oceanu Iapetus wskutek kolizji Baltiki i Laurencji (Soper, Hutton, 1984; Soper i in., 1992; Cocks, Torsvik, 2002; Dewey, Strachan, 2003). Niemniej nazwa kaledonidy niemiecko-polskie jest nadal używana ze względów historycznych od czasu, gdy za Stillem (1936) termin „kaledonidy" uznano za synonim orogenu wczesnopaleozoicznego niezależnie od jego lokalizacji na mapie świata. Co więcej, zarówno kaledonidy niemiecko-polskie, jak i kaledonidy właściwe reprezentują orogeny związane z wczesnopaleozoiczną amalgamacją paleokontynentu Laurosji (Cocks, Torsvik, 2002).

Zgodnie z obecnym stanem wiedzy, do powstania kaledonidów niemiecko-polskich doprowadziło późnoordowickie zamknięcie Oceanu Tornquista pomiędzy Baltiką a Awalonią, odgrywającą rolę aktywnego obrzeżenia kontynentalnego (Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994, 1997; Dadlez, 2000; Katzung, 2001; Torsvik, Rehnström, 2003). Kolizja kontynentalna spowodowała rozległe deformacje, w tym fałdowanie i nasuwanie osadów wczesnopaleozoicznych, których zasięg ku północnemu-zachodowi został określony na podstawie danych otworowych i sejsmicznych (Berthelsen, 1992; Katzung i in., 1993; Lassen i in., 2001; Krawczyk i in., 2002). Jednak lokalizacja szwu kaledońskiego na głębszych poziomach górnej skorupy pozostawała enigmatyczna zarówno w północnych Niemczech, jak i Polsce (Pharaoh, 1999; Mazur i in., 2016). Niektórzy autorzy zdają się utożsamiać kaledoński front deformacji ze szwem tektonicznym pomiędzy Awalonią i Baltiką (np. Banka i in., 2002; Narkiewicz i in., 2015; Smit i in., 2016). Jednak może to się odnosić jedynie do górnej części zdeformowanych osadów dolnego paleozoiku. Tymczasem wgłębna lokalizacja szwu oddzielającego krystaliczne podłoże Awalonii i Baltiki, często określanego jako szew Thora (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999), pozostaje w dużej mierze nieznana. Dlatego w niniejszym rozdziale wykorzystano dane pól potencjalnych w połączeniu z istniejącymi dowodami geologicznymi i geofizycznymi, aby prześledzić lokalizację szwu Thora, wyznaczającego kopalną granicę płyt tektonicznych Awalonii i Baltiki.

5.1.3.2. Budowa geologiczna i ramy tektoniczne

Kaledonidy niemiecko-polskie powstawały wskutek konwergencji, a następnie kolizji Baltiki i Awalonii w późnym ordowiku i sylurze (Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994; Dallmeyer i in., 1999; Katzung, 2001; Torsvik, Rehnström, 2003). Orogeneza ta oznaczała zamknięcie Oceanu Tornquista, które wraz z zamknięciem Oceanu Iapetus doprowadziło do utworzenia się superkontynentu Laurosji (Cocks i in., 1997; Cocks, Torsvik, 2002, 2005). Kaledonidy niemiecko-polskie są obecnie całkowicie ukryte pod pokrywą młodszych osadów o grubości 1–4 km, w większości niezdeformowanych. Zostały odkryte dopiero w latach 60. i 70. ubiegłego wieku, kiedy na tym obszarze rozpoczęto program głębokich wierceń i pozyskiwania danych sejsmicznych (Jaeger, 1967; Dadlez, 1974, 1978; Katzung i in., 1993; Franke, Illers, 1994; Piske i in., 1994).

Północne Niemcy

Front deformacji kaledońskiej (fig. 1) wyznacza granicę między niezdeformowanymi i zdeformowanymi skałami osadowymi dolnego paleozoiku w podłożu osadów górnopaleozoicznych i mezozoicznych. Profile sejsmiczne charakteryzują front jako nasunięcie o upadzie ku południowi i południowemu zachodowi, które umiejscowiło zdeformowane jednostki dolnego paleozoiku na obrzeżeniu kratonu wschodnioeuropejskiego i jego pokrywie osadowej (Katzung i in., 1993; Piske, Neumann, 1993; Meissner i in., 1994; Piske i in., 1994; Schlüter i in., 1997). Zdeformowane osady ordowiku o miąższości ok. 1500–3000 m zostały odwiercone w kilku otworach na wyspie Rugia i w niemieckiej strefie ekonomicznej Morza Bałtyckiego (Jaeger, 1967; Katzung i in., 1993; Franke, Illers, 1994; Piske i in., 1994; Giese i in., 1994). Odwiert Rügen 5 stanowi profil referencyjny (fig. 2), ponieważ uzyskano z niego najbardziej kompletny profil zdeformowanych warstw ordowickich (Jaeger, 1967; Giese i in., 1994; Franke, Illers, 1994). Udokumentowana została jedynie sukcesja dolnego i środkowego ordowiku (tremadok–lanwirn), obejmująca piaskowce, łupki i szarogłazy (fig. 2). Szarogłazy te reprezentują proksymalne turbidyty, których detrytus wskazuje na źródła pochodzące z łuku wulkanicznego i ofiolitów (Giese i in., 1994). W skałach tych występuje fauna *Acritarcha* o przypuszczalnym powinowactwie z Awalonią (Servais, Fatka, 1997); jednak interpretację tę zakwestionowali Cocks i in. (1997), opierając się na obecności słabo diagnostycznych faun głębinowych.

Osady ordowickie z obszaru Rugii doświadczyły metamorfizmu anchizonalnego (Dallmeyer i in., 1999). Wieki plateau ok. 830 i 609 mln lat uzyskane metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ z detrytycznych muskowitów z piaskowców ordowickich sugerują źródła detrytusu zlokalizowane na obszarze Baltiki (w otworach G 14 i Loissin 1) i Awalonii (w otworze Rügen 5; fig. 1) (Dallmeyer i in., 1999). Z próbek całej skały uzyskano wiek muskowitu $^{40}Ar/^{39}Ar$ wskazujący na szczyt deformacji i wydarzenie termiczne w zakresie od 450 do 425 mln lat temu (późny ordowik–późny sylur; Dallmeyer i in., 1999). Ponieważ w otworze Loissin 1 (fig. 1) ordowickie łupki zalegają na piaskowcach dolnego paleozoiku o proweniencji bałtyckiej, Dallmeyer i in. (1999) postulowali wielkoskalowe podsunięcie obrzeżenia Baltiki pod paleozoik Rugii, który został przez nich zinterpretowany jako kompleks płaszczowin kaledońskich. Katzung (2001) oszacował rozmiar przemieszczenia związanego z nasunięciem dolnego paleozoiku Rugii na Baltikę na nieco ponad 100 km. Również kilka studiów sejsmicznych w północnych Niemczech i na Morzu Północnym wykazało, że pod platformą paleozoiczną, zwykle korelowaną z Awalonią, występuje obrzeżenie Baltiki podsunięte na odległość 70–150 km (np. Krawczyk i in., 1999; Abramovitz, Thybo, 2000; Lassen i in., 2001). Frost i in. (1981) uzyskali datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$ (detrytycznego muskowitu i całej skały) z próbek zdeformowanego i słabo zmetamorfizowanego podłoża wschodniej części Morza Północnego i południowej Jutlandii, które dały wiek wczesnopaleozoiczny w zakresie od 510 do 430 mln lat.

Podłoże tarczy bałtyckiej można prześledzić metodami geofizycznymi daleko na południe od frontu deformacji kaledońskiej, aż do obszaru hipotetycznego tzw. uskoku transeuropejskiego (Piske, Neumann, 1993; Hoffmann, Franke, 1997). Ten ostatni został zinterpretowany jako kaledoński szew tektoniczny Oceanu Tornquista (Berthelsen, 1992). Ze względu na brak danych z odwiertów, struktura i litologia głębokiego podłoża na południe od uskoku transeuropejskiego pozostają w dużej mierze nieznane. Wcześniej podłoże to było interpretowane jako mozaika terranów wywodzących się z Gondwany (Franke, 1994) lub jako wschodnia część Awalonii (Katzung i in., 1995), która została przyłączona do Baltiki w trakcie orogenezy kaledońskiej. Jednak w otworze Loissin 1, zlokalizowanym na południe od uskoku transeuropejskiego w północnych Niemczech (fig. 1), nawiercono w ostatnich 200 m profilu zdeformowane skały osadowe pelityczno-klastyczne o nieznanym

5
Platforma paleozoiczna

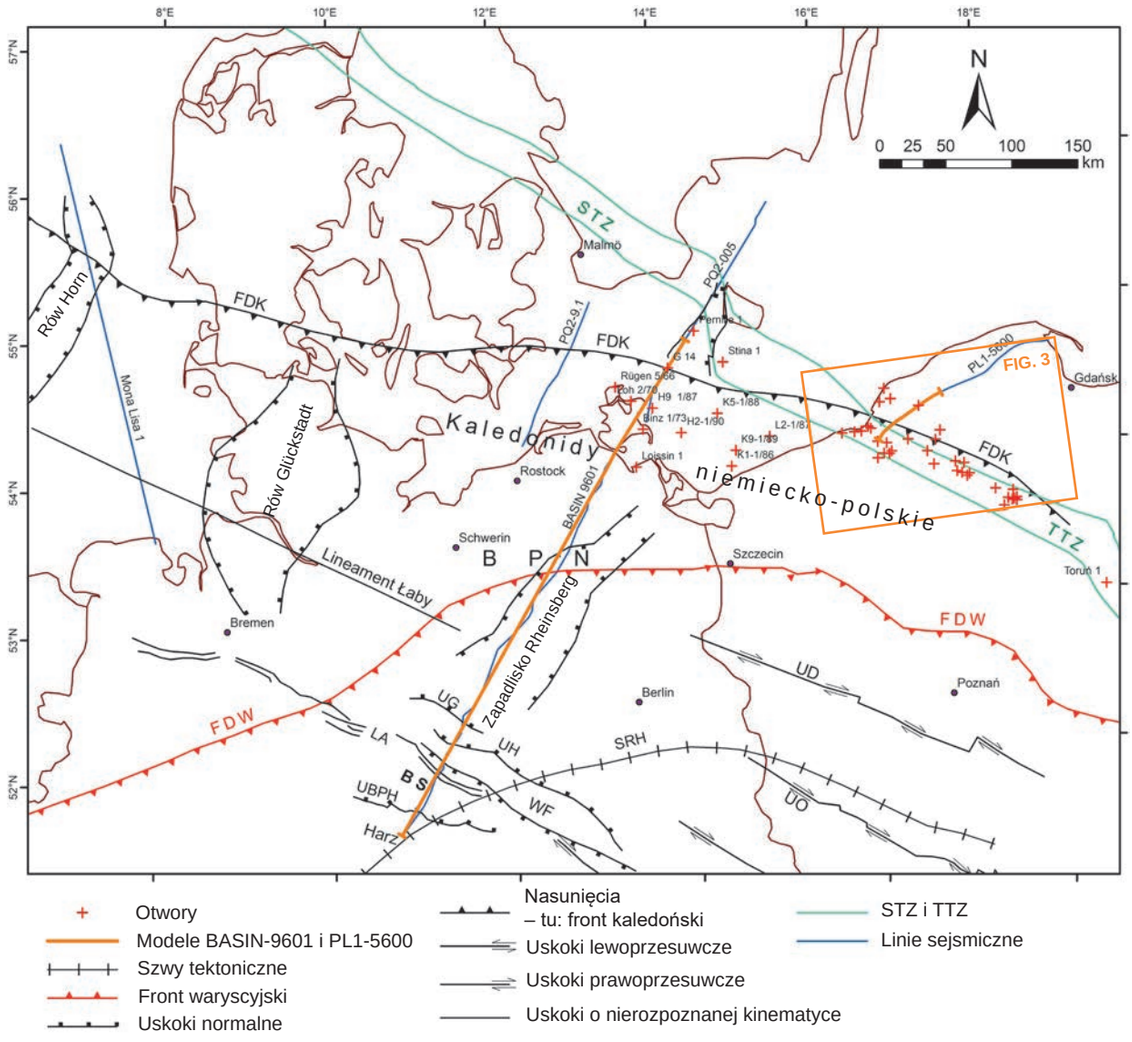


FIG. 1. Mapa lokalizacyjna kaledonidów niemiecko-polskich i wybranych elementów strukturalnych. Pokazano również lokalizacje ważnych profili sejsmicznych i odwiertów. Odwierty w kaledonidach pomorskich opisano na fig. 3. Położenie modeli grawimetrycznych i magnetycznych zaznaczono pomarańczową linią; BPN – basen północnoniemiecki; BS – basen subhercyński; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; LA – lineament Aller; SRH – szew renohercyński; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UBPH – uskok brzeżny północnego Harzu; UD – uskok Dolska; UG – uskok Gardelegen; UH – uskok Haldensleben; UO – uskok Odry; WF – wzgórza Flechtingen

wieku zalegające poniżej warstw mezozoiczno-kenozoicznych i karbońsko-permskich. Te enigmatyczne skały porównano z osadami ediakarsko-wczesnopaleozoicznymi zalegającymi na kratonie wschodnioeuropejskim (Franke, 1994; Giese i in., 1994). Ponieważ odwiert Loissin 1 dokumentuje skały metaosadowe związane z kratonem wschodnioeuropejskim na południe od uskoku transeuropejskiego, charakter tego ostatniego jako głównego szwu kaledońskiego został zakwestionowany przez Dallmeyera i in. (1999). Dalszą krytyczną ocenę koncepcji i znaczenia uskoku transeuropejskiego przedstawili McCann i Krawczyk (2001).

Strefa szwu między Baltiką a Awalonią została zobrazowana za pomocą danych sejsmicznych w ramach projektu MONA LISA na SE Morzu Północnym (fig. 1; Balling, 2000; Abramovitz, Thybo, 2000). Na tym obszarze zidentyfikowano trzy różne typy skorupy ziemskiej: (1) trójwarstwową skorupę typową dla kratonu wschodnioeuropejskiego w północnej części profilu; (2) skorupę przejściową (strefa szwu) w centralnej części; oraz (3) dwuwarstwową skorupę o możliwym powinowactwie z Awalonią na południu, charakteryzującą się niskimi prędkościami w całej skorupie (Abramovitz, Thybo, 2000). Grubość skorupy ziemskiej waha się od 38–35 km pod północnym brzegiem wyniesienia Ringkøbing-Fyn do 28–27 km pod basenem północnoniemieckim. Strefa szwu jest identyfikowana na odcinku ok. 70 km w obrębie skorupy przejściowej i jest ograniczona od północy szerokim na ok. 100 km, silnie refleksyjnym ciałem wysokoprędkościowym w dolnej skorupie (Abramovitz, Thybo, 2000). Ciało to może być interpretowane jako dolna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego podsunięta pod obrzeżenie Awalonii (Abramovitz, Thybo, 2000). Przebieg południowej granicy refleksyjnego ciała wysokoprędkościowego pokrywa się w przybliżeniu z lineamentem dolnej Łaby (fig. 1).

Dalej na południowy wschód, wzdłuż biegu regionalnych elementów strukturalnych, domniemany kontakt Awalonii i Baltiki jest zobrazowany przez profil sejsmiczny 9601 eksperymentu DEKORP-Basin'96 (Bayer i in., 2002). Profil sejsmiczny wskazuje, że klin Baltiki ciągnie się na południe poniżej basenu permsko-mezozoicznego (Bayer i in., 2002: fig. 2). Zaobserwowana struktura wskazuje na przedłużenie się skorupy bałtyckiej znacznie dalej na południe niż pierwotnie zakładano (Bayer i in., 2002). Główne cechy interpretacji strukturalnej transektu sejsmicznego Basin-9601 – PQ2-9.1 (patrz poniżej w sekcji dotyczącej modelowania grawimetrycznego) to: (1) dolna skorupa o wysokich prędkościach fal sejsmicznych, którą można śledzić w kierunku południowym do ok. 120 km od północnego krańca profilu Basin-9601, poniżej centrum basenu północnoniemieckiego, i prawdopodobnie dalej aż do linii Łaby na 180 km, (2) „horyzont O", będący charakterystyczną cechą południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, który można śledzić ku południowi do ok. 100 km od północnego krańca profilu Basin-9601, (3) kaledoński klin akrecyjny, zobrazowany na północnym odcinku profilu (DEKORP-BASIN Research Group, 1999; Bayer i in., 1999; Bleibinhaus i in., 1999; Krawczyk i in., 1999). Linia intersekcyjna frontu deformacji kaledońskiej pod górnym paleozoikiem znajdowałaby się ok. 180 km na północ od południowego krańca dolnej skorupy Baltiki, co wskazuje na szeroki, naskórkowy pas fałdowo-nasuwczy na przedpolu, podobny do południowych Appalachów (np. Keller, Hatcher, 1999), bądź stref nasuwczych kaledonidów norweskich (Brueckner, Cuthbert, 2013). Front deformacji kaledońskiej odpowiada najbardziej wysuniętym na północ płytkim nasunięciom związanym ze szwem Thora, który, zanurzając się pod kątem 15–20° na południowy zachód, osiąga poziom dolnej skorupy na linii Łaby (Bayer i in., 2002).

Polska północno-zachodnia

Polskie kaledonidy stanowią pas tektonicznie zdeformowanych skał osadowych górnego ordowiku i syluru, który biegnie z północnego zachodu na południowy wschód na lądzie w regionie Pomorza Środkowego i pod dnem Bałtyku (fig. 1; Dadlez, 1978; Dadlez i in., 1994). W ponad 20 głębokich otworach wiertniczych napotkano silnie pofałdowane dolnopaleozoiczne skały osadowe tworzące wąskie i wydłużone wypiętrzenie nazywane strefą Koszalin-Chojnice lub, bardziej ogólnie, kaledonidami pomorskimi (fig. 3; Dadlez, 1978). Na wschodzie ten pas fałdowy kontaktuje z niezdeformowanymi osadami dolnego paleozoiku basenu bałtyckiego przykrywającymi kraton wschodnioeuropejski. Na zachodzie dolny paleozoik zanurza się coraz głębiej i nie został spenetrowany przez otwory. W przeciwieństwie do obszaru Rugii (północne Niemcy), kaledonidy pomorskie zbudowane są z niezmetamorfizowanych, choć silnie zdeformowanych skał osadowych. Podłoże dolne-

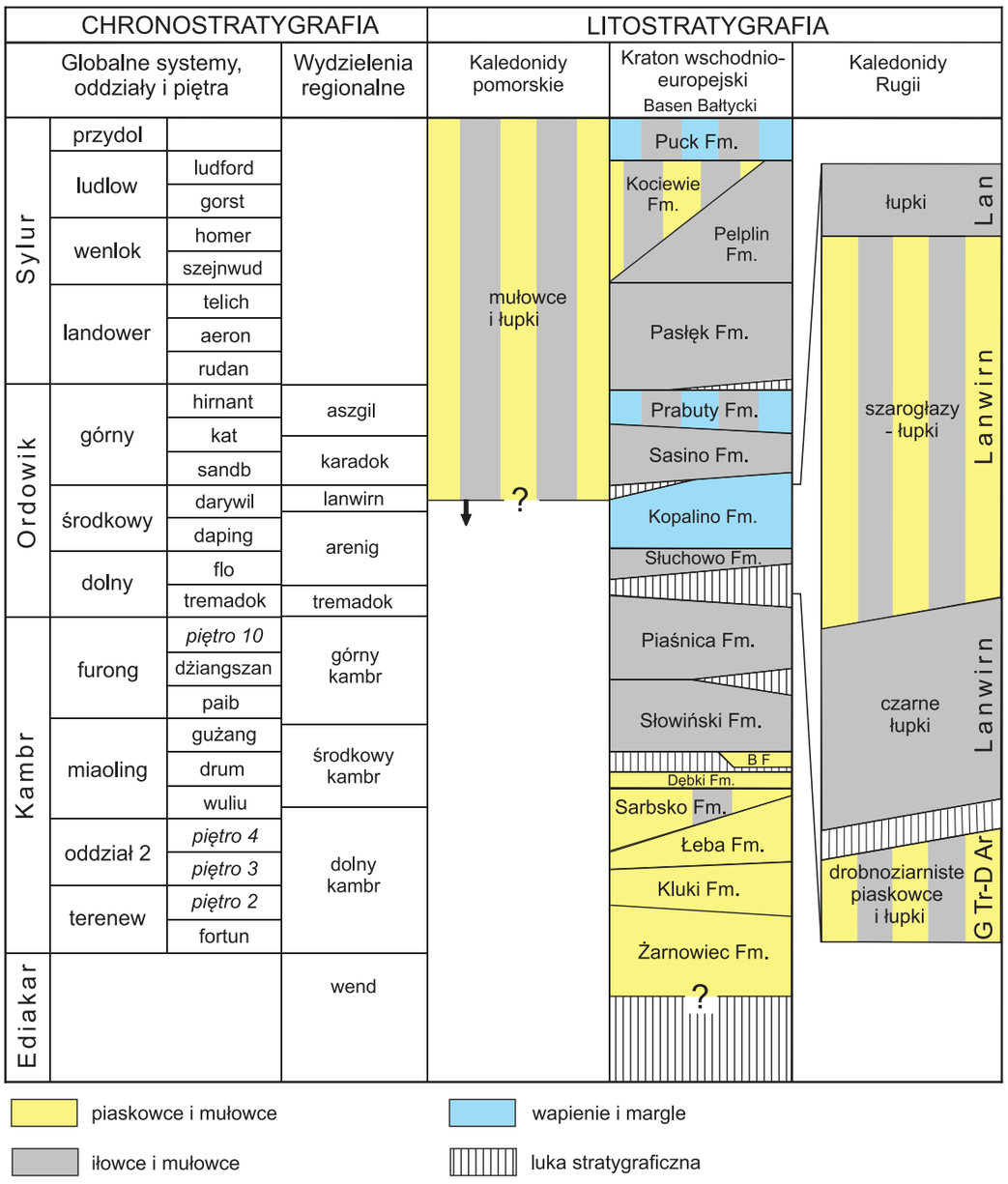


FIG. 2. Schemat stratygraficzny ediakaru–dolnego paleozoiku w kaledonidach niemiecko-polskich i przyległej części basenu bałtyckiego, stanowiącego kaledoński basen przedgórski położony na kratonie wschodnioeuropejskim. Profile kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego wg Modlińskiego, Podhalańskiej (2010). Profil kaledonidów Rugii (odwiert Rugia–5/66) za: Giese i in. (1994). BF – Białogóra Fm.; Lan – lanwirn; G Tr-D Ar – górny tremadok–dolny arenig

go paleozoiku pomiędzy kaledonidami pomorskimi i północnoniemieckimi jest w większości nieznane. Wyjątkiem jest odwiert L2-1/87 wykonany u wybrzeży Polski (fig. 1). Otwór dotarł do intensywnie sfałdowanych osadów ordowiku, które nie różnią się w tym aspekcie od skał kaledonidów pomorskich. Dlatego możliwe jest, że sfałdowane podłoże dolnego paleozoiku rozciąga się na całym obszarze od Pomorza Środkowego po Rugię.

Kaledonidy pomorskie angażują górnoordowicką i sylurską monotonną sukcesję łupkowo-mułowcową (fig. 2; Bednarczyk, 1974; Jaworowski, 2000; Podhalańska, Modliński, 2006). Różne fragmenty tej sekwencji, o miąższości od kilku metrów do ok. 1100 m, zostały udokumentowane wierceniami. Osady ordowiku należą do górnego lanwirnu i karadoku (Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006). W kilku otworach znaleziono również fragmenty całego profilu sylurskiego, aż po przydol (Podhalańska, Modliński, 2006), przy czym udział mułowców i drobnoziarnistych piaskowców wzrasta ku stropowi sukcesji sylurskiej (Modliński, Podhalańska, 2010). Na podstawie bardzo zmiennego nachylenia warstw w rdzeniach otworów wiertniczych, dochodzącego miejscami do 90°, wnioskowano o intensywnym fałdowaniu sukcesji dolnego paleozoiku (np. Dadlez, 1974, 1978). Strome nachylenie warstw jest często połączone z występowaniem spękań, luster tektonicznych i rys ślizgowych, które potwierdzają znaczną deformację i sugerują występowanie nasunięć. Strop syluru ma charakter niezgodności erozyjnej, podobnie jak w sąsiednim, niezdeformowanym basenie bałtyckim.

Facje dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich są podobne do tych, które występują w basenie bałtyckim, położonym na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 3) i interpretowanym jako kaledoński basen przedgórski (np. Poprawa i in., 1999; Mazur i in., 2018). Na obu obszarach skały górnego syluru dostarczają dowodów na spłycenie basenu w przydolu z depozycją osadów płytkomorskich (Modliński, Podhalańska, 2010). W związku z tym, pomimo lokalnych różnic facji między kaledonidami pomorskimi a sąsiednią częścią basenu bałtyckiego, zwłaszcza w ordowiku, oraz niekompletnego zapisu stratygraficznego w kaledonidach pomorskich (Modliński, Podhalańska, 2010), sukcesje osadów dolnego paleozoiku z obu obszarów wykazują bliskie pokrewieństwo. Na podobieństwo pomiędzy osadami dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich a osadami basenu bałtyckiego wskazują również dane palinologiczne (*Acritarcha*) dla ordowiku (Szczepanik, 2000) i syluru (Jachowicz, 2000). Chociaż niektórzy badacze używali *Chitinozoa*, aby opowiedzieć się za awalońską proweniencją osadów ordowiku (Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002), ich poglądy zostały podważone przez późniejsze badania proweniencji (patrz poniżej). Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej ordowiku w kaledonidach pomorskich jest niski i przypomina ten z basenu bałtyckiego (Szczepanik, 2000). Badania proweniencji miki i cyrkonu w osadach dolnego paleozoiku z kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego sugerują pochodzenie detrytusu ze wspólnego źródła alimentacji ziaren silikoklastycznych. Detrytus był dostarczany głównie przez krystaliczne podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego (Baltika) z dodatkiem ordowickich skał metamorficznych. Te ostatnie są interpretowane jako kaledońska pryzma akrecyjna (Poprawa, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006).

We wschodniej części kaledonidów pomorskich, w pasie o szerokości do 15 km, a także w przyległej części basenu bałtyckiego, warstwy dolnopaleozoiczne są bezpośrednio przykryte przez permską i mezozoiczną sukcesję basenu polskiego (Dadlez, 1978). Jednak w zachodniej części kaledonidów pomorskich, na zachód

5
Platforma paleozoiczna

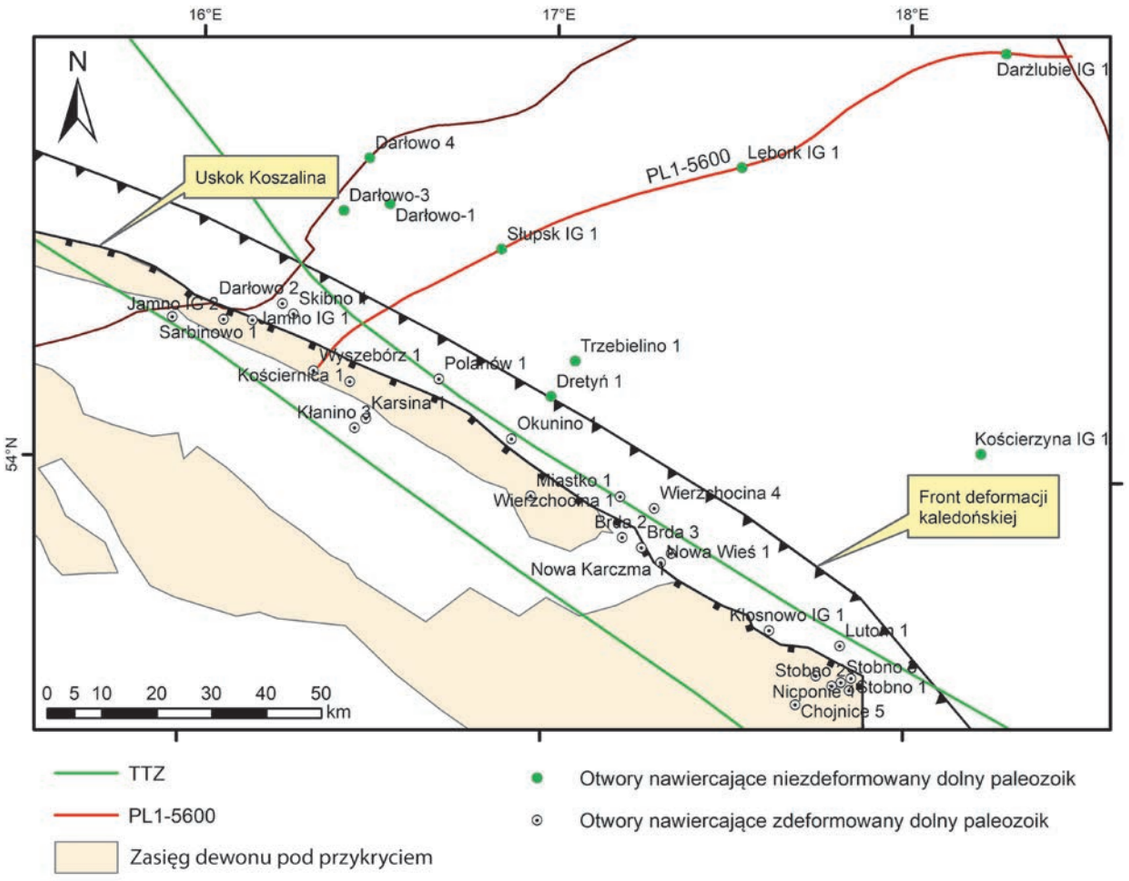


FIG. 3. Kaledonidy pomorskie (strefa Koszalin-Chojnice) z nałożonymi wybranymi elementami strukturalnymi (Mazur i in., 2016, zmodyfikowano). Lokalizację frontu deformacji kaledońskiej wyznaczono na podstawie danych otworowych. Na wschód od uskoku Koszalina dolny paleozoik występuje bezpośrednio pod permem i mezozoikiem. Na zachód od tego uskoku znajduje się gruba pokrywa osadów dewońskich i karbońskich

od uskoku Koszalina (Dadlez, 1993; Nguyen i in., 2024; fig. 3), platforma węglanowa środkowego i górnego dewonu jest przykryta dolnokarbońskimi łupkami i mułowcami oraz górnokarbońskimi facjami dystalnymi waryscyjskiego basenu przedgórskiego. Na zachód od kaledonidów pomorskich sfałdowany dolny paleozoik jest zrzucony na (stromych?) uskokach i nie został nawiercony przez żadne otwory, które kończyły się w warstwach dewońskich lub wyższych.

Ze względu na bliskie pokrewieństwo sukcesji osadów dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego pod względem litologii, biostratygrafii i proweniencji detrytusu, prawdopodobnie reprezentują one, odpowiednio, zdeformowane i niezdeformowane części basenu przedgórskiego kaledonidów. Są one oddzielone przez nasunięcie frontalne położone powyżej rampy krystalicznego podłoża (Mazur i in., 2016). Istnieje jednak istotna różnica między miąższością ordowiku wnioskowaną dla kaledonidów pomorskich a miąższością udokumentowaną w otworze Słupsk IG 1, penetrującym sąsiednią część basenu bałtyckiego (ok. 100 m; fig. 4). Nawet biorąc pod uwagę spodziewaną duplikację warstw ordowiku w wyniku fałdowania i nasuwania, zmiana miąższości nie może być spowodowana wyłącznie zaangażowaniem tektonicznym. Odwiert Stobno 1 przewiercił 1100 m osadów karadoku, których rzeczywista miąższość, obliczona na podstawie upadów warstw podanych przez Dadleza (1978), wynosi ok. 30–40% tej wartości. Dlatego należy zakładać wzrost początkowej miąższości osadów ordowiku w kierunku zachodnim. Oczywiście, ze względu na możliwe występowanie odkłucia w spągu ordowiku, miąższość jego zdeformowanych warstw może reprezentować część basenu przedgórskiego, który był stosunkowo odległy od swej niezdeformowanej autochtonicznej części, nazywanej obecnie basenem bałtyckim.

5.1.3.3. Struktura frontu deformacji kaledońskiej na Pomorzu

Linia sejsmiczna PolandSPAN™ PL1-5600 częściowo obrazuje strukturę kaledonidów pomorskich i przyległej części kratonu wschodnioeuropejskiego oraz jej pokrywy osadowej (fig. 4; Mazur i in., 2016). Profil ma długość ok. 150 km i biegnie w kierunku ENE–WSW na Pomorzu przez południowo-zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego i położony nad nim basen bałtycki (fig. 4). W kierunku WSW profil PL1-5600 przecina front deformacji kaledońskiej i kończy się w środkowej części kaledonidów pomorskich. Chociaż wewnętrzna struktura kaledonidów pomorskich jest słabo zobrazowana, to profil sejsmiczny PL1-5600 wskazuje na naskórkowy charakter tego pasma fałdowo-nasuwczego. Strop podłoża w obrazie sejsmicznym jest gładki i stopniowo pogrąża się pod miąższym stosem osadów dolnego paleozoiku (fig. 4; Mazur i in., 2016). Mapa morfologii krystalicznego podłoża (fig. 5) wskazuje na możliwy związek przyczynowo-skutkowy pomiędzy przebiegiem frontu deformacji kaledońskiej a leżącym poniżej skłonem podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego. Ten ostatni mógł stanowić próg oporowy dla nasuwających się frontalnie ku NE skał ordowiku i syluru kompleksu kaledońskiego. Front deformacji kaledońskiej jest zobrazowany jako graniczna linia nasunięcia tych skał na niezdeformowane osady basenu przedgórskiego (fig. 4). Analogiem takiej struktury jest front nasunięć Karpat zewnętrznych w południowej Polsce lub nasunięć południowych Appalachów (np. Keller, Hatcher, 1999; Gągała i in., 2012).

Mapa głębokości krystalicznego podłoża, obliczonej na podstawie inwersji danych grawimetrycznych (fig. 5; Mazur i in., 2016), wykazuje, w skali regionalnej, cechy wspólne z modelem PL1-5600. Strop podłoża obniża się o 5500 m na odcinku 40 km poniżej kaledonidów pomorskich i przyległej części basenu bałtyckiego. Najbardziej strome nachylenie stropu podłoża Baltiki tworzy rampę (próg) bezpośrednio pod zdeformowaną sukcesją dolnego paleozoiku (fig. 5, 6). Rampa stropu podłoża ma dość jednolitą geometrię wzdłuż biegu, bez stopni lub nierówności związanych z frontem deformacji kaledońskiej (fig. 5). Kiedy strop dolnego paleozoiku i podłoża krystalicznego są wizualizowane wspólnie w trzech wymiarach, widać wyraźnie, że strop dolnego paleozoiku w dużym stopniu naśladuje geometrię prekambryjskiego podłoża (fig. 6). Oczywiście, istnieją dwa wyraźne stopnie w stropie dolnego paleozoiku utworzone przez uskok Koszalina i inny, nienazwany uskok dalej na zachód (fig. 4), ale ogólna architektura stropu dolnego paleozoiku pozostaje podobna do geometrii stropu krystalicznego podłoża.

5.1.3.4. Struktura szwu Thora we wschodnich Niemczech

Strukturę strefy kontaktu Awalonii i Baltiki obrazuje transekt sejsmiczny przebiegający od Morza Bałtyckiego do gór Harzu, który został wcześniej zaprezentowany przez grupę badawczą DEKORP-BASIN Research Group (1999), Krawczyk i in. (1999) oraz Bayera i in. (2002). Ponieważ dane sejsmiczne przedstawione przez tych autorów nie są identyczne, wybrano wersję Bayera i in. (2002: fig. 2) z pogłębionym położeniem Moho pod górami Harzu. Transekt (fig. 7) jest profilem złożonym, który obejmuje zarówno

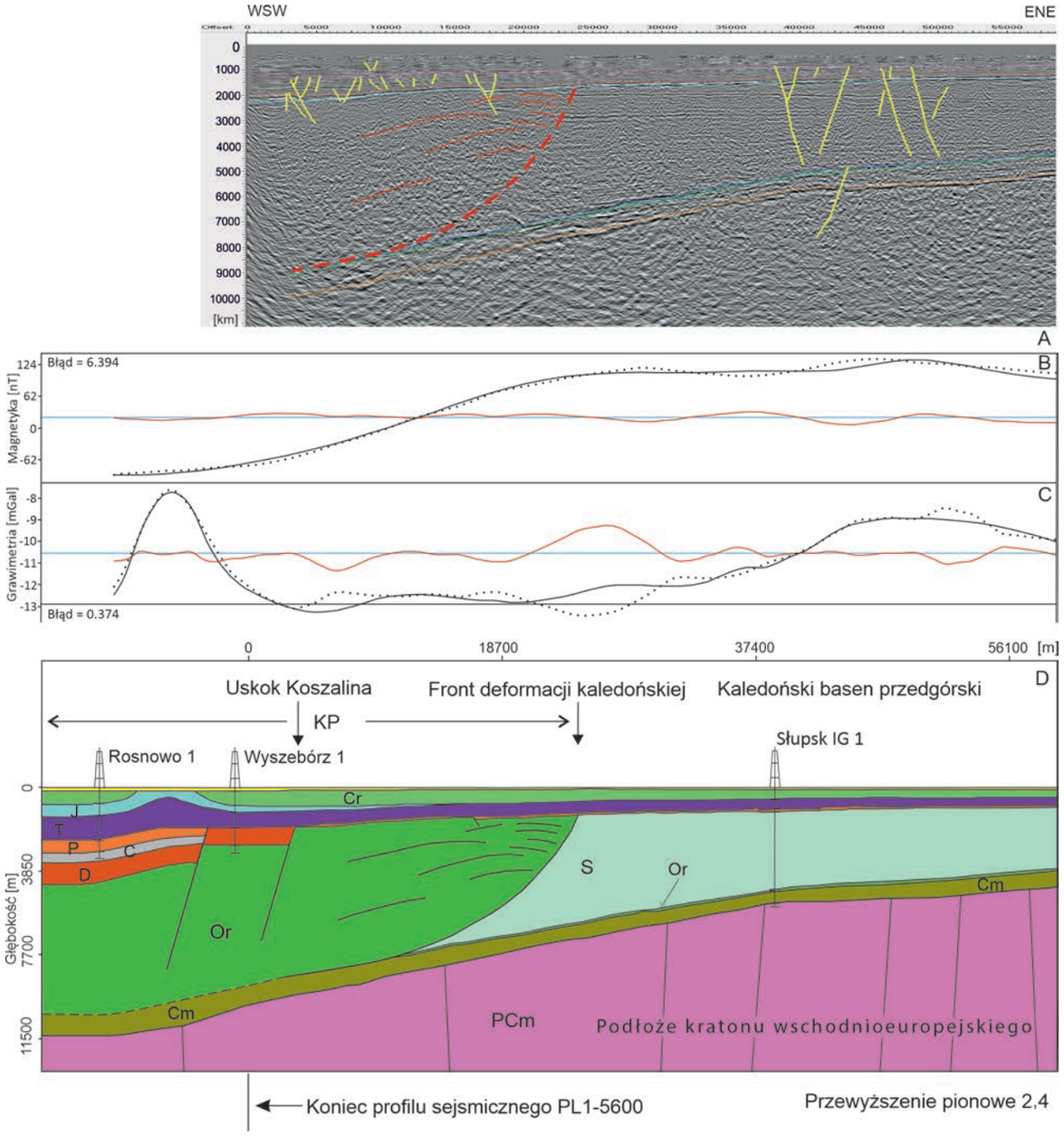


FIG. 4. Zachodnia część profilu sejsmicznego PolandSPAN PL1-5600 (lokalizacja na fig. 1) wg: Mazura i in. (2016). Rysunek przedstawia pierwsze 60 km profilu przecinającego front deformacji kaledońskiej (pionowe przewyższenie 2,4). A – powiększenie skoncentrowane na stropie podłoża i pokrywie osadowej; czerwona przerywana linia reprezentuje interpretowany front deformacji kaledońskiej; B i C – odpowiednio dane magnetyczne i grawimetryczne. Linie przerywane – obserwowane; linie ciągłe – modelowane. Czerwona linia pokazuje wielkość błędu. D – przewyższona pionowo górna część modelu geologicznego. KP – kaledonidy pomorskie. Oznaczenia wieku: PCm – prekambr; Cm – kambr; Or – ordowik; S – sylur; D – dewon; C – karbon; P – perm; T – trias; J – jura; Cr – kreda

sekcję lądową, jak i dane morskie. Dane lądowe obrazują obszar od południowego krańca basenu permskiego (uskok Gardelegen) do wybrzeża Morza Bałtyckiego na południe od wyspy Rugii (linia Basin-9601). Transekt jest następnie kontynuowany na północ linią PQ2-9.1, która znajduje się dalej na zachód, a na koniec południową częścią linii PQ2-004-005, przecinającej Morze Bałtyckie. Transekt ten został pierwotnie opracowany przez grupę badawczą DEKORP-BASIN Research Group (1999). Kontynuacja profilu aż do linii PQ2-004-005 zapewnia dowiązanie do niedawno opublikowanej interpretacji sejsmicznej dla całej linii PQ2-004-005 (Ponikowska i in., 2024).

Na podstawie zreinterpretowanego transektu sejsmicznego (fig. 7) opracowano dwuwymiarowy model grawimetryczny w celu przetestowania proponowanych rozwiązań (Mazur i in., 2025). Model grawimetryczny rozpoczyna się w górach Harzu i przecina basen subhercyński, wzgórza Flechtingen, depocentrum basenu północnoniemieckiego i wzniesienie Grimmen (fig. 1, 7). Główne uskoki w górnej skorupie przecięte z południowego wschodu na północny zachód to: uskok brzeżny północnego Harzu, lineament Aller, uskok Haldensleben i uskok Gardelegen (fig. 7; Scheck i in., 2002). Moho jest prawie poziome na głębokości ok. 30 km wzdłuż środkowej części profilu, aż do km 275 (fig. 7), gdzie punkt bifurkacji znajduje się w obrębie Moho na południe od Rugii. Na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej pozostaje niepewne, czy Moho opada na północ, czy też wygina się w górę (Bayer i in., 2002). Jednak dowiązanie do Moho i stropu dolnej skorupy reflektorów zinterpretowanych przez Ponikowską i in. (2024) wzdłuż linii PQ2-004-005 sugeruje, że Moho obniża się stosunkowo głęboko na ok. 40 km, a górna gałąź bifurkacji odpowiada stropowi dolnej skorupy. Niemniej jednak dane sejsmiczne nadal wskazują na zanurzone w kierunku północnym reflektory płaszcza pod Rugią, znajdujące się poniżej ok. 40 km. Tego typu reflektory o upadzie ku północy są również znane z innych części Bałtyku (np. BABEL Working Group, 1993; Meissner, Krawczyk, 1999). Dolna skorupa na NE od 275 km profilu jest interpretowana jako należąca do Baltiki, zgodnie z profilem PQ2-004-005 (Ponikowska i in., 2024). Jednak obecny model pokazuje, że dolna skorupa Baltiki wyklinowuje się w kierunku południowo-zachodnim, powodując spłycenie Moho pod basenem północnoniemieckim (fig. 7).

Pod basenem północnoniemieckim znajduje się ciało wysokogęstościowe, interpretowane jako efekt podklejania magmowego (fig. 7; Mazur i in., 2025). Osiąga ono maksymalną grubość 4 km między 140–260 km profilu. Ciało to jest odpowiedzialne za szeroką dodatnią anomalię grawimetryczną występującą w centralnej części basenu (fig. 7, 8). Odpowiada ono wysokoprędkościowej dolnej skorupie o prędkościach fal podłużnych do 7,2 km/s, zidentyfikowanej w pracy Bayera i in. (2002). Odpowiednikiem ciała magmowego w dolnej skorupie jest horyzont wulkanitów u podstawy sekwencji osadowej basenu północnoniemieckiego, które zostały umiejscowione na przełomie karbonu i permu (np. Krawczyk i in., 1999). Wulkanity nie zostały uwzględnione w modelu (fig. 7) z powodu ich ograniczonej miąższości nieprzekraczającej 2000 m i umiarkowanej gęstości. Skały wulkaniczne nie mogą znacząco wpływać na anomalie grawimetryczne, ponieważ wyżyna Grimmen, gdzie osiągają największą grubość (Benek i in., 1996), odpowiada anomalii ujemnej (fig. 8). Dane sejsmiczne bardzo dobrze obrazują spąg cechsztynu (fig. 7), ale spąg permu i spąg osadów przedpermskich są słabo zobrazowane, a ich głębokość jest niepewna poza obszarami o dobrej kontroli otworowej. Aby zapewnić niezależną

5 Platforma paleozoiczna

kontrolę głębokości do spągu permu, wykorzystano siatkę danych opublikowaną przez Maystrenko i Scheck-Wenderoth (2013).

Model grawimetryczny sugeruje większą gęstość skorupy Baltiki w porównaniu z Awalonią. Kontrast gęstości nie jest jednak wystarczająco duży, aby był widoczny na mapie anomalii grawimetrycznych (fig. 8). Co więcej, profil grawimetryczny wzdłuż linii sejsmicznej Basin-9601 jest zdominowany przez cechy geologiczne inne niż kontakt Baltika–Awalonia. Dlatego kontakt pomiędzy tymi dwoma segmentami skorupy ziemskiej jest wymodelowany głównie na podstawie danych sejsmicznych. Zanurzający się w kierunku południowym reflektor przecina całą krystaliczną skorupę od wyspy Rugii do środka profilu pod depocentrum basenu północnoniemieckiego na 80 km profilu (fig. 7). Bayer i in. (2002) powiązali ten reflektor z wyraźnym „horyzontem O" obserwowanym na całym Morzu Bałtyckim (DEKORP-Basin Research Group, 1999; Bayer i in., 1999). W rejonie Rugii reflektor ten można skorelować z dolnym ordowikiem lub górnym kambrem, prawdopodobnie odpowiadającymi warstwie o dobrej przewodności elektrycznej, interpretowanej jako łupki dolnoordowickie (Jödicke i in., 1999). Nawet jeśli „horyzont O" nie reprezentuje dokładnie stropu krystalicznej skorupy Baltiki, to nie jest od niej daleko, biorąc pod uwagę ograniczoną grubość kambru pod południowym Bałtykiem (np. Ponikowska i in., 2024). Zgodnie z przedstawioną interpreta-

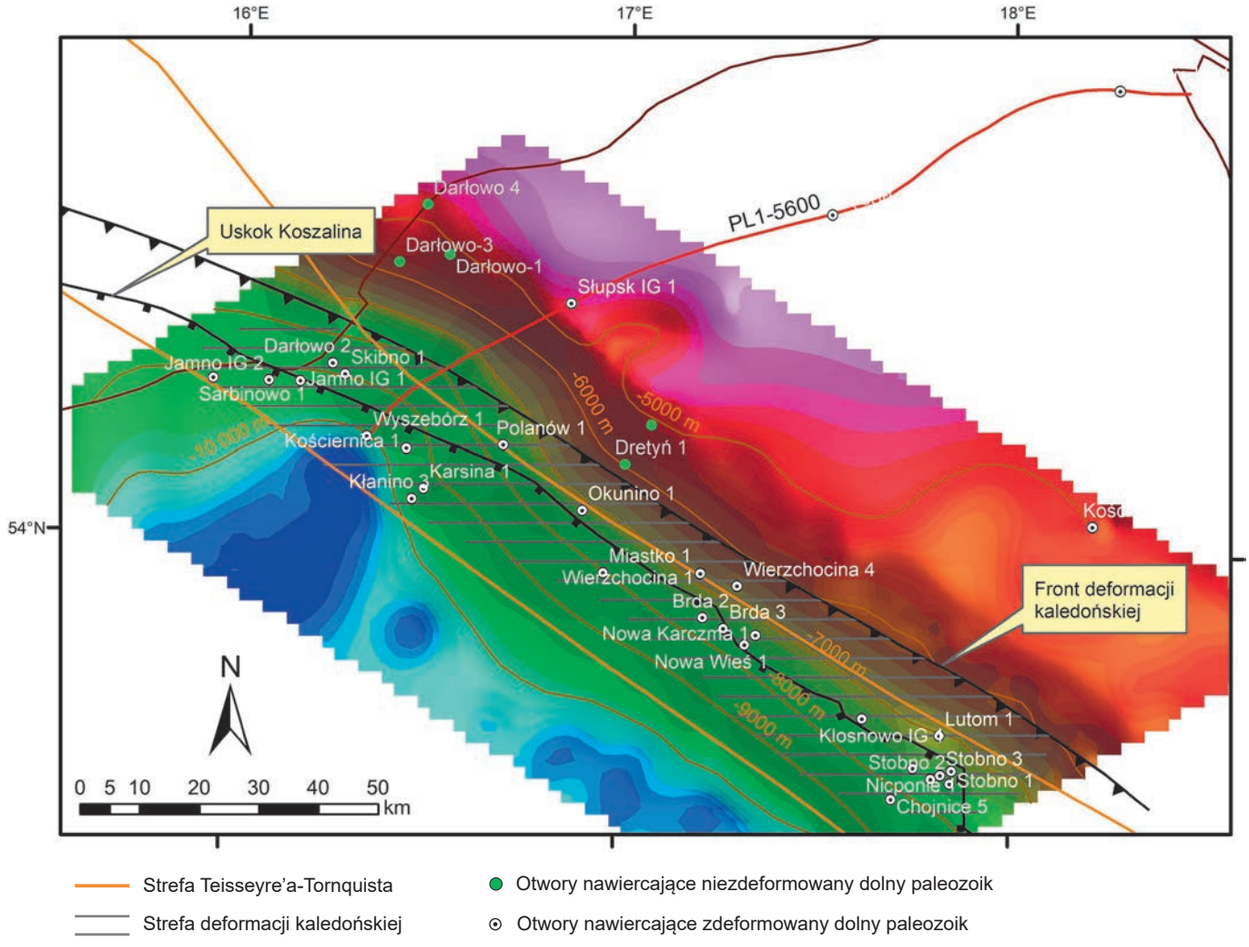


FIG. 5. Mapa głębokości podłoża oparta na trójwymiarowej inwersji danych grawimetrycznych (wg Mazura i in., 2016). Bordowa linia pokazuje linię brzegową Bałtyku

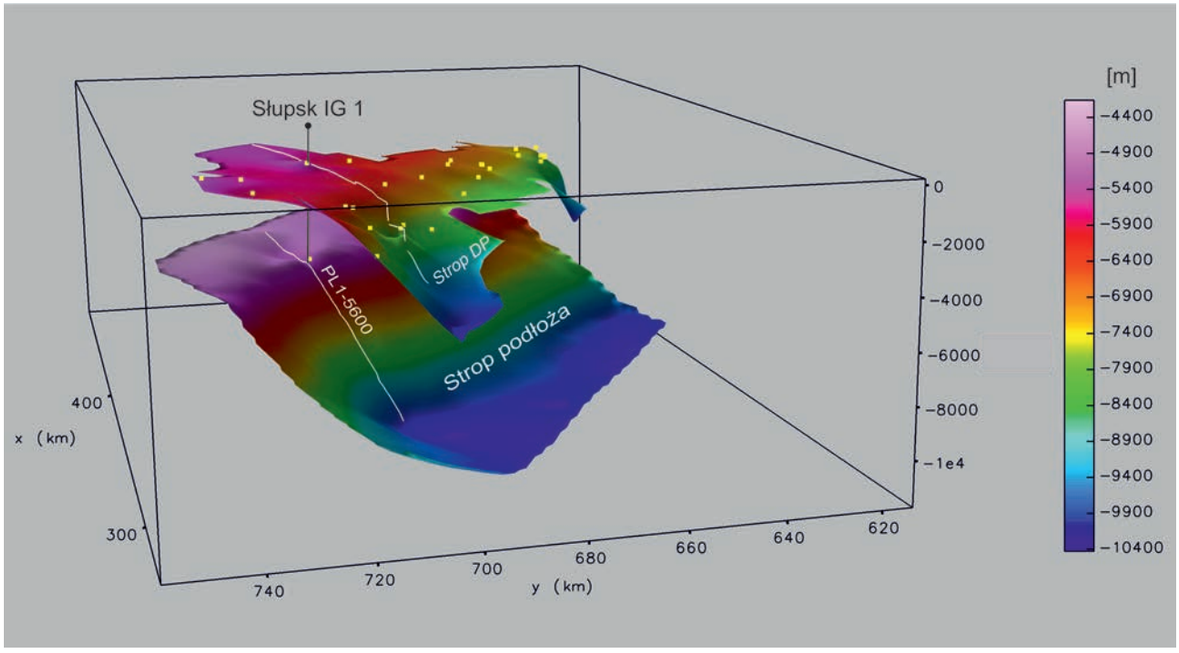


FIG. 6. Widok trójwymiarowy stropu krystalicznego podłoża i stropu dolnego paleozoiku. Żółte kwadraty pokazują punkty przebicia obu horyzontów przez otwory. Białe linie wskazują intersekcję z modelem PL1-5600. DP – dolny paleozoik

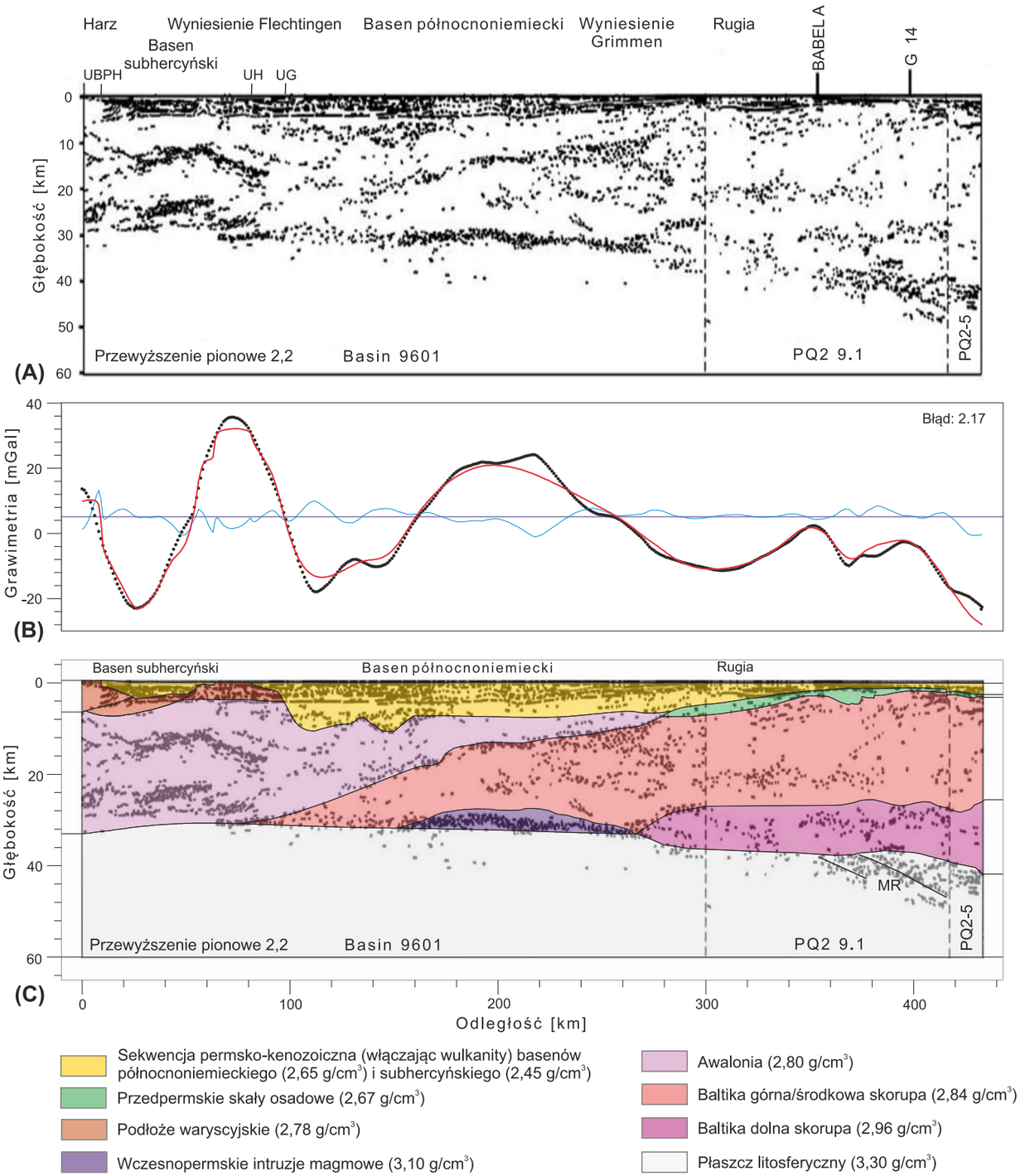


FIG. 7. Zagregowany transekt sejsmiczny, złożony z linii DEKORP Basin-9601 oraz DEKORP PQ2-9.1 i PQ2-5 (DEKORP-Basin Research Group, 1999; Bayer i in., 2002), rozciągający się od gór Harzu do południowego Bałtyku oraz stworzony na jego podstawie dwuwymiarowy model grawimetryczny.
A – profil sejsmiczny z reflektorami podkreślonymi przez linie (Bayer i in., 2002); UBPH – uskok brzeżny północnego Harzu, UG – uskok Gardelegen, UH – uskok Haldensleben;
B – profil grawimetryczny: czarna linia przerywana – obserwowany; czerwona linia ciągła – modelowany. Cienka niebieska linia pokazuje wielkość błędu;
C – model geologiczny (Mazur i in., 2025);
MR – reflektory płaszcza litosferycznego

cją, południowo-zachodnia krawędź skorupy bałtyckiej znajduje się ok. 120 km za linią frontu deformacji kaledońskiej w spągu górnego paleozoiku (fig. 8).

Front deformacji kaledońskiej jest słabo zobrazowany przez profil Basin-9601 (fig. 7), nawet jeśli jego pozycja jest określona przez dane z otworów wiertniczych. Jest to zgodne z postulowanym wcześniej naskórkowym charakterem kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Bayer i in., 2002; Mazur i in., 2016; Ponikowska i in., 2024). Front deformacji kaledońskiej znajduje się bezpośrednio na południowy zachód od otworu G 14 (Ponikowska i in., 2024), a kaledoński klin akrecyjny jest nasunięty na skorupę Baltiki (fig. 7), która nie zdradza oznak zaangażowania w deformację kaledońską (Ponikowska i in., 2024).

5.1.3.5. Przebieg szwu Thora pomiędzy wschodnimi Niemcami a Polską

Anomalie grawimetryczne są w większości związane ze strukturami geologicznymi, które powstały po orogenezie kaledońskiej (fig. 8). W wielu przypadkach są to wzniesienia lub zagłębienia w podłożu oraz pokrywające je osady o zmiennej grubości. Silne dodatnie anomalie są często związane z waryscyjskimi wypiętrzeniami podłoża, takimi jak góry Harz, wzgórza Flechtingen oraz Sudety i monoklina przedsudecka na południowy zachód od uskoku Dolska (fig. 8). Wyniesienie Ringkøbing-Fyn, oddzielające basen północnoniemiecki od duńskiego, jest dobrze widoczne w obrazie anomalii grawimetrycznych. Ujemne anomalie są związane z basenami osadowymi i zapadliskami tektonicznymi, takimi jak rów Horn, czy skały kopalnych basenów sedymentacyjnych (subhercyńskiego, duńskiego i polskiego). W tym ostatnim dodatnia anomalia w centrum basenu koreluje z antyklinorium środkowopolskim utworzonym podczas inwersji późnokredowej. Bardzo ważnym wyjątkiem jest depocentrum basenu północnoniemieckiego, gdzie występuje silna anomalia dodatnia (fig. 8). Anomalia ta koreluje z zapadliskiem Rheinsberg, w którym znajduje się miąższa sekwencja osadów permsko-mezozoicznych (fig. 7). Biorąc pod uwagę, że subhoryzontalne Moho znajduje się na głębokości ok. 30 km, najbardziej prawdopodobnym wyjaśnieniem anomalii dodatniej jest dolnoskorupowe ciało magmowe (fig. 7). Analogicznie do znanego wieku skał wulkanicznych występujących w basenie północnoniemieckim (np. Benek i in., 1996), wiek umiejscowienia ciała magmowego może być wczesnopermski. Anomalia Rheinsberg występuje w strefie

5
Platforma paleozoiczna

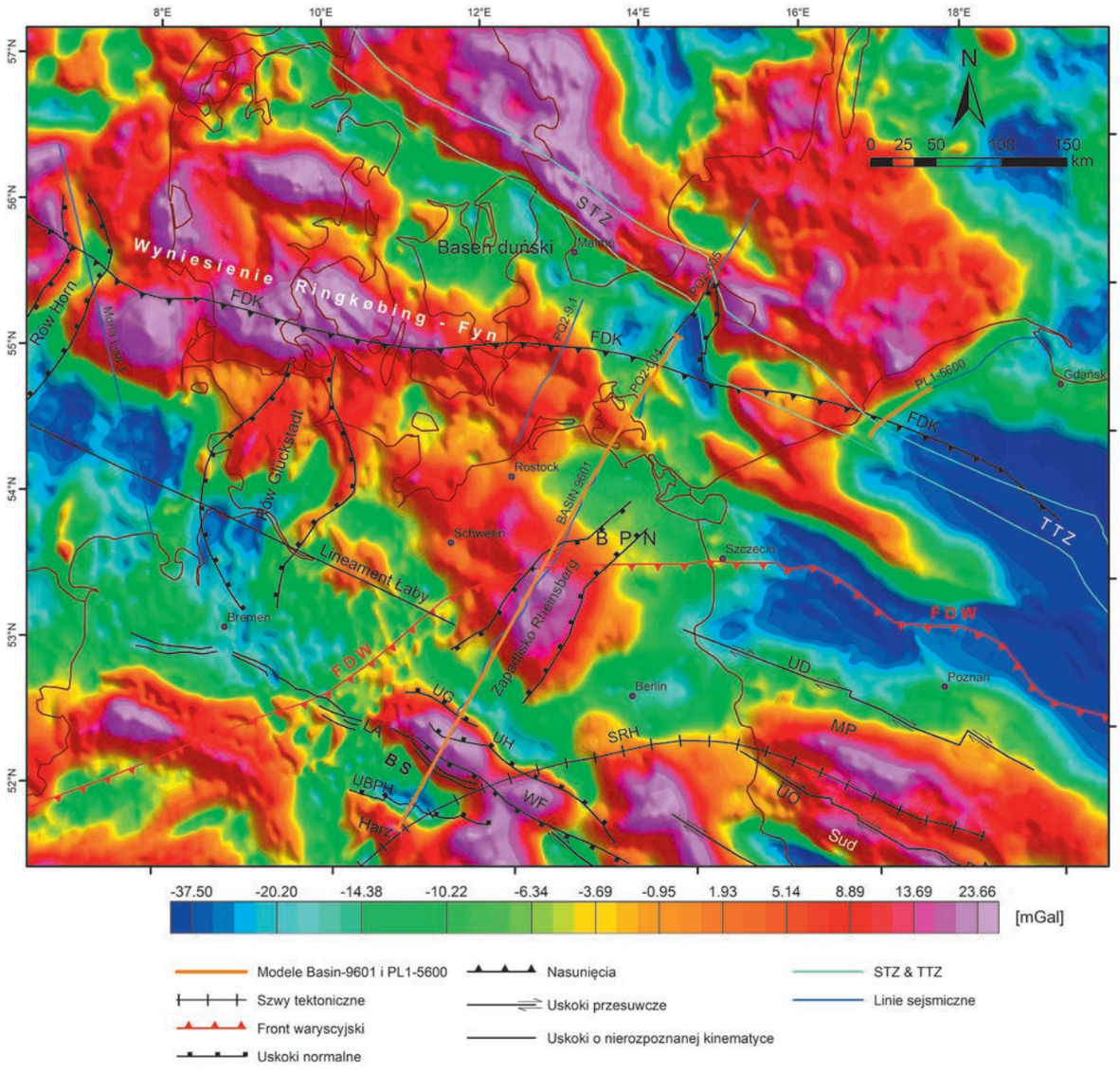


FIG. 8. Regionalne dane grawimetryczne dla wschodnich Niemiec i zachodniej Polski na podstawie kompilacji grawimetrycznej firmy Getech (Green i in., 2019). Mapa anomalii grawimetrycznych jest kompilacją grawimetrii wolnopowietrznej na morzu i grawimetrii z poprawką Bouguera na lądzie. Dane są pokazane w siatce o oczku 0,02°. Pełna korekta Bouguera została obliczona przy gęstości skał wynoszącej 2,67 g/cm^3. Główne cechy mapy anomalii są związane ze strukturami geologicznymi powstałymi po orogenezie kaledońskiej. MP – monoklina przedsudecka; Sud – Sudety. Skróty literowe jak na figurze 1

kontaktu między Baltiką i Awalonią i maskuje słabsze efekty związane z kontaktem obu domen skorupy ziemskiej (fig. 7).

Chociaż kontakt Baltiki i Awalonii określono z dobrym przybliżeniem za pomocą modelu sejsmicznego Basin-9601 i zbudowanego na nim modelu grawimetrycznego, kontynuacja szwu Baltiki i Awalonii na zachód i wschód pozostaje wysoce niepewna. Kolejne transekty, które można wykorzystać do podobnej analizy, znajdują się w odległości ok. 200 km na zachód (EUGEMI+EUGENO-S 1 Aichroth i in., 1992; Eugeno-S Working Group, 1988) oraz na wschód (LT-7, Guterch i in., 1994). Aby w przybliżeniu rozpoznać przebieg tej granicy, wykorzystano pochodną kąta nachylenia (*tilt derivative;* Salem i in., 2008) anomalii magnetycznych (fig. 9). Anomalie te są związane z mozaiką magnetycznie podatnych skał podłoża krystalicznego. Dodatkowo metoda pochodnej kąta nachylenia wzmacnia sygnał pochodzący z górnej części magnetycznego podłoża (Salem i in., 2008). Rozkład anomalii tej pochodnej również nie jest w pełni jasny, ponieważ sygnał z krystalicznego podłoża jest tłumiony przez grubą pokrywę osadową, a jednocześnie permskie skały wulkaniczne charakteryzują się znaczną podatnością magnetyczną.

Określając północno-wschodni zasięg Awalonii na poziomie stropu krystalicznego podłoża, założono, że powinien on być w przybliżeniu zgodny z przebiegiem frontu deformacji kaledońskiej w Niemczech i północno-zachodniej Polsce. Położenie frontu na Morzu Bałtyckim i w północno-zachodniej Polsce jest rozpoznane na podstawie danych otworowych z zadowalającą dokładnością (Mazur i in., 2016 i odnośniki tamże). Front może rozciągać się dalej w kierunku południowo-wschodnim, ale znika pod depocentrum bruzdy środkowopolskiej, gdzie odwierty nie sięgają dolnego paleozoiku. Ten ostatni jest odsłonięty tylko w Górach Świętokrzyskich, ale tam deformacje kaledońskie są słabe, przypominając efekty inwersji basenów na dalekim przedpolu orogenu (Mazur i in., 2018 i odniesienia tamże). Na wschód od profilu Basin-9601 granica Awalonii może skręcać na południowy wschód i podążać wzdłuż północno-wschodniego zbocza wyżu magnetycznego, aż do zakończenia waryscyjskiego szwu renohercyńskiego (fig. 9). W takim przypadku północno-wschodni zasięg Awalonii pokrywałby się w przybliżeniu z uskokiem Dolska. Oczywiście taka interpretacja może być obarczona niepewnością i wymaga weryfikacji przez niedostępne dotychczas głębokie profile sejsmiki refleksyjnej. Na zachód od profilu Basin-9601 anomalie magnetyczne mają głównie przebieg południkowy, związany z post-kaledońską ewolucją tego obszaru (Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013). Jednak północny zasięg Awalonii mógłby być stosunkowo łatwo wyznaczony przez profile MONA LISA (Abramovitz, Thybo, 2000) i NST83-07 (np. Holliger, Klemperer, 1990), jeśli zostałyby odpowiednio zinterpretowane.

Południowy kraniec Baltiki sięga pod wyniesienie Flechtingen, a dalej ku wschodowi jej zasięg jest ograniczony przez szew renohercyński (fig. 9). W konsekwencji, w najbardziej wschodnich częściach Niemiec i Polski dolna część skorupy Baltiki rozciąga się aż do Masywu Czeskiego i waryscydów. W tym rejonie jej południową granicę wyznacza szew renohercyński (fig. 9).

5.1.3.6. Implikacje regionalne

Od początku lat dziewięćdziesiątych XX wieku postuluje się, że kaledonidy północnoniemieckie są naskórkowym pasmem fałdowo-nasuwczym (np. Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994; Bayer i in., 2002). Podobny pogląd został później sformułowany w odniesieniu do kaledonidów polskich (Mazur i in., 2016). Ta wiedza geologicz-

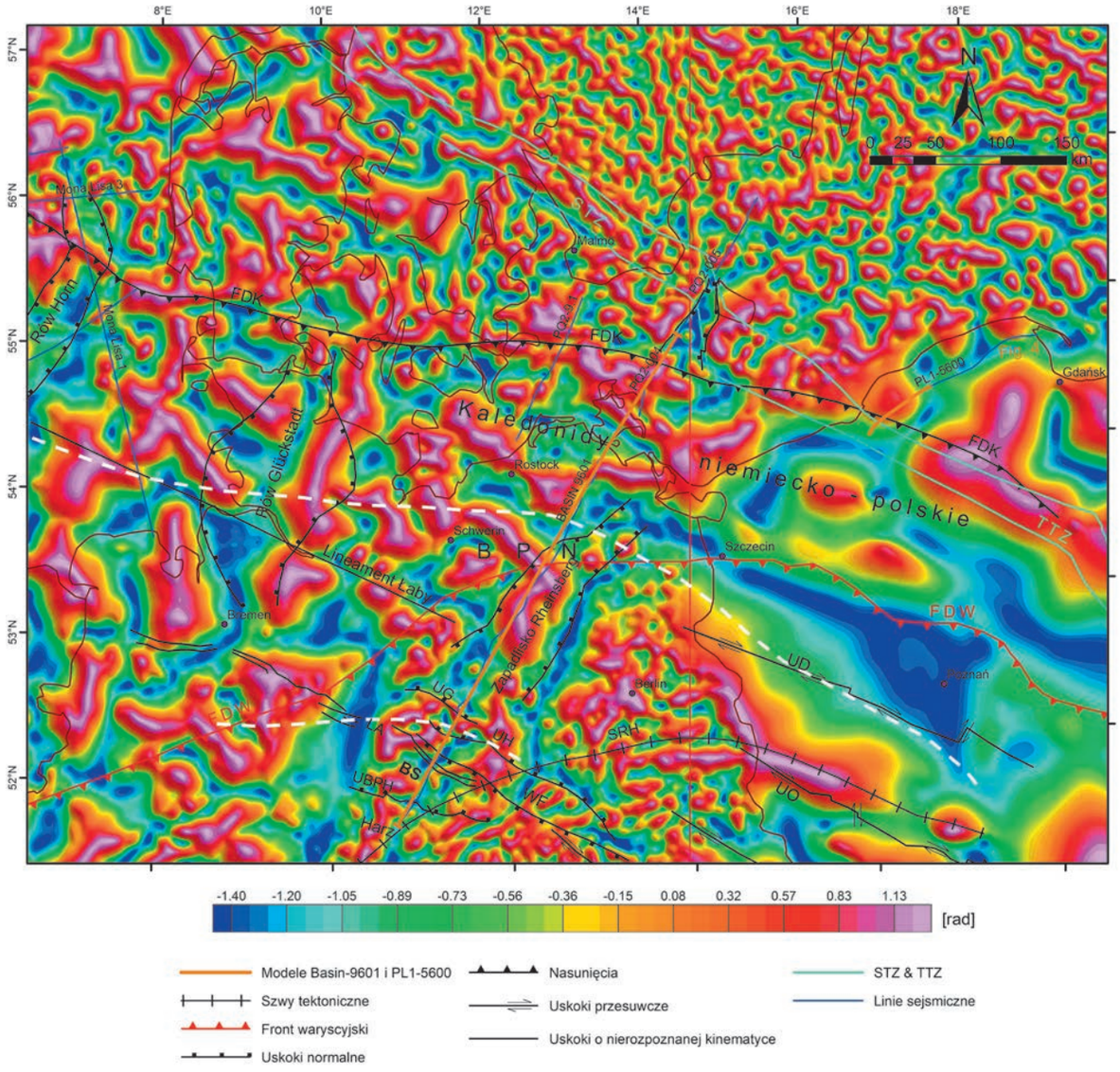


FIG. 9. Pochodna kąta nachylenia pola magnetycznego dla wschodnich Niemiec i zachodniej Polski z nałożonym położeniem modelu grawimetrycznego Basin-9601 i kluczowymi elementami strukturalnymi. Dwie białe przerywane linie pokazują południowy zasięg skorupy Baltiki (linia południowa) i północny zasięg skorupy Awalonii (linia północna). Skróty literowe jak na figurze 1

na nie przełożyła się jednak w pełni na interpretację głębokich profili sejsmicznych. W wielu interpretacjach nasunięcie Awalonii na Baltikę, przecinające znaczną część skorupy krystalicznej, jest bezpośrednio wiązane z frontem deformacji kaledońskiej (np. DEKORP-BASIN Research Group, 1999; Abramovitz, Thybo, 2000). Zakładana korelacja między kaledońskim frontem deformacji a szwem tektonicznym na poziomie krystalicznego podłoża doprowadziła w pewnych przypadkach do częściowo nietrafnych interpretacji. Na tym tle w dobrym sensie wyróżnia się interpretacja Bayera i in. (2002), którzy zinterpretowali „horyzont O" w głębokiej skorupie jako odpowiadający stropowi Baltiki. Ostatnio Mazur i in. (2025) przyjęli podobne podejście, uznając horyzont „O" za bliski powierzchni stropowej krystalicznej skorupy Baltiki (fig. 7). W rezultacie nasunięcie Awalonii na Baltikę osiąga podstawę pokrywy osadowej na 282. km profilu Basin-9601, na obszarze wyniesienia Grimmen na południe od Rugii. Punkt ten znajduje się ok. 120 km na południowy zachód od frontu deformacji kaledońskiej. Na tym odcinku nasunięcie u podstawy kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego musiało być zlokalizowane w pokrywie osadowej Baltiki, powyżej stropu krystalicznego podłoża, prawdopodobnie w czarnych łupkach na granicy kambru i ordowiku. Wzdłuż swego nasunięcia spągowego kaledoński klin orogeniczny, obejmujący słabo zmetamorfizowane i niezmetamorfizowane osady dolnego paleozoiku (ordowiku), został nasunięty na Baltikę, której skorupa krystaliczna nie była zaangażowana w deformację.

Polskie (pomorskie) kaledonidy mają pozycję tektoniczną podobną do kaledonidów północnoniemieckich. W tym rejonie nie dysponujemy głębokimi profilami sejsmiki refleksyjnej poza profilem PL-5600, który sięga zaledwie 20 km poza front deformacji kaledońskiej. Jednak inwentarz stratygraficzny kaledonidów pomorskich znacznie różni się od inwentarza kaledonidów z Rugii (fig. 2). Nie różni się natomiast od profilu stratygraficznego sąsiedniej części kaledońskiego basenu przedgórskiego (basenu bałtyckiego). W przypadku kaledonidów pomorskich mamy zatem do czynienia z częścią basenu przedgórskiego, która została zdeformowana i włączona w obręb kaledońskiego klina orogenicznego dopiero na przełomie syluru i dewonu. W związku z tym na Rugii występują słabo zmetamorfizowane skały osadowe, które były częścią pierwotnego, ordowickiego klina akrecyjnego kaledonidów. Analiza minerałów detrytycznych z osadów kaledonidów pomorskich wskazuje, że detrytus był dostarczany częściowo z Baltiki (Poprawa, 2006), co jest możliwe, a nawet oczekiwane w przypadku basenu przedgórskiego. Pojedynczy, ostry charakter frontu kaledońskiego w Polsce (fig. 4) może wynikać z obecności rampy krystalicznego podłoża związanej ze strefą Teisseyre'a-Tornquista. Struktura ta mogła stanowić mechaniczną barierę, ograniczającą dalszą propagację naprężeń kompresyjnych (Mazur i in., 2016).

Analiza pól potencjalnych pozwala jedynie w przybliżeniu określić przebieg szwu Awalonii i Baltiki na poziomie stropu krystalicznego podłoża. Pochodna kąta nachylenia pola magnetycznego wskazuje na wygięcie szwu na południowy wschód równolegle do kaledońskiego frontu deformacji w Polsce. W związku z tym szew znajduje się w pobliżu uskoku Dolska i biegnie ukośnie do waryscyjskiego szwu renohercyńskiego (fig. 9). Strefa pomiędzy uskokiem Dolska a uskokiem Odry, wyznaczającym północno-wschodnią granicę Masywu Czeskiego, była w przeszłości różnie interpretowana. Grad i in. (2003, 2008) doszli do wniosku, że „skorupa waryscyjska" występuje tam nad dolną skorupą Baltiki, która ciągnie się aż do uskoku Odry. Z kolei Mazur i Schulmann (2025) zasugerowali, że waryscyjskie podłoże zbudowane ze słabo zmetamorfizowanych osadów obrzeżenia Laurussii jest podścielone przez środkową i dolną skorupę Baltiki. Mazur i in. (2026)

wskazali ponadto, że budowa tej strefy może być jeszcze bardziej złożona. Nad dolną i środkową skorupą Baltiki może występować górna skorupa Awalonii, występująca na głębokości płytszej niż ok. 15 km. Zatem zmetamorfizowane osady paleozoiczne nasunięte podczas orogenezy waryscyjskiej mogą zalegać na krystalicznym podłożu Awalonii. Byłaby to sytuacja podobna do tej z wyniesienia Flechtingen, gdzie niskometamorficzne podłoże waryscyjskie spoczywa na skorupie awalońskiej, która z kolei jest podścielona przez krawędź Baltiki na poziomie dolnej skorupy. W kierunku wschodnim skorupa Awalonii wyklinowuje się na północny wschód od Wrocławia, ponieważ szew renohercyński przecina ukośnie szew między Awalonią a Baltiką (fig. 9).

Na zachodzie szew Awalonii i Baltiki przebiega przez obszar zobrazowany na profilach Mona Lisa. Jego reinterpretacja wykracza poza zakres niniejszego rozdziału. Wydaje się jednak, że podsunięcie cienkiej dolnej skorupy Baltiki pod Awalonię, aż do linii Łaby (Abramovitz, Thybo, 2000), jest mało prawdopodobne. Jest to trudne do zaakceptowania z reologicznego punktu widzenia bez fragmentacji dolnej skorupy. Bardziej prawdopodobne jest, że po wyklinowaniu dolnej skorupy, środkowa skorupa Baltiki podściela Awalonię aż do południowego krańca profilu MONA LISA 2.

Szczegółowa interpretacja położenia szwu Awalonii i Baltiki, który jest kręgosłupem kaledonidów niemiecko-polskich, jest trudna, ponieważ znajduje się on w różnych miejscach na różnych poziomach skorupy ziemskiej. U podstawy sukcesji górnego paleozoiku front deformacji kaledońskiej przebiega przez Danię, południowy Bałtyk i polskie Pomorze. Na stropie krystalicznej skorupy szew jest położony pod depocentrum basenu północnoniemieckiego oraz w rejonie uskoku Dolska w południowo-zachodniej Polsce. Na poziomie dolnej skorupy szew znajduje się pod wyniesieniem Flechtingen (fig. 7) i jest obcięty w kierunku wschodnim przez waryscyjski szew renohercyński (fig. 9). W rezultacie krawędź Baltiki w Polsce sięga na poziomie dolnej skorupy aż do uskoku Odry i waryscydów Masywu Czeskiego. Pomimo tej komplikacji profil Basin-9601 pokazuje w skali litosferycznej, że przejście od grubej litosfery Baltiki do cieńszej litosfery Awalonii następuje w tym samym miejscu co nasunięcie skorupy Awalonii na Baltikę (fig. 10). Co więcej, na mapie grubości płaszcza litosferycznego (Pasyanos i in., 2014) przebieg szwu Thora, zinterpretowany na podstawie danych sejsmicznych i pól potencjalnych, jest wyznaczony wzdłuż strefy wycienienia płaszcza na granicy Baltiki i Awalonii (fig. 11). Sugeruje to, że dane te poprawnie identyfikują kontakt pomiędzy wspomnianymi dwoma segmentami litosfery.

5.1.3.7. Basen przedgórski kaledonidów

Podstawowym problemem związanym z kaledońskim basenem przedgórskim w Polsce jest dzisiejszy brak orogenu, który spowodował jego subsydencję. Deformacje w obrębie kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego są dobrze udokumentowane w rejonie Rugii w Niemczech (np. Katzung i in., 1993; Dallmeyer i in., 1999; Katzung, 2001) oraz na Pomorzu w północno-zachodniej Polsce (Dadlez, 1978; Dadlez i in., 1994; Mazur i in., 2016). Dlatego też w większości prac opublikowanych w ciągu ostatnich dwóch dekad szew Thora między Awalonią a Baltiką kończy się w północno-zachodnich Niemczech lub północno-zachodniej Polsce, a wschodni zasięg podłoża awalońskiego jest definiowany w podobny sposób (np. Tanner, Meissner, 1996; Cocks i in., 1997; Torsvik, Rehnström, 2003). W związku z tym pochodzenie rozległego sylurskiego basenu przedgórskiego (fig. 12) pozostaje w dużej mierze nieokreślone. W kilku interpretacjach (np. Ziegler, 1986; Soper, 1988; Franke, 1994) polsko-niemieckie kaledonidy rozciągają się co najmniej tak daleko na południowy wschód, jak Góry Świętokrzyskie i front karpacki (fig. 12). Jednak deformacja kaledońska na obszarze Gór Świętokrzyskich ogranicza się do przemieszczeń blokowych na skrzydłach uskoków (Gągała, 2015), a zatem jest mało prawdopodobne, aby wytworzyła obciążenie tektoniczne niezbędne do wzrostu basenu fleksuralnego.

Położenie geologiczne

Sylurski basen przedgórski obejmuje południowo-zachodnie zbocze kratonu wschodnioeuropejskiego od południowego wybrzeża Norwegii przez Danię, Polskę i Ukrainę po Rumunię i Mołdawię (fig. 12). Dwa główne depocentra znajdują się na polskim Pomorzu i zachodniej Ukrainie, a ich obecna miąższość wynosi odpowiednio 4800 i 2400 m. Ordowicki basen perykratoniczny, prekursor sylurskiego basenu fleksuralnego, był wypełniany przez płytkowodne osady węglanowe deponowane wzdłuż linii brzegowych o przebiegu północ–południe we wschodniej części basenu oraz przez sekwencje mułowcowo-ilaste w równoległym pasie położonym w części zachodniej. Taka konfiguracja facji utrzymywała się przez cały sylur (Modliński i in., 2006), chociaż osiadanie fleksuralne, początkowo nałożone na globalną transgresję po hirnancie, spowodowało ekspansję pasa mułowcowego na kraton (Poprawa i in., 1999; Lazauskiene i in., 2003).

Południowo-zachodnia granica basenu sylurskiego przebiega wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista na południe od Morza Bałtyckiego i frontu deformacji kaledońskiej dalej na północny zachód. W centralnej Polsce sukcesja sylurska schodzi ku południowemu zachodowi pod niemal 10-kilometrową warstwę młodszych osadów, a zasięg basenu w tym kierunku jest konwencjonalnie ograniczany do obszaru udokumentowanego wierceniami. Jeszcze dalej na południowy wschód zasięg syluru jest ograniczony przez skały od ediakaru do ordowiku, które zostały wypiętrzone podczas inwersji kredowo-paleogeńskiej basenu permsko-mezozoicznego (zob. podrozdział 5.2.1).

Wypełnienie basenu

Wzdłuż rozciągłości basenu w Polsce (ok. 700 km) sukcesja sylurska składa się głównie z mułowców graptolitowych, które są przeplatane cienkimi bentonitami, wapieniami bioklastycznymi, mułowcami i rzadko piaskowcami. Ten pas skał mułowcowych jest ograniczony obocznie od wschodu przez stosunkowo głębokowodną rampę węglanową związaną z kratonem (Modliński i in., 2006; Modliński, 2010), a oba pasy facji tworzą zewnętrzny, dystalny segment wypełnienia basenu przedgórskiego (Poprawa, 2006).

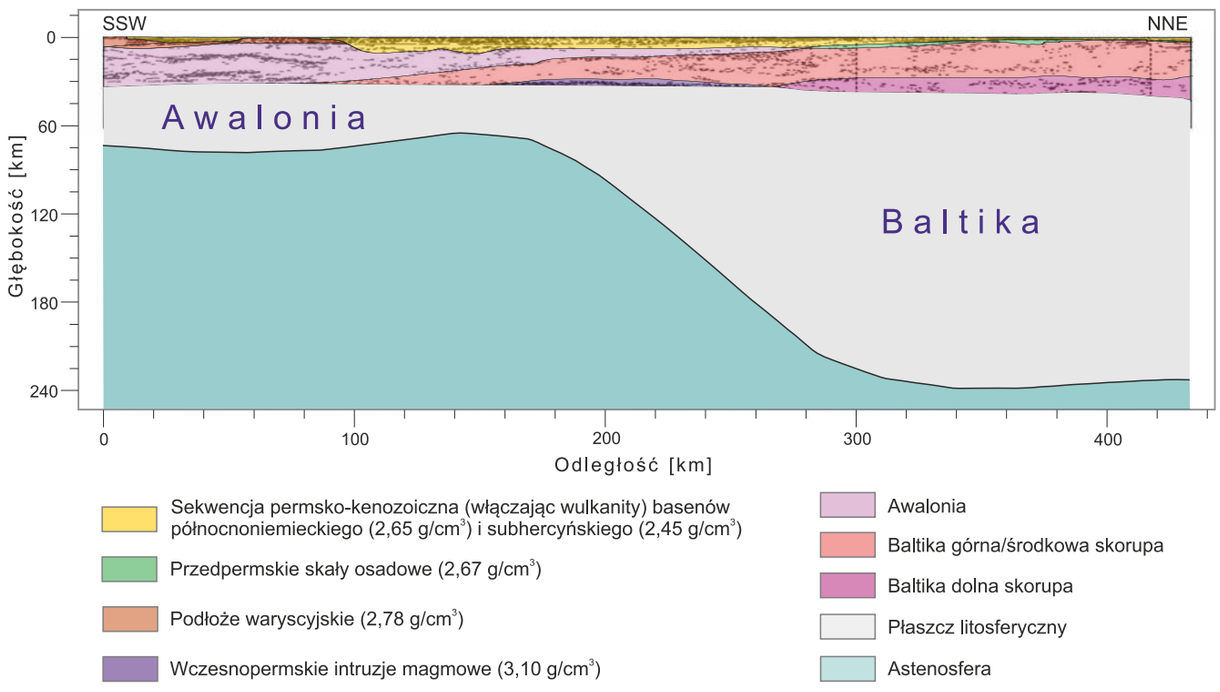


FIG. 10. Przekrój w skali litosferycznej wzdłuż profilu Basin-9601. Granica litosfery i astenosfery pochodzi z modelu LITHO1.0 (Pasyanos i in., 2014). Przekrój obrazuje styl kontaktu pomiędzy grubą litosferą Baltiki a cieńszą litosferą Awalonii, interpretowanego jako strefa szwu pomiędzy Awalonią a Baltiką

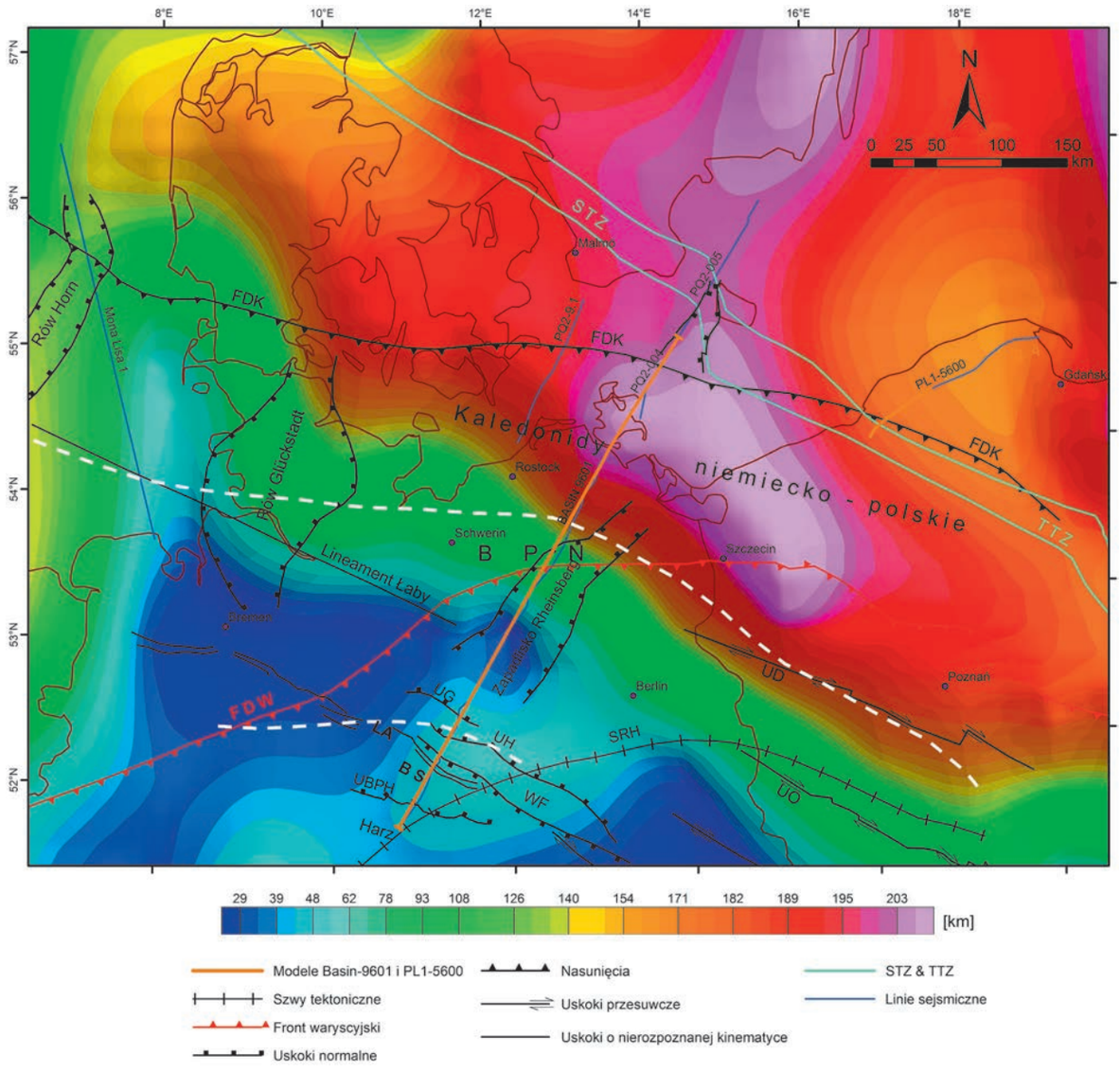


FIG. 11. Mapa grubości płaszcza litosferycznego z nałożoną lokalizacją modelu grawimetrycznego Basin-9601 i kluczowymi elementami strukturalnymi. Dwie białe przerywane linie pokazują południową granicę skorupy Baltiki (południowa) i północną granicę skorupy Awalonii (północna). Na wschód od profilu Basin-9601 północna granica Awalonii biegnie wzdłuż strefy wycienienia płaszcza na kontakcie Baltiki i Awalonii. Skróty literowe jak na figurze 1

Sukcesja rozpoczyna się od czarnych, bogatych w substancje organiczne, iłowców do lokalnie krzemionkowych mułowców późnego hirnantu i środkowego aeronu (mułowce jantarskie), które w górnej części są przeławicone w skali centymetrów z zielonymi, bioturbowanymi, argilitowymi mułowcami telichu (formacja pasłęcka; fig. 13). Osady te tworzą pokrywę o grubości do 100 m obejmującą cały basen, która w kierunku ESE transgreduje na ordowickie podłoże z luką czasową o coraz większej rozpiętości ku ESE (fig. 13). W mułowcach landoweru można zaobserwować etap niedopełnionego basenu, który charakteryzował się wysoką produktywnością morską i bardzo niskim napływem osadów terygenicznych do dna basenu (Modliński, Podhalańska, 2010), dotkniętego oscylacjami poziomu tlenu o wysokiej częstotliwości. Warunki niedopełnionego basenu odzwierciedlają subsydencję fleksuralną początkowo nałożoną na transgresję deglacjacyjną (Poprawa i in., 1999; Lazauskiene i in., 2003). Nieregularne warunki przydenne, anoksyczno-tlenowe udokumentowane w telichu można przypisać glacjoeustatycznym zmianom w cyrkulacji oceanicznej (por. Page i in., 2007; Trela i in., 2016).

Warstwy wenloku i ludlowu zwiększają miąższość w kierunku centrum depozycji do 3500 m i odzwierciedlają etap wypełnionego basenu, związany z obfitym dostarczaniem osadów z aktywnego źródła orogenicznego do pogłębiającego się basenu fleksuralnego. Zaczynają się one od ciemnoszarych, laminowanych mułowców argilitowych i wapiennych, przeławiconych ku górze bioklastycznymi warstewkami o grubości rzędu milimetrów (formacja z Pelplina). Osady te stopniowo przeławicają się zarówno ku górze profilu, jak i w kierunku północno-zachodnim z mułowcami, iłowcami i rzadkimi, cienkimi piaskowcami (formacja z Kociewia), które obfitują we wskaźniki depozycji materiału z prądów zawiesinowych, przepływów generowanych przez burze i prądów wywołanych falami (Jaworowski, 2000; Modliński, Podhalańska, 2010; Porębski i in., 2013). Oznaki depozycji wspomaganej przez fale, takie jak ripplemarki i wypełnione mułem odlewy rynnowe, są coraz częstsze ku stropowi formacji z Kociewia. Ogólna sukcesja facji sugeruje początkową depozycję pasa mułowego wenloku i ludlowu na niższych głębokościach nerytycznych, a następnie ogólne spłycenie do przybrzeżnej strefy przejściowej szerokiego szelfu prodelty.

Formacja Kociewia jest interpretowana jako synorogeniczny klin klastyczny, który był zasilany z rosnącego orogenu kaledonidów na północnym zachodzie (Jaworowski, 2000). Koncepcja ta jest poparta wiekiem ochłodzenia łyszczyków wydobytych z tej formacji, który został oznaczony metodą K-Ar na 477–441 mln lat (Poprawa, 2006). Na Pomorzu początki sedymentacji materiału klastycznego dostarczanego z erodowanego orogenu migrują diachronicznie w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego, począwszy od najwcześniejszego wenloku (zona *riccartonensis*) na południowym zachodzie po późny ludlow (zona *kozlowskii*) na północnym wschodzie (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006). Podobny diachronizm początków sedymentacji synkaledońskiej jest również widoczny wzdłuż osi basenu (fig. 13). Materiał silikoklastyczny dotarł na obszar przewiercony przez otwór G 14 już w najwcześniejszym rudanie (McCann, 1996), osiągnął dzisiejsze Pomorze we wczesnym szejnwudzie i pojawił się w środkowej i południowej części basenu, odpowiednio, w środkowym homerze i wczesnym ludfordzie. Trendy te wskazują, że synorogeniczny klin klastyczny prograd owało zarówno w kierunku północno-wschodnim, jak i południowo-zachodnim. Pierwszy kierunek najprawdopodobniej odzwierciedla ortogonalną (względem osi orogenu) migrację ugięcia przedpola przed obciążeniem tektonicznym, podczas gdy drugi rejestruje diachroniczną konwergencję orogenu, której wiek stawał się stopniowo coraz młodszy ku południowemu wschodowi od wczesnego po późny sylur.

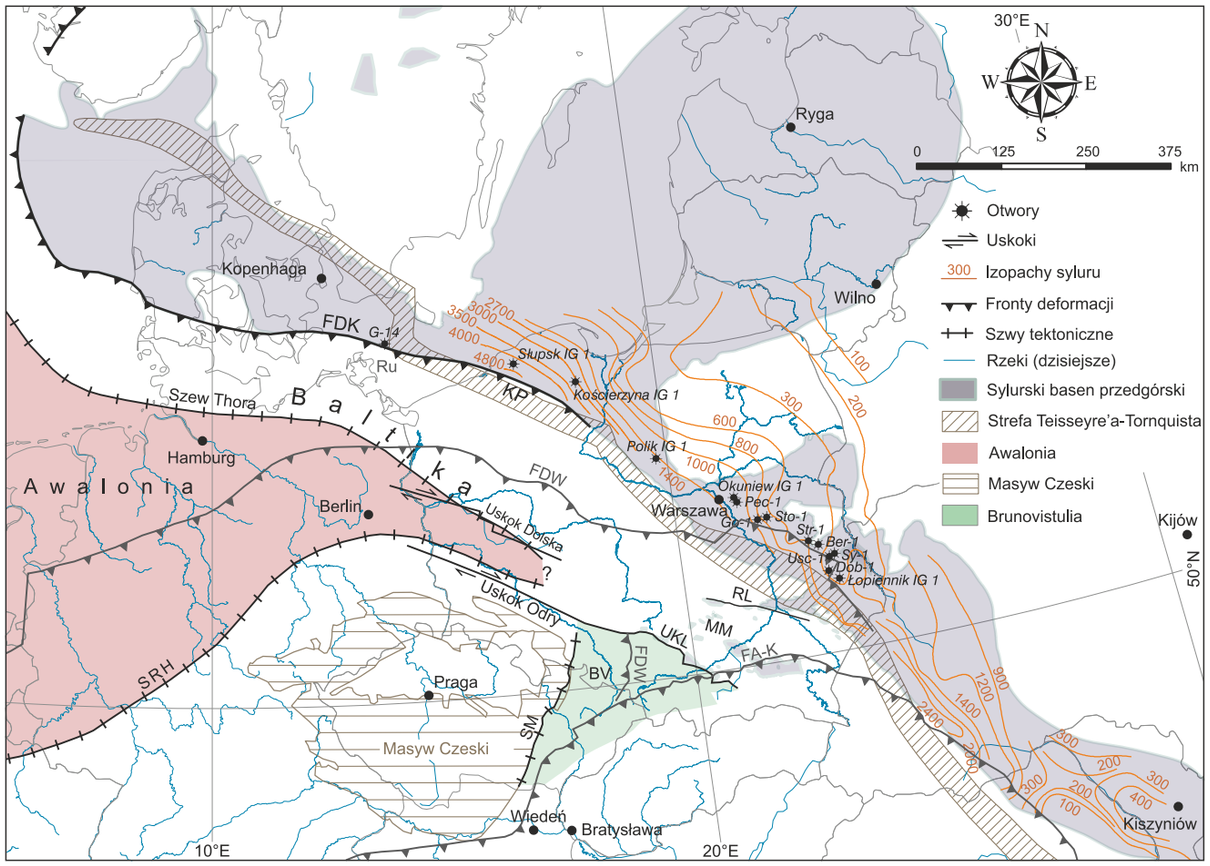


FIG. 12. Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej przedstawiająca zasięg kaledońskiego basenu przedgórskiego, główne elementy strukturalne i możliwe granice terranu Awalonii (wg: Mazur i in., 2018). Izopachy reprezentują zrekonstruowaną początkową miąższość syluru. BV – Brunowistulia; FA-K – front nasunięć alpejsko-karpackich; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; KP – kaledonidy pomorskie; MM – masyw małopolski; RL – region Łysogór; Ru – wyspa Rugia; SM – szew morawski; SRH – szew renohercyński; UKL – uskok Kraków-Lubliniec

5.1.3.8. Ewolucja orogenu kaledońskiego w Polsce i Europie Środkowej – podsumowanie

Stopniowa migracja synorogenicznego klina klastycznego na południowy wschód wzdłuż osi basenu przedgórskiego dowodzi diachronicznej konwergencji między Awalonią i Baltiką (fig. 13). Proces ten trwał ok. 40 mln lat (450–410 mln lat temu) po początkowej kolizji między Awalonią i Baltiką w sektorze rugijsko-duńskim Oceanu Tornquista (późny ordowik; Dallmeyer i in., 1999; Torsvik, Rehnström, 2003). Czas rozpoczęcia kolizji jest określony przez (1) późnoordowicki wiek metamorfizmu niskiego stopnia (450–440 mln lat temu), oznaczony metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ na próbkach z głębokich odwiertów na Morzu Północnym (Frost i in., 1981; Torsvik, 1998) oraz w północno-wschodnich Niemczech (Dallmeyer i in., 1999); (2) późnoordowicki wiek przemagnesowania wapieni ze Skanii (Torsvik, Rehnström, 2003); (3) wczesnorudański wiek pojawienia się synorogenicznych osadów silikoklastycznych w rejonie Rugii (McCann, 1996) oraz (4) wiek mieszania się fauny i zbieżności biegunów paleomagnetycznych wyznaczonych dla Awalonii i Baltiki (podsumowanie w Pharaoh, 1999 oraz McCann, Krawczyk, 2001). Ponieważ z amalgamacją Awalonii i Baltiki była związana stosunkowo niewielka deformacja i metamorfizm, wydarzenie to zostało nazwane „miękkim dokowaniem" (Torsvik, Rehnström, 2003). Tłumaczy się to podobnymi trajektoriami dryfu Awalonii i Baltiki w późnym ordowiku, których względna zbieżność była niewielka w porównaniu z całkowitym przemieszczeniem, a ich ostateczna konwergencja była znacząco ukośna (Domeier, 2016). Niemniej jednak możliwe jest również, że silniej metamorficzne partie kaledonidów niemiecko-polskich zostały usunięte przez erozję lub głęboko pogrzebane pod basenem północnoniemiecko-polskim. Zdaje się na to wskazywać szeroka strefa szwu Awalonii i Baltiki na poziomie krystalicznej skorupy występującej pod tym basenem.

Po długotrwałej ewolucji basenu przedgórskiego w sylurze ostateczna deformacja przedpola kaledońskiego była stosunkowo krótkotrwałym wydarzeniem na granicy lochkowu i pragu (410 mln lat temu), występującym synchronicznie w masywie brabanckim (Linnemann i in., 2012), na Pomorzu (Podhalańska, Modliński, 2006) i w Górach Świętokrzyskich (Gągała, 2015). Sugeruje to związek między skróceniem basenu przedgórskiego a jednoczesnym równoległym do orogenu przesunięciem wzdłuż szwu po Oceanie Iapetus. Ten ostatni ruch mógł być napędzany przez wczesnodewońskie zamknięcie północno-zachodniego odgałęzienia Oceanu Rei i dokowanie północnej Armoryki (Frankonii i Turyngii) do południowo-wschodniego brzegu Awalonii (Franke i in., 2017: fig. 10e).

Ponieważ obecnie brak w Europie Środkowej odsłoniętego na powierzchni orogenu kaledońskiego, informacje o jego ewolucji, kinematyce i ekshumacji ujawnia związany z nim genetycznie basen przedgórski. Obecność i architektura tego basenu dowodzą, że orogen kaledoński znajdował się kiedyś w pewnej odległości ku południowemu zachodowi od dzisiejszego położenia basenu i że jest tam obecnie pogrzebany przez młodsze osady lub uległ fragmentacji w trakcie orogenezy waryscyjskiej i alpejskiej oraz poprzedzającego je ryftingu. Kaledoński basen przedgórski dokumentuje długotrwałą, diachroniczną kolizję Awalonii i Baltiki, trwającą ok. 40 mln lat, której późne fazy zbiegły się z zamknięciem Oceanu Iapetus.

Znany z wierceń i profili sejsmicznych front deformacji kaledońskiej wyznacza północną granicę naskórkowego pasma fałdowo-nasuwczego, występującego poniżej spągu górnego paleozoiku. Pasmo to w pobliżu Rugii zbudowane jest ze słabo zmetamorfizowanych ordowickich skał osadowych kaledońskiego klina akrecyjnego. W Polsce kaledonidy pomorskie reprezentują zdeformowane osady basenu przedgórskiego, które zostały włączone w obręb klina orogenicznego dopiero na granicy syluru i dewonu.

Szew Thora, odpowiadający nasunięciu krystalicznej skorupy Awalonii w kierunku północno-wschodnim na Baltikę, leży ok. 120 km na południe od frontu deformacji kaledońskiej. Rozciąga się on poniżej depocentrum basenu północnoniemieckiego i biegnie dalej na wschód do strefy uskoku Dolska w zachodniej Polsce. Skracanie tektoniczne zostało tam przekazane z występującej w krystalicznym podłożu strefy szwu do leżącego strukturalnie wyżej naskórkowego pasma fałdowo-nasuwczego poprzez odkłucia zlokalizowane w strefie spągowej osadów przykrywających Baltikę. W zachodniej Polsce fragmenty ordowickiego klina orogenicznego, porównywalne z tymi w pobliżu Rugii, są prawdopodobnie ukryte pod permsko-mezozoicznymi skałami basenu polskiego. Krystaliczne podłoże Baltiki jest podsunięte pod Awalonię ku południowemu zachodowi aż po wyniesienie Flechtingen we wschodnich Niemczech, podczas gdy w południowo-zachodniej Polsce jest ono obcięte przez ukośnie zorientowany waryscyjski szew renohercyński. Można zatem przypuszczać, że głębsze partie Baltiki mogą kontaktować z podłożem waryscyjskim Masywu Czeskiego wzdłuż uskoku Odry.

LITERATURA

Abramovitz T., Thybo H., 2000. Seismic images of Caledonian, lithosphere-scale collision structures in the southeastern North Sea along Mona Lisa Profile 2. Tectonophysics, 317: 27–54.

Aichroth B., Prodehl C., Thybo H., 1992. Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies. Tectonophysics, 207: 43–64.

BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of critical structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. Geophysical Journal International, 112: 325–343.

Banka D., Pharaoh T.C., Williamson J.P., TESZ Project Potential Field Core Group, 2002. Potential field imaging of Palaeozoic orogenic structure in northern and central Europe. Tectonophysics, 360: 23–45.

Balling N., 2000. Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within the continental lithosphere of northwestern Europe. Tectonophysics, 329: 269–300.

Bayer U., Scheck M., Rabbel W., Krawczyk C.M., Götze H.-J., Stiller M., Beilecke Th., Marotta A.-M., Barrio-Alvers L., Kuder J., 1999. An integrated study of the NE German Basin. Tectonophysics, 314: 285–307.

Bayer U., Grad M., Pharaoh T.C., Thybo H., Gutерch A., Banka D., Lamarche J., Lassen A., Lewerenz B., Scheck M., Marotta A.M., 2002. The southern margin of the East European Craton: new results from seismic sounding and potential fields between the North Sea and Poland. Tectonophysics, 360: 301–314.

Bednarczyk W., 1974. The Ordovician in the Koszalin-Chojnice region (Western Pomerania). Acta Geologica Polonica, 24: 581–599.

Benek R., Kramer W., McCann T., Scheck M., Negendank J.F., Korich D., Huebscher H.D., Bayer U., 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics, 266: 379–404.

Berthelsen A., 1992. Mobile Europe. *W*: The European Geotraverse: a Continent Revealed (red. D. Blundell, R. Freeman, S. Mueller): 153–164. Cambridge University Press.

Berthelsen A., 1998. Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate-pseudosuture. GFF, 120: 223–230.

Bleibinhaus F., Beilecke T., Bram K., Gebrande H., 1999. A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data. Tectonophysics, 314: 269–283.

Brueckner H.K., Cuthbert S.J., 2013. Extension, disruption, and translation of an orogenic wedge by exhumation of large ultrahigh-pressure terranes: examples from the Norwegian Caledonides. Lithosphere, 5: 277–289.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of the Geological Society, London, 159: 631–644.

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.

Cocks L.R.M., McKerrow W.S., Van Staal C.R., 1997. The margins of Avalonia. Geological Magazine, 134: 627–636.

Dadlez R., 1974. Tectonic position of Western Pomerania (North-Western Poland) prior to the Upper Permian. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 49–87.

Dadlez R., 1978. Sub-Permian rock complexes in the Koszalin-Chojnice zone. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–301.

Dadlez R., 1993. Pre-Cainozoic tectonics of the southern Baltic Sea. Geological Quarterly, 37: 431–450.

Dadlez R., 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. Geological Quarterly, 44: 221–236.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–189.

Dallmeyer R.D., Giese U., Glasmacher U., Pickel W., 1999. First $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints for the Caledonian evolution of the Trans-European Suture Zone in NE Germany. Journal of the Geological Society, London, 156: 279–290.

DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Deep crustal structure of the northeast German Basin: new DEKORP-BASIN'96 deep-profiling results. Geology, 27: 55–58.

Dewey J.F., Strachan R.A., 2003. Changing Silurian-Devonian relative plate motion in the Caledonides: sinistral transpression to sinistral transtension. Journal of the Geological Society, London, 160: 219–229.

Domeier M., 2016. A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic oceans. Gondwana Research, 36: 275–295.

Eugeno-S Working Group, 1988. Crustal structure and tectonic evolution europeean of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). Tectonophysics, 150: 253–348.

Franke D., 1994. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwest margin. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 359–370.

Franke D., Illers K., 1994. The Caledonian deformational fabric of the Ordovician of Rügen island (NE Germany). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 359–359.

Franke W., Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research, 48: 257–284.

Frost R.T.C., Fitch F.J., Miller J.A., 1981. The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *W*: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe (red. L.V. Illing, G.D. Hobson): 43–57. Heyden, London.

Gągała Ł., 2015. Late Silurian deformation in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mountains revisited: restoration of a progressive Caledonian unconformity in the Klonów Anticline and its implications for the kinematics of the Holy Cross Fault (central Poland). Geological Quarterly, 59: 441–456.

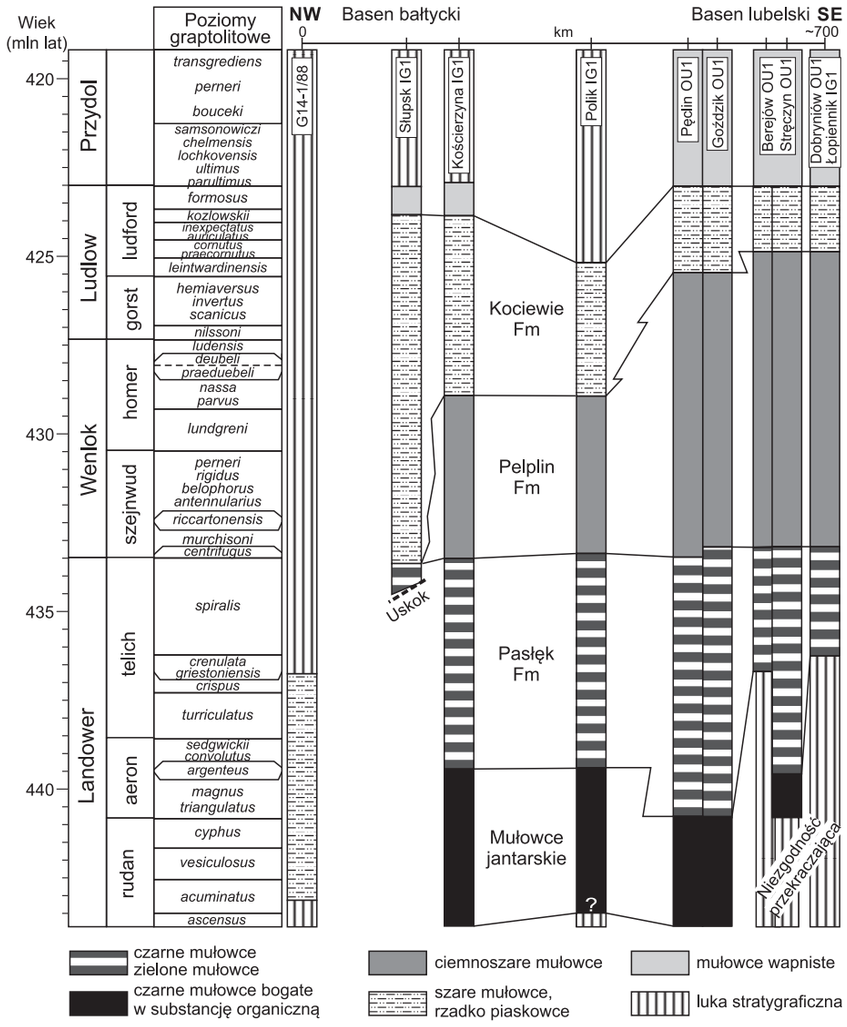


FIG. 13. Stratygrafia i korelacja po biegu sylurskiego pasa mułowcowego w basenie przedgórskim kaledonidów, pokazująca transgresywną w czasie podstawę klina synorogenicznego (formacja z Kociewia) wg Mazura i in. (2018). Litostratygrafia została zmodyfikowana w oparciu o: Modliński i in. (2006). Położenie otworów pokazuje figura 12

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Giese U., Walter R., Katzung G., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. Geologische Rundschau, 83: 293–308.

Giese U., Katzung G., Walter R., Weber J., 1997. The Caledonian deformation of the Brabant Massif and the Early Palaeozoic in northeast Germany: compared. Geological Magazine, 134: 637–652.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108 (B11), 2541.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcova P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113, B10304.

Green C.M., Fletcher K.M.U., Cheyney S., Dawson G.J., Campbell S.J., 2019. Satellite gravity – enhancements from new satellites and new altimeter technology. Geophysical Prospecting, 67: 1611–1619.

Guterch A., Grad M., Janik T., Materzok R., Luosto U., Yliniemi J., Luck E., Schulze A., Förste K., 1994. Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). Comptes Rendus-Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre, et des Planetes, 319: 1489–1496.

Hoffmann N., Franke D., 1997. Avalonia-Baltica suture in NE Germany-new constraints and alternative interpretations. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 25: 3–14.

Holliger K., Klemperer S.L., 1990. Gravity and deep seismic reflection profiles across the North Sea rifts. *W*: Tectonic Evolution of the North Sea Rifts (red. D.J. Blundell, A.D. Gibbs): 82–100. Clarendon Press, Oxford.

Jachowicz M., 2000. Acritarch assemblages from the Silurian Pomeranian Caledonides and their foreland. Geological Quarterly, 44: 317–332.

Jaeger H., 1967. Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, A 12: 165–176.

Literatura

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–316.

Jödicke H., Hoffmann N., Müller W., 1999. Magnetotellurische und erdmagnetische Untersuchungen auf dem DEKORP-Profil 9601 (Südabschnitt). Begleitprojekte zu DEKORP NE Deutschland. Terra Nostra, 99: 23–25.

Katzung G., 2001. The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 222: 3–53.

Katzung G., Giese U., Walter R., Von Winterfeld C., 1993. The Rügen Caledonides, northeast Germany. Geological Magazine, 130: 725–730.

Katzung G., Giese U., Maletz J., Servais T., Van Grootel G., 1995. The eastern end of Avalonia: continuation into northern central Europe. Pacific Section, Society for Sedimentary Geology Short Paper, 77: 233–236.

Keller G.R., Hatcher R.D. Jr., 1999. Some comparisons of the structure and evolution of the southern Appalachian-Ouachita orogen and portions of the Trans-European Suture Zone region. Tectonophysics, 314: 43–68.

Krawczyk C.M., Stiller M., DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. Tectonophysics, 314: 241–253.

Krawczyk C.M., Eilts F., Lassen A., Thybo H., 2002. Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. Tectonophysics, 360: 215–244.

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.

Lazauskiene J., Sliaupa S., Brazauskas A., Musteikis P., 2003. Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: tectonic control on the foreland infill. Geological Society, Special Publications, London, 208: 95–115.

Linnemann U., Herbosch A., Liégeois J.P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm-Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 112: 126–154.

Maystrenko Y.P., Scheck-Wenderoth M., 2013. 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53–77.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, jgs2024-075.

Mazur S., Mikołajczak 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.

Mazur S., Schiffer C., Majka J., 2026. The German-Polish Caledonides revisited: insights from the potential field data. Geological Society, London, Special Publications, 557, SP557-2025.

McCann T., 1996. Silurian facies from the G-14 well, offshore Northern Germany. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147: 209–219.

McCann T., Krawczyk C.M., 2001. The Trans-European fault: a critical reassessment. Geological Magazine, 138: 19–29.

Meissner R., Sadowiak P., Thomas S.A., 1994. East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data. Geologische Rundschau, 83: 186–196.

Meissner R., Krawczyk C.H., 1999. Caledonian and Proterozoic terrane accretion in the southwest Baltic Sea. Tectonophysics, 314: 255–267.

Modliński Z. (red.), 2010. Paleogeological Atlas of the sub-Permian Paleozoic of the East European Craton in Poland and Neighbouring Areas. Polish Geological Institute, 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., Teller L., 2006. Silurian lithostratigraphy in the Polish part of the Peribaltic Depression – continental and marine parts (N Poland). Przegląd Geologiczny, 54: 787–796.

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., 2015. 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., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Nguyen Q., Malinowski M., Mazur S., Stovba S., Ponikowska M., Hübscher C., 2024. Post-Caledonian tectonic evolution of the Precambrian and Paleozoic platform boundary zone offshore Poland based on the new and vintage multi-channel reflection seismic data. Solid Earth, 15: 1029–1046.

Page A.A., Zalasiewicz J.A., Williams M., Popov L.E., Gregory F.J., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic icehouse? *W*: Deep-Time Perspective on Climate Change: Marrying the Signal From Computer Models and Biological Proxies (red. M. Williams, A.M. Haywood, D.N. Schmidt): 123–156. The Micropalaeontological Society, Special Publications.

Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z., 2014. LITHO1.0: an updated crust and lithospheric model of the Earth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119: 2153–2173.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Piske J., Neumann E., 1993. Tektonische Gliederung des prävariszischen Untergrundes in der südwestlichen Ostsee. Geologisches Jahrbuch. Reihe A, Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie, 131: 361–388.

Piske J., Rasch H.J., Neumann E., Zagora K., 1994. Geologischer Bau und Entwicklung des Präperms der Insel Rügen und des angrenzenden Seegebietes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 211–226.

Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice: podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–78.

Ponikowska M., Stovba S.M., Mazur S., Malinowski M., Krzywiec P., Nguyen Q., Hübscher C., 2024. Crustal-scale pop-up structure at the junction of two continental-scale deformation zones in the southern Baltic Sea. Tectonics, 43, e2023TC008066.

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., Lazauskien J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Silurian shales of the East European Platform in Poland – some exploration problems. Przegląd Geologiczny, 61: 468–477.

Salem A., Williams S., Fairhead D., Smith R., Ravat D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. Geophysics, 73, L1-L10.

Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk S.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, London, Special Publications, 201: 95–113.

Scheck M., Bayer U., Otto V., Lamarche J., Banka D., Pharaoh T., 2002. The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. Tectonophysics, 360: 281–299.

Schlüter H.U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation reflexionsseismischer profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee-erste Ergebnisse. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Servais T., Fatka O., 1997. Recognition of the Trans-European Suture Zone (TESZ) by the palaeobiogeographical distribution pattern of early to middle Ordovician acritarchs. Geological Magazine, 134: 617–625.

Smit J., van Wees J.D., Cloetingh S., 2016. The Thor suture zone: from subduction to intraplate basin setting. Geology, 44: 707–710.

Soper N.J., 1988. Timing and geometry of collision, terrane accretion and sinistral strike-slip events in the British Caledonides. Geological Society, London, Special Publications, 38: 481–492.

Soper N.J., Hutton D.H.W., 1984. Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate collision model. Tectonics, 3: 781–794.

Soper N.J., Strachan R.A., Holdsworth R.E., Gayer R.A., Greiling R.O., 1992. Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus. Journal of the Geological Society, London, 149: 871–880.

Stille H., 1936. The present tectonic state of the earth. AAPG Bulletin, 20: 849–880.

Szczepanik Z., 2000. The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland-similarities and differences. Geological Quarterly, 44: 275–295.

Tanner B., Meissner R., 1996. Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: alternatives and consequences. Tectonics, 15: 803–812.

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.

Torsvik T.H., 1998. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. GFF, 120: 109–118.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Wrona R., Bednarczyk W.S., Stempień-Sałek M., 2001. Chitinozoans and acritarchs from the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. Acta Geologica Polonica, 51: 317–331.

Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303–328.

5.1.4. Polski segment orogenu waryscyjskiego

5.1.4.1. Waryscyjskie internidy w Sudetach i na ich północnym przedpolu

Stanisław Mazur, Paweł Aleksandrowski

Waryscydy w Polsce i północnych Czechach obejmują fragmenty internidów i eksternidów północnej gałęzi tego orogenu, rozciągającej się ku zachodowi po Wielką Brytanię i Hiszpanię z Portugalią. Internidy metamorficzne z towarzyszącymi intruzjami magmowymi oraz niezmetamorfizowanymi osadami basenów śródgórskich obecne są w Sudetach na północno-wschodnim obrzeżeniu Masywu Czeskiego, natomiast niezmetamorfizowane eksternidy tworzą zewnętrzny pas fałdowo-nasuwczy, pogrążony pod grubą sukcesją permsko-mezozoiczną basenu północnoniemiecko-polskiego w środkowo-zachodniej i wschodniej Polsce. Internidy sudeckie reprezentują mozaikę odrębnych geologicznie, ograniczonych uskokami jednostek przedpermskiego podłoża, które uległy deformacji i metamorfizmowi w dewonie i karbonie oraz wykazują duże zmiany w dominujących trendach strukturalnych. Jednostki te są częściowo przykryte przez baseny syn- i postorogeniczne z wypełnieniem osadowym i wulkanicznym, obejmującym sukcesje skalne sięgające od górnej części dolnego karbonu do dolnego permu i od górnej kredy do kenozoiku. Waryscyjskie podłoże Sudetów stanowi kontynuację stref orogenicznych znanych z zachodniej Europy i wywodzi się z zespołu terranów armorykańskich. Wyjątkiem są Sudety wschodnie[1], które obejmują jednostki krystaliczne pochodzące z bloku Brunowistulii, wykazującego genetyczne pokrewieństwo z Baltiką lub Awalonią. Struktury Sudetów rozwinęły się, wraz z całym pasmem waryscyjskim, w dewonie i karbonie w odpowiedzi na zamknięcie co najmniej dwóch domen oceanicznych i towarzyszącą mu amalgamację terranów pery-gondwańskich, a następnie ich akrecję do południowo-zachodniego obrzeżenia Laurosji w toku procesu wzrostu Pangei. Pomimo złożoności strukturalnej, w Sudetach można zaobserwować ogólną wergencję tektoniczną w kierunku z ESE na WNW, którą można wyjaśnić w kategoriach kolizji kilku terranów znajdujących się pomiędzy Awalonią na północnym zachodzie i Brunowistulią na wschodzie. Ten prosty schemat jest komplikowany przez diachroniczność w ewolucji poszczególnych elementów systemu, obejmującej co najmniej dwa etapy konwergencji – we wczesnym dewonie i karbonie oraz przemieszczenia przesuwcze w strefie uskoku śródsudeckiego, dzielącego Sudety na dwie części. Część południowo-zachodnia została silnie dotknięta procesami kolizji we wczesnym karbonie, podczas gdy część północno-wschodnia zachowała pozostałości pierwotnej struktury akrecyjnej ukształtowanej w dewonie. W skład Sudetów wchodzą terrany neoproterozoiczne z zapisem konwergencji kadomskiej, trwającej do wczesnego kambru, oraz późniejszego, późnokambryjskiego magmatyzmu felzytowego, związanego ze środowiskiem postorogenicznym i ryftowym. Początek konwergencji orogenicznej w Sudetach odnotowano we wczesnym dewonie, synchronicznie z otwarciem krótkotrwałego basenu oceanicznego, który dał początek ofiolitowi środkowosudeckiemu. Późniejsza kolizja wczesnokarbońska osiągnęła kulminację ok. 340 mln lat temu i była związana z zamknięciem wszystkich domen oceanicznych między Gondwaną a Laurosji, subdukcją kontynentalną i umiejscowieniem płaszczowin metamorficznych. Po tym wydarzeniu nastąpiło ogólne wypiętrzenie Sudetów, epizody fałdowania na ich przedpolu wywołane skróceniem w kierunku NE–SW oraz późno- i postorogeniczny magmatyzm, który trwał do początku permu.

Wprowadzenie

Waryscyjska struktura Sudetów znajduje się na północno-wschodniej flance Masywu Czeskiego, na obszarze granicznym między południowo-zachodnią Polską a północnymi Czechami. Stanowi ona najbardziej na północny wschód wysuniętą część waryscyjskiego podłoża odsłoniętego w Europie. W sensie geologicznym Sudety (określane też jako „obszar sudecki") obejmują częściowo pagórkowaty, a częściowo górzysty region Sudetów właściwych wraz z ich przedgórzem (Sudety geograficzne) oraz południowo-zachodnią część Niziny Śląsko-Łużyckiej przylegającej od północy (Kondracki, 2013). Obie te domeny geograficzne oddziela wyraźnie zaznaczający się w topografii uskok sudecki brzeżny, struktura kenozoiczna o założeniach waryscyjskich, ze skrzydłem zrzuconym na północnym wschodzie i zrzutem rzędu kilkuset metrów (np. Badura i in., 2007; Danišík i in., 2012). Tym samym dzisiejsze „geologiczne Sudety" obejmują ograniczony uskokami i wypiętrzony zrąb sudecki na południowym zachodzie i blok przedsudecki na północnym wschodzie. Cały obszar sudecki rozciąga się pomiędzy strefą uskokową środkowej Odry o orientacji WNW–ESE na północnym wschodzie i równoległą do niej strefą uskokową górnej Łaby na południowym zachodzie (fig. 1). Waryscyjskie podłoże Sudetów zanurza się pod mioceńskie zapadlisko przedgórskie Karpat na południowym wschodzie i przechodzi w neoproterozoiczny masyw łużycki na północnym zachodzie.

Sudety stanowią mozaikę odrębnych geologicznie (Cloos, 1922; Teisseyre, 1957), ograniczonych uskokami jednostek przedpermskich (fig. 1), ukształtowanych głównie przez dewońską i karbońską deformację oraz w skali regionalnej wykazujących znaczne zmiany dominujących trendów strukturalnych. Od końca lat 80. dla Sudetów opracowano różnorodne modele oparte na koncepcji terranów, której zastosowanie uzasadnia ich złożony obraz strukturalny, znaczne zróżnicowanie litostratygraficzne sąsiadujących ze sobą jednostek składowych, występowanie wysokociśnieniowych skał metamorficznych (niebieskich łupków i eklogitów) oraz ciał ofiolitowych i skał magmowych o sygnaturze geochemicznej typu MORB, rozciągających się wzdłuż niektórych granic tektonicznych (Quenardel i in., 1988; Matte i in., 1990; Aleksandrowski, 1990, 1995; Oliver i in., 1993; Franke i in., 1995; Cymerman i in., 1997; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Od tego czasu możliwa konfiguracja terranów w Sudetach jest przedmiotem ożywionej dyskusji z tendencją do zmniejszania ich liczby (np. Chopin i in., 2012a; Mazur i in., 2015). Terrany sudeckie wydają się kontynuacją tych znanych z Masywu Czeskiego, powszechnie uważanych za reprezentujące zespół terranów armorykańskich (Franke i in., 1995; Tait i in., 1997; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Wyjątkiem są Sudety Wschodnie, które obejmują jednostki krystaliczne pochodzące z sąsiedniego terranu Brunowistulii (fig. 1), wykazujące pokrewieństwo z prakontynentem Amazonii (Friedl i in., 2000; Finger i in., 2000; Mazur i in., 2010a) lub Baltiki (Dudek, 1980; Pharaoh, 1999; Nawrocki i in., 2004; Vavrdová, 2004).

W latach dziewięćdziesiątych pojawiły się w Sudetach nowoczesne koncepcje płaszczowinowe oparte na integracji danych strukturalno-kinematycznych z petrologicznym modelowaniem P-T (ciśnienie-temperatura) (Mazur, 1995; Mazur, Kryza, 1996; Seston i in., 2000; Mazur, Aleksandrowski, 2001), reprezentujące trend, który utrzymuje się do obecnych czasów (np. Jeřabek i in., 2016). Kolejny współczesny kierunek badań nad geologią Sudetów polega na uwzględnieniu znacznej liczby dowodów przemawiających za istotną rolą przemieszczeń przesuwczych na ukierunkowanych WNW–ESE i NNE–SSW uskokach i strefach ścinania w dopasowaniu przebiegu pasa waryscyjskiego do obrzeżenia Laurosji, stanowiącej przedpole orogenu (Aleksandrowski, 1990, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2020). Połączenie koncepcji terranów, struktury płaszczowinowej i tektoniki przesuwczej definiuje obecny stan wiedzy na temat geologii Sudetów w ramach paradygmatu tektoniki płyt.

Pod względem geologicznym Sudety można podzielić na część zachodnią, środkową i wschodnią, wykazujące istotne różnice w ich litostratygrafii, budowie i ewolucji geologicznej (fig. 2). Ponadto Sudety zachodnie i środkowe są – w naturalny sposób – podzielone na pół przez strefę uskoku śródsudeckiego o przebiegu WNW–ESE, równoległą do uskoków środkowej Odry i górnej Łaby (fig. 1).

Sudety zachodnie obejmują wschodnie fragmenty masywu łużyckiego, masyw karkonosko-izerski, jednostkę kaczawską i pasmo łupkowe Zgorzelca (fig. 1). Wszystkie te jednostki zostały zdeformowane i zmetamorfizowane we wczesnym karbonie i częściowo przykryte karbońskim i permsko-mezozoicznym wypełnieniem osadowym basenów śródsudeckiego i północnosudeckiego, poczynając, odpowiednio, od środkowego wizenu (Turnau i in., 2002) i stefanu (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970).

Sudety środkowe obejmują masyw orlicko-śnieżnicki, pasma Nového Města i Starého Města, masyw Gór Sowich wraz z otaczającymi go ciałami ofiolitowymi (ofiolit środkowosudecki), masyw kłodzki oraz położone na wschód od Gór Sowich: strefę ścinania Niemczy, pasmo metamorficzne Kamieńca i masyw amfibolitowy Niedźwiedzia. Jednostki te są częściowo przykryte przez baseny śródgórskie Barda i Świebodzic, założone w późnym dewonie (Porębski, 1990; Haydukiewicz, 1990). Główna deformacja, metamorfizm i wypiętrzenie jednostek składających się na dzisiejsze Sudety środkowe w części położonej na północny wschód od uskoku śródsudeckiego (fig. 1) miały miejsce na przełomie środkowego i późnego dewonu. Na efekty tych procesów nałożyła się tektonika

[1] W rozdziale tym w nazwach „Sudety zachodnie", „Sudety środkowe" i „Sudety wschodnie", dotyczących obszarów wydzielonych jako jednostki tektoniczne według kryteriów geologicznych, rzeczownik własny „Sudety", będący terminem geograficznym, pisany jest wielką literą, natomiast przymiotniki pospolite „zachodnie", „środkowe" i „wschodnie', jako że odnoszą się do jednostek geologicznych, pisane są małą literą. Z kolei pisownia terminu „Masyw Czeski" dużą literą związana jest z tym, że jest to zasadniczo termin geograficzny (podobnie jak np. Masyw Centralny we Francji), więc nawet używając go w sensie geologicznym, czujemy się zobowiązani do stosowania pisowni odpowiadającej nazwom geograficznym.

5
Platforma paleozoiczna

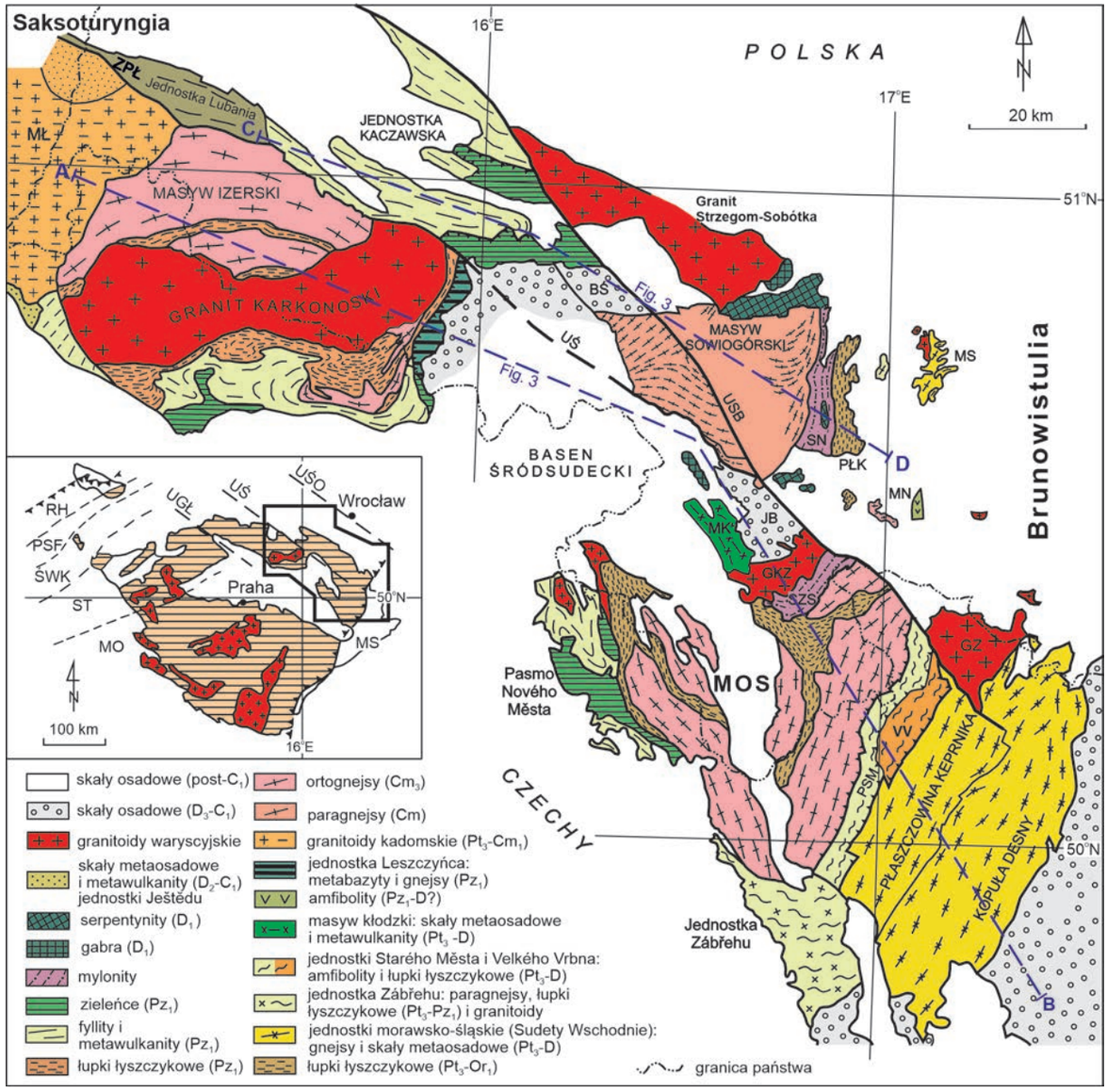


FIG. 1. Szkicowa mapa geologiczna podłoża przedpermskiego w Sudetach. Lokalizację przekrojów z figury 3 (A–B i C–D) zaznaczono niebieską przerywaną linią. Skróty: BŚ – basen Świebodzic; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; GZ – granit Żulovej; JB – jednostka bardzka; MK – masyw kłodzki; MŁ – masyw łużycki; MN – masyw Niedźwiedzia; MOS – masyw orlicko-śnieżnicki; MS – masyw Strzelina; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa ścinania Niemczy; USB – uskok sudecki brzeżny; UŚ – uskok śródsudecki; VV – płaszczowina Velkého Vrbna; ZPŁ – zgorzeleckie pasmo łupkowe. Skróty na wstawce: MO – strefa moldanubska; MS – strefa morawsko-śląska; PSF – północna strefa fyllitowa; RH – strefa renohercyńska; ST – strefa saksoturyńska; ŚWK – środkowoniemieckie wyniesienie krystaliczne; UGŁ – uskok górnej Łaby; UŚO – uskok środkowej Odry. Oznaczenia wiekowe: Pt – proterozoik; Pz – paleozoik; Cm – kambr; Or – ordowik; D – dewon; C – karbon; 1 – wczesny; 2 – środkowy; 3 – późny

karbońska. Masyw orlicko-śnieżnicki i otaczające go jednostki położone na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego (fig. 1) zostały natomiast zdeformowane i zmetamorfizowane we wczesnym karbonie.

Sudety wschodnie stanowią część pasma kolizyjnego rozwiniętego na wschodnim skraju Masywu Czeskiego i reprezentują stos jednostek płaszczowinowych, wywodzących się z podłoża Brunowistulii, na które nasunęły się od zachodu kompleksy skalne pasma Starého Města i masywu orlicko-śnieżnickiego. Od góry do dołu lub, w obrazie mapy, z zachodu na wschód, Sudety wschodnie obejmują płaszczowiny Velkého Vrbna i Kepríka, spoczywające na parautochtonicznych gnejsach jednostki Desny (Schulmann, Gayer, 2000) i przykryte przez słabo zmetamorfizowany kompleks wulkaniczno-osadowy dewońskiej grupy Vrbna (Janoušek i in., 2014; fig. 1). W kierunku wschodnim jednostki metamorficzne kontaktują się z nasuniętymi i sfałdowanymi osadami klastycznymi dolnego karbonu górnośląskiego basenu przedgórskiego, spoczywającymi na dewońskiej platformie węglanowej (Bábek i in., 2006; zob. też podrozdziały 5.1.1 i 5.1.6).

Litostratygrafia

W skład Sudetów wchodzą różnorodne kompleksy metamorficzne o neoproterozoicznym, dolnopaleozoicznym lub dewońskim protolicie (fig. 2). Skały neoproterozoiczne do kambryjskich najprawdopodobniej reprezentują fragmenty aktywnego obrzeżenia kontynentu Gondwany i zawierają zapis magmatyzmu i metamorfizmu związanego z orogenezą kadomską, która miała miejsce ok. 650–525 mln lat temu (np. Kröner i in., 1994; Buschmann i in., 2001; Mazur i in., 2004, 2012, 2015; Collet i in., 2020; Szczepański i in., 2020). Kompleksy neoproterozoiczne obejmują (1) skały plutoniczne i wulkaniczno-osadowe wykazujące geochemiczne pokrewieństwo ze środowiskami łuku magmowego i basenu załukowego (masyw kłodzki – Mazur i in., 2004, 2015), (2) szarogłazy o pokrewieństwie z basenami łuku magmowego (masyw Łużyc – Buschmann i in., 2001; Linnemann i in., 2007; Sudety wschodnie – Kröner i in., 2000), (3) granitoidy intrudujące w szarogłazy (masyw Łużyc i Sudety wschodnie – Kröner i in., 1994, 2000; Tikhomirova, 2002; Oberc-Dziedzic i in., 2003a; Żelaźniewicz i in., 2004; Mazur i in., 2010a), (4) paragnejsy (zmetamorfizowane szarogłazy) związane z kontynentalnym łukiem magmowym (masyw Gór Sowich – Tabaud i in., 2020) oraz (5) starszą część serii suprakrustalnej (formacja z Młynowca) otaczającą dolnopaleozoiczne intruzje magmowe w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012). Badania proweniencji w Sudetach zachodnich jednoznacznie wskazują na pokrewieństwo neoproterozoicznych kompleksów skalnych z północnym obrzeżeniem Gondwany na odcinku od kratonu zachodnioafrykańskiego do tarczy tuareskiej (Jastrzębski i in., 2010, 2020; Žáčková i in., 2012; Mazur i in., 2012, 2015; Tabaud i in., 2020; Szczepański i in., 2020). Z kolei Sudety wschodnie oraz sąsiadujący z nimi od wschodu terran Brunowistulii wykazują pokrewieństwo z amazońską częścią obrzeżenia Gondwany (Friedl i in., 2000; Finger i in., 2000; Mazur i in., 2010a, 2012) lub z paleokontynentem Baltika (Dudek, 1980; Nawrocki i in., 2004; Vavrdová, 2004).

Na obszarze Sudetów szeroko rozpowszechnione są późnokambryjskie intruzje granitowe, w większości zdeformowane w gnejsy w trakcie orogenezy waryscyjskiej (fig. 2). W ciągu ostatnich 20 lat były one powszechnie uznawane za plutony umiejscowione w środowisku ryftu kontynentalnego (np. Pin i in., 2007). Choć ta interpretacja pozostaje dalej w mocy odnośnie do większości z nich, to ostatnie badania sugerują powiązanie niektórych intruzji ze środowiskiem postkolizyjnym po ustaniu konwergencji kadomskiej (Collet i in., 2020; Tabaud i in., 2020) lub z otoczeniem oceanicznego łuku magmowego (Młynarska i in., 2023). Geneza magmy felzytowej mogła w tych przypadkach być związana z rozdarciem subdukujących płyt i upwellingiem astenosferycznym (Collet i in., 2020) lub

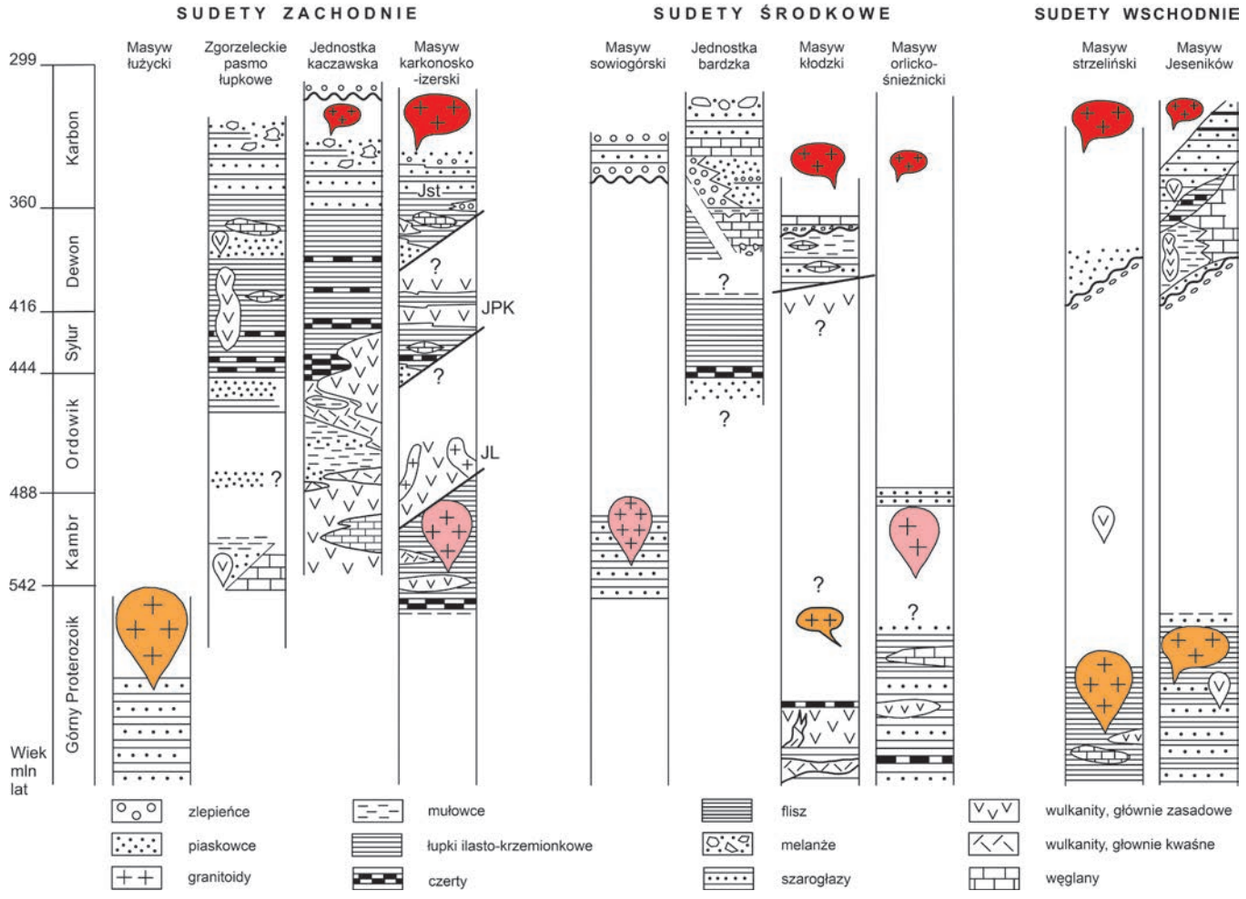


FIG. 2. Uproszczone kolumny stratygraficzne głównych jednostek strukturalnych Sudetów (Aleksandrowski, Mazur, 2002, zmodyfikowano). Skały metamorficzne są reprezentowane przez ich protolity osadowe lub magmowe. Neoproterozoiczne, dolnopaleozoiczne i górnopaleozoiczne granitoidy są oznaczone, odpowiednio, pomarańczową, różową i czerwoną barwą; JL – jednostka Leszczyńca; JPK – jednostka południowych Karkonoszy; Jst – jednostka Ještědu

aktywnością łuków magmowych na obrzeżach mórz marginalnych (Młynarska i in., 2023). Późniejsza delaminacja litosfery prawdopodobnie spowodowała ordowicki metamorfizm w warunkach niskiego ciśnienia i wysokiej temperatury, odzwierciedlający proces wycieniania skorupy kontynentalnej (Kröner i in., 2000; Štipska i in., 2001).

Sekwencje wulkaniczno-osadowe od ordowiku do dewonu w jednostce kaczawskiej i południowej części masywu karkonosko-izerskiego (fig. 2) zostały zdeponowane początkowo (w późnym kambrze i ordowiku) w środowisku ryftu kontynentalnego, które później ewoluowało (w sylurze i dewonie) w otoczenie basenu oceanicznego (Furnes i in., 1994; Patočka, Smulikowski, 2000). Zawierają one ordowickie, bimodalne wulkanity wewnątrzpłytowe związane z inicjalnym ryftem kontynentalnym, sylurskie metabazalty o sygnaturze geochemicznej typu MORB i sylursko-dewońskie głębokomorskie czerty. Jednostka metamagmowa Leszczyńca we wschodniej części masywu izersko-karkonoskiego (fig. 1, 2) składa się z górnokambryjskich skał maficznych o składzie bazaltowo-gabrowym, związanych z plagiogranitami i gnejsami tonalitowymi stanowiącymi system intruzji plutonicznych i subwulkanicznych.

Skorupa oceaniczna z dolnego dewonu (420–400 mln lat temu, Oliver i in., 1993; Dubińska i in., 2004; Awdankiewicz i in., 2021) tworzy słabo zmetamorfizowany ofiolit w okolicach Gór Sowich (Sudety środkowe), obejmujący prawie wszystkie typowe elementy sekwencji ofiolitowej, takie jak serpentynity, masywne gabra i kumulaty, dajki pakietowe, lawy poduszkowe i głębokomorskie czerty radiolarytowe.

Sekwencje osadowe, obejmujące interwał od górnego dewonu do dolnego karbonu, zdeponowane na krawędziach bloków kontynentalnych (terranów) występują w pasie łupkowym Zgorzelca, jednostce Ještědu i we wschodniosudeckiej jednostce Vrbna (fig. 2). Charakteryzują się one przejściem od dewońskich osadów szelfowych, głównie węglanowych, do karbońskich turbidytów i/lub melanży (w pasie łupkowym Zgorzelca). Odrębną charakterystykę wykazują skały wulkaniczne grupy Vrbna, które stanowią pozostałość głęboko rozciętego, późnodewońskiego łuku magmowego i wulkaniczno-osadowego wypełnienia basenu załukowego, rozwiniętych na podłożu kadomskim (Brunowistulii; Patočka, Valenta, 1996; Janoušek i in., 2014).

Zmetamorfizowane i ekshumowane kompleksy sudeckie stały się podłożem dla basenów śródgórskich, które zaczęły się rozwijać w późnym dewonie (baseny bardzki i Świebodzic), we wczesnym karbonie (basen śródsudecki) lub w późnym karbonie (basen północnosudecki).

Zarys tektoniki

Sudety są fragmentem pasma waryscyjskiego, powstałego w dewonie i karbonie w wyniku zamknięcia co najmniej dwóch basenów oceanicznych i jednoczesnej amalgamacji terranów pery-gondwańskich, a następnie ich akrecji do obrzeżenia Laurosji (np. Matte i in., 1990; Pharaoh, 1999; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Winchester i in., 2002; Franke i in., 2017; Edel i in., 2018). Współczesną strukturę Sudetów, ukształtowaną w późnym paleozoiku, ilustrują dwa schematyczne, mocno uproszczone i uogólnione przekroje na figurze 3. Pokazują one, że pierwotna geometria sudeckiego pasma kolizyjnego, nasuniętego ku północnemu zachodowi w jego części północno-zachodniej i ku południowemu wschodowi w części południowo-wschodniej, została przebudowana w wyniku późniejszych faz skracania, magmatyzmu późno- i postorogenicznego oraz rozwoju basenów śródgórskich od późnego karbonu do wczesnego permu.

Allochtoniczne kompleksy wulkaniczno-osadowe jednostki kaczawskiej oraz południowych i wschodnich Karkonoszy są pozostałością oceanu saksoturyńskiego (fig. 1). Wchodzą one w skład stosów płaszczowinowych, nasuniętych ku NW (Mazur, Kryza, 1996; Seston i in., 2000; Collins i in., 2000; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Konopásek i in., 2019) i reprezentują szwy tektoniczne, o czym świadczą skały metamagmowe o cechach geochemicznych typu MORB, związane z głębokimi osadami morskimi (Furnes i in., 1994; Winchester i in., 1995; Kryza i in., 1995; Patočka, Smulikowski, 2000), a także zapis metamorfizmu wysokociśnieniowego facji niebieskich łupków (Cháb, Vrana, 1979; Kryza i in., 1990; Smulikowski, 1995; Žáčková i in., 2010; Majka i in., 2016). W stosach płaszczowinowych jednostki allochtoniczne obejmujące skały typu MORB są nasunięte na jednostki, które zawierają wulkanity wewnątrzpłytowe. W stosie płaszczowinowym jednostki kaczawskiej istotne znaczenie mają ciała melanżowe, często słabiej zmetamorfizowane niż ich otoczenie (Baranowski i in., 1990; Collins i in., 2000).

Stosy płaszczowinowe południowej i wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego oraz jednostki kaczawskiej są nasunięte na skorupę kontynentalną, uważaną za przedwaryscyjskie pasywne obrzeżenie terranu Saksoturyngii (Mazur, Aleksandrowski, 2001; Franke, Żelaźniewicz, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Jeřabek i in., 2016; Konopásek i in., 2019). W Sudetach skorupa kon-

tynentalna tego terranu obejmuje kompleksy krystaliczne masywu łużyckiego (Linnemann i in., 2000) i karkonosko-izerskiego (np. Matte i in., 1990; Mazur, Aleksandrowski, 2001). Jednostki allochtoniczne Gór Kaczawskich oraz południowej i wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego ku wschodowi pozostają w kontakcie z późnopaleozoicznymi syn- i postorogenicznymi basenami sedymentacyjnymi (fig. 3). Baseny te przykrywają kompleksy metamorficzne terranu Tepli–Barrandienu, które stanowią górną płytę tektoniczną szwu saksoturyńskiego (np. Mazur i in., 2006a; Konopásek i in., 2019).

Jednostki tektoniczne zlokalizowane w Sudetach środkowych, na wschód od basenów śródsudeckiego i Świebodzic (fig. 1, 3), są całkowicie allochtoniczne (Martínez Catalán i in., 2020, 2021; Schulmann i in., 2022). Są to masywy sowiogórski, orlicko-śnieżnicki i kłodzki oraz jednostka Nového Města, a także ofiolit środkowosudecki, w skład którego wchodzą masywy Ślęży, Nowej Rudy, Braszowic i Szklar. Masywy ofiolitowe są pozostałością środkowosudeckiego traktu oceanicznego, którego zamknięcie doprowadziło do powstania środkowosudeckiego segmentu pasma waryscyjskiego (Awdankiewicz i in., 2021).

Chociaż ofiolit środkowosudecki jest słabo zmetamorfizowany, to masywy sowiogórski i orlicko-śnieżnicki zawierają granulity i eklogity będące efektem metamorfizmu w warunkach wysokich i ultrawysokich ciśnień (np. Kryza i in., 1996; Bröcker, Klemd, 1996; O'Brien i in., 1997; Klemd, Bröcker, 1999; Štípská i in., 2012; Nejbert i in., 2013; Majka i in., 2019; Tabaud i in., 2020), co wskazuje na powstanie tych skał w subdukowanych, a później ekshumowanych fragmentach skorupy kontynentalnej. Relacje przestrzenne między masywem sowiogórskim a ofiolitem środkowosudeckim pozostają niejasne (zob. dyskusję w Aleksandrowski, Mazur, 2002), podczas gdy masyw kłodzki, a prawdopodobnie także masyw orlicko-śnieżnicki, znajdują się strukturalnie w wyższej pozycji niż ofiolit. Jednostki tektoniczne Sudetów środkowych są przypuszczalnie nasunięte ku północnemu zachodowi, podobnie jak ma to miejsce w Sudetach zachodnich (fig. 3; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2004, 2006a). Na granicy jednostki Nového Města i masywu orlicko-śnieżnickiego odnotowano, z kolei, przeciwną, wschodnią wergencję nasunięcia (Mazur i in., 2005), jednak nie obserwuje się tam inwersji stopnia metamorfizmu. Ogólnie rzecz biorąc, jednostki środkowosudeckie składają się z ediakarskich do kambryjskich sekwencji wulkaniczno-osadowych aktywnego obrzeżenia Gondwany (masyw kłodzki – Mazur i in., 2004, 2015; masyw sowiogórski – Tabaud i in., 2020) lub z sekwencji zdominowanych przez późnokambryjskie, granitoidowe ciała intruzywne (masyw orlicko-śnieżnicki – np. Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). W przeciwieństwie do Sudetów zachodnich Sudety środkowe nie zawierają sekwencji wulkaniczno-osadowych zdeponowanych we wczesnopaleozoicznych, otwartych basenach morskich, z wyjątkiem nielicznych olistolitów w jednostce bardzkiej.

Na wschód od masywu orlicko-śnieżnickiego, oddzielony strefą szwu tektonicznego zwaną pasmem Starého Města, znajduje się wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy (fig. 1). Pasmo Starého Města składa się głównie ze skał pochodzących z wczesnoordowickiego inicjalnego ryftu, które noszą ślady syn-ryftowego metamorfizmu w warunkach wysokich temperatur i niskich ciśnień (Kröner i in., 2000; Štipska i in., 2001; Jastrzębski, 2012). Skały te są intrudowane przez synorogeniczne tonality o wieku ok. 340 mln lat (Parry i in., 1997). Wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy jest częścią strefy morawsko-śląskiej waryscydów, rozciągającej się wzdłuż wschodniego brzegu Masywu Czeskiego. Stanowi on strefę szwu między zespołem terranów armorykańskich (np. Franke i in., 1995; Tait i in., 1997), reprezentowanym przez Sudety środkowe, a terranem Brunowistulii położonym dalej na wschód. Ten ostatni rozciąga się od okolic Brna na Morawach na północny wschód po Górny Śląsk, podczas gdy na południowym wschodzie pogrąża się pod front karpacki. Płaszczowiny wschodniosudeckie zostały nasunięte na wschód w prawoskrętnym reżimie transpresyjnym (Matte i in., 1990; Schulmann, Gayer, 2000). Plan strukturalny zdominowany przez lineacje o kierunku od NE–SW do NNE–SSW jest charakterystyczny nie tylko dla kompleksu płaszczowin wschodniosudeckich, ale także dla sąsiedniej części Sudetów środkowych, w szczególności masywu orlicko-śnieżnickiego. W strefie granicznej tego ostatniego z pasmem Nového Města (fig. 1) lineacja o przebiegu NNE–SSW nakłada się na starszy plan strukturalny związany z nasuwaniem ku południowemu wschodowi (Mazur i in., 2005).

Mapa grawimetryczna Sudetów (fig. 4A) pokazuje ujemne anomalie grawimetryczne związane z głównymi intruzjami granitoidów, takimi jak plutony Karkonoszy czy Strzegom-Sobótka i z dużymi kopułami gnejsowymi (masyw orlicko-śnieżnicki, masyw karkonosko-izerski). Ponadto wyraźny niż grawimetryczny na zachodzie jednostki kaczawskiej może sugerować występowanie plutonu granitowego ukrytego pod serią metamorficzną (fig. 4A). Główne wyże grawimetryczne odpowiadają południowo-wschodniej części jednostki kaczawskiej, zdominowanej przez metabazyty (jednostka Dobromierza; fig. 3) masywom kłodzkiemu i Nowej Rudy oraz ich możliwej zachodniej kontynuacji pod basenem śródsudeckim (fig. 3) oraz masywowi Niedźwiedzia (fig. 4A). Jednak najważniejszy wyż grawimetryczny znajduje się na bloku przedsudeckim, na południe od uskoku Odry i ma wydłużony przebieg WNW–ESE (fig. 4A). Wyż ten skręca w kierunku północ–południe na wschód od granitu Strzegom–Sobótka i kończy się na uskoku śródsudeckim (fig. 4A). Koreluje się on z powierzchniowym i podpowierzchniowym rozprzestrzenieniem ofiolitów sudeckich. Mapa magnetyczna Sudetów (fig. 4B) wyraźnie uwypukla ciała ofiolitowe. Oprócz znanych wychodni sugeruje ona obecność pogrzebanego ciała ofiolitowego wzdłuż całego południowo-zachodniego brzegu masywu sowiogórskiego. Wyraźne dodatnie anomalie magnetyczne są również związane z masywem kłodzkim i jednostką Leszczyńca, obejmującymi rozległe sukcesje metabazytowe. Ponadto lineament magnetyczny o dotąd nieznanym charakterze jest zorientowany ukośnie do uskoku Odry na bloku przedsudeckim (fig. 4B). Został on ostatnio zinterpretowany przez Mazura i Schulmanna (2025) jako wschodnie przedłużenie anomalii związanej ze środkowoniemieckim wyniesieniem krystalicznym.

Północno-wschodnie zakończenie pasma internidów waryscyjskich

Ponieważ w najbardziej wysuniętych na wschód częściach Niemiec i w zachodniej Polsce pas waryscyjski gwałtownie zmienia swój bieg w odniesieniu do biegu dominującego dalej na zachód (NE–SW), zaproponowano koncepcję orokliny waryscyjskiej. Na wielu mapach przeglądowych pasmo waryscyjskie jest przedstawione jako wykonujące zwrot w kształcie litery U, otaczając Masyw Czeski od północy (np. Kossmat, 1927; Lorenz, 1976; Engel i in., 1983; Lorenz, Nicholls, 1984; Franke, 1989; Tait i in., 1997; Narkiewicz, 2007). Zgodnie z tym poglądem najbardziej zewnętrzna strefa tektonostratygraficzna pasma waryscyjskiego, strefa renohercyńska, ciągnie się na wschód w głębokim podłożu permsko-mezozoicznego basenu północnoniemiecko-polskiego i pojawia się ponownie na powierzchni wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego jako strefa morawsko-śląska na Morawach i w południowej Polsce. Obszerny krytyczny przegląd koncepcji tak rozumianej orokliny waryscyjskiej przedstawiono w pracy Mazura i in. (2020).

Od lat siedemdziesiątych funkcjonował w literaturze alternatywny pogląd, który postuluje prawoskrętny reżim transpresyjny podczas końcowej akrecji terranów waryscyjskich (Dewey, Burke, 1973; Arthaud, Matte, 1977; Badham, 1982; Behr i in., 1984; Matte, 1991). Postuluje się tam, że na północno-wschodnim krańcu orogenu waryscyjskiego skracanie orogeniczne zostało zaakomodowane przez uskoki prawoprzesuwcze o orientacji NW–SE (np. Edel i in., 2018). Uważa się, że ten transpresyjny reżim tektoniczny wynikał z lateralnych, prawoprzesuwczych przemieszczeń między krawędziami Gondwany i Laurosji w okresie od karbonu do wczesnego permu (Arthaud, Matte, 1977; Eckelmann i in., 2014). Arthaud i Matte (1977) zaproponowali, że seria głównych uskoków typu przesuwczego o kierunku NW–SE przerywa ciągłość waryscyjskiego pasma orogenicznego wzdłuż półkruchej strefy ścinania o długości ok. 6000 km i szerokości ok. 1000 km, kontynuującej się jeszcze w Ameryce Północnej. W konsekwencji rozczłonkowane i prawoskrętnie przemieszczone fragmenty kilku znanych z zachodniej Europy wielkich waryscyjskich jednostek tektonostratygraficznych można znaleźć w Sudetach na północno-wschodniej flance Masywu Czeskiego. Zostały one prawoskrętnie przesunięte równolegle do południowo-zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, chociaż skala tego przesunięcia pozostaje dyskusyjna (np. Matte i in., 1990; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2002, 2023; Mazur i in., 2020).

Podjęto również próbę połączenia obu hipotez, przesuwczej i oroklinalnej, w koncepcyjnym modelu „łuku czeskiego" (ang. *Bohemian arc*). W tej zmodyfikowanej wersji koncepcji oroklinalnej Franke i Żelaźniewicz (2000, 2002, 2023) skorelowali obszar na SW i NE od uskoku środkowej Odry, odpowiednio, ze środkowoniemieckim wyniesieniem krystalicznym i północną strefą fyllitową. Nie wykluczyli oni jednak kontynuacji głównej części strefy renohercyńskiej waryscydów w postaci strefy morawsko-śląskiej. Autorzy ci uznali istnienie ważnych dekstralnych dyslokacji WNW–ESE, które zostały uwzględnione w ich modelu rozciętej orokliny waryscyjskiej (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002, 2023). Podobne rozwiązanie, obejmujące kombinację orokliny i uskoków typu przesuwczego, zostało przyjęte w ostatnich artykułach Martínez Catalána i in. (2020, 2021).

Dane pól potencjalnych wskazują na ciągłość szwu renohercyńskiego, który wygina się pod kątem 90°, zmieniając swój bieg z NE–SW w Niemczech na WNW–ESE w Polsce (fig. 5). Taka geometria była postulowana przez Frankego (2000) oraz Frankego i Żelaźniewicza (2000, 2002, 2023) i uznana za dopuszczalną przez Mazura i in. (2020: fig. 12B). Jednocześnie dane magnetyczne pokazują, że szew renohercyński kończy się na północny wschód od Wrocławia na północnym przedłużeniu strefy moraw-

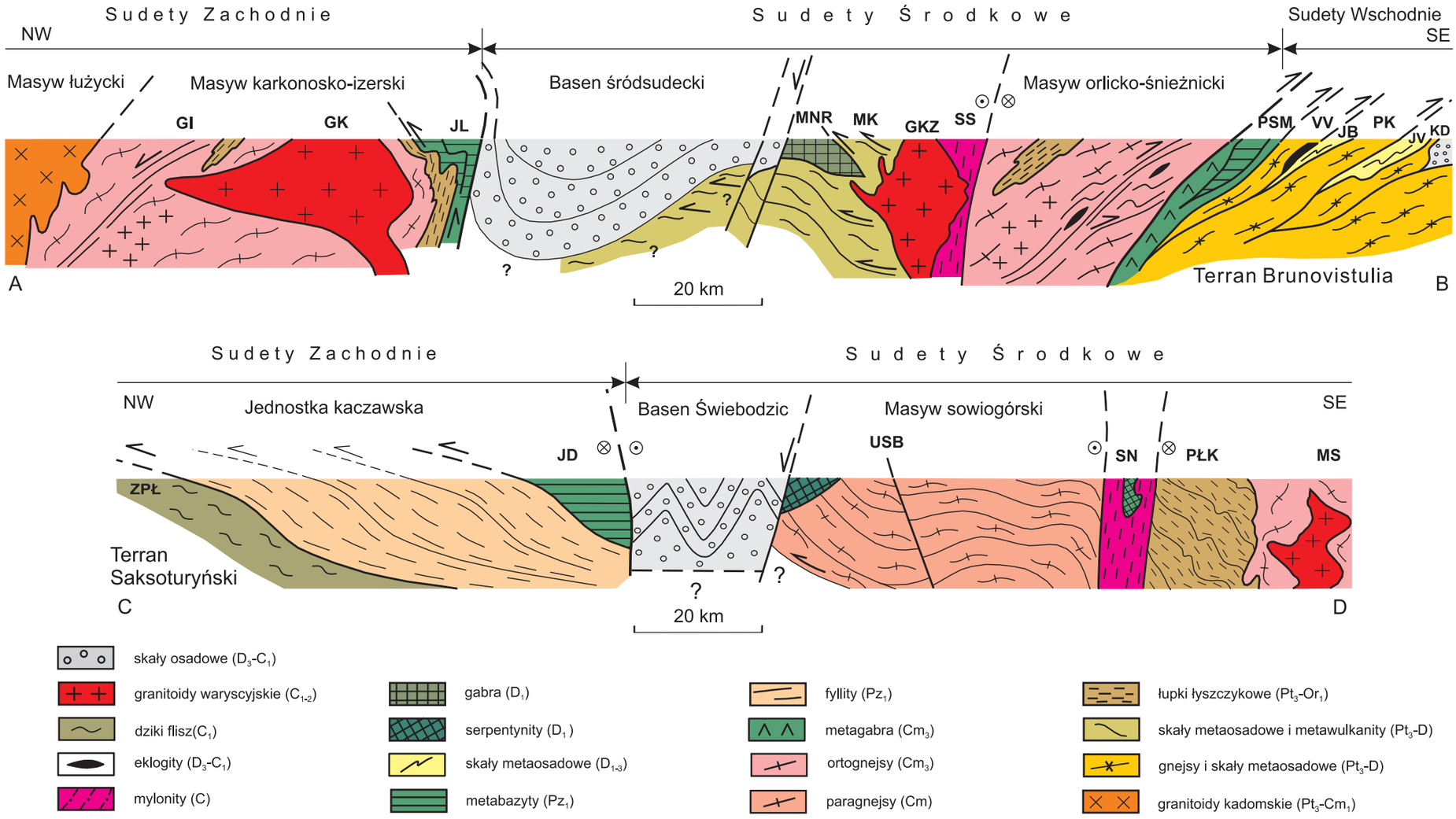


FIG. 3. Koncepcyjne przekroje przez Sudety, położone, odpowiednio, na południe (A–B) i północ (C–D) od uskoku śródsudeckiego, rozciągające się prostopadle do dominującego w ogólnej budowie geologicznej kierunku strukturalnego SW–NE. GI – gnejsy izerskie; GK – granit karkonoski; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; JB – jednostka Branny; JD – jednostka Dobromierza; JL – jednostka Leszczyńca; JV – jednostka Vrbna; KD – kopuła Desny; MK – masyw kłodzki; MNR – masyw Nowej Rudy; MS – masyw strzeliński; PK – płaszczowina Keprnika; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa ścinania Niemczy; SS – strefa ścinania Skrzynki; USB – uskok sudecki brzeżny; VV – płaszczowina Velkého Vrbna; ZPŁ – zgorzeleckie pasmo łupkowe. Oznaczenie wiekowe i przybliżona lokalizacja są pokazane na figurze 1

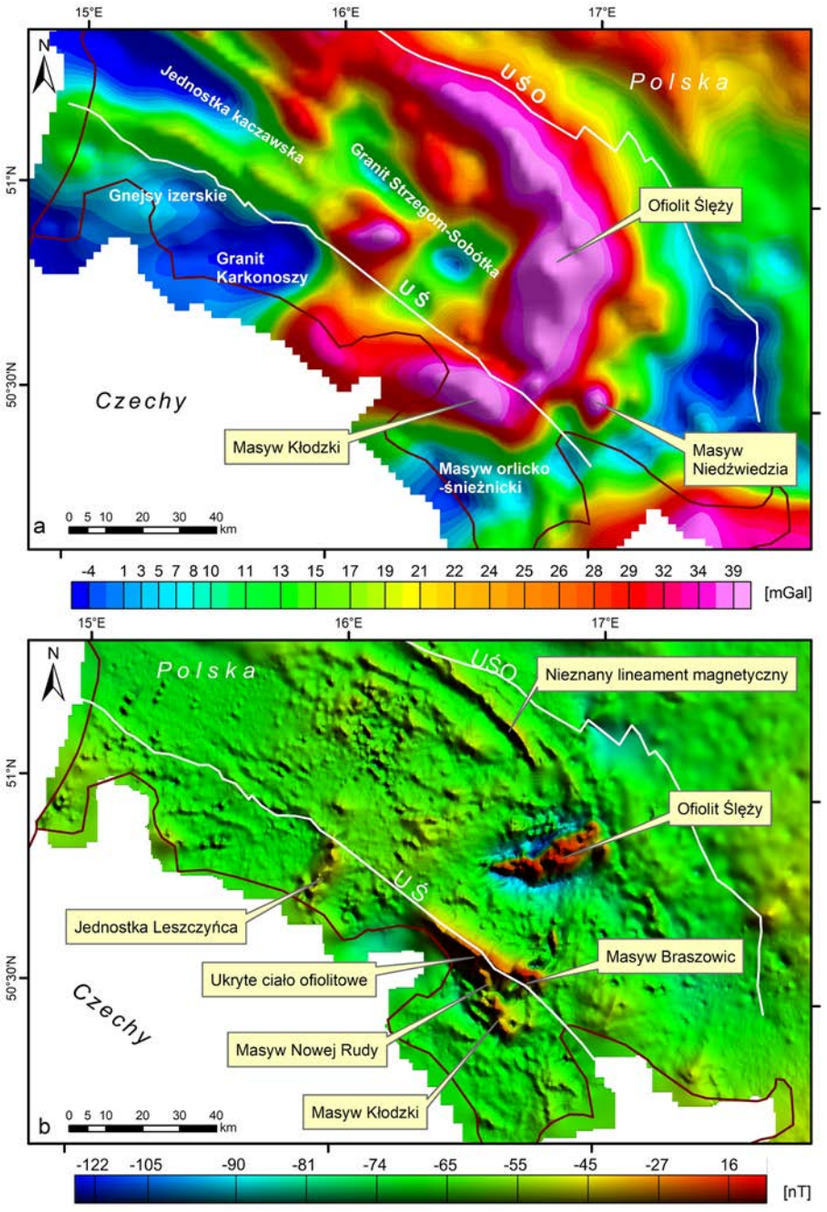


FIG. 4. Mapy pól potencjalnych dla obszaru Sudetów z zaznaczonymi najbardziej charakterystycznymi cechami: A anomalie pola siły ciężkości z poprawką izostatyczną; B anomalie magnetyczne zredukowane do bieguna. Zastosowano układ współrzędnych Polska 1992 oparty na układzie odniesienia ETRS89, elipsoidzie GRS80 i rzucie poprzecznym Merkatora z 19°E jako południkiem centralnym. Dane grawimetryczne i magnetyczne są w formie siatek z komórkami o rozmiarze 2 km; UŚ – uskok śródsudecki; UŚO – uskok środkowej Odry

sko-śląskiej. Szew ten jest przecięty ukośnym uskokiem o orientacji NW–SE. Dane magnetyczne pokazują, że pasmo waryscyjskie wygina się, zmieniając kierunek o 90°.

Szew renohercyński znajduje się pomiędzy uskokami Odry i Dolska, nie pokrywając się z żadnym z nich (fig. 5). Sugeruje to, że duże uskoki zrzutowo-przesuwcze o przebiegu WNW–ESE na obrzeżach Baltiki są strukturami górnoskorupowymi i powstały po akrecji pasma waryscyjskiego. Żaden z uskoków nie przecina ani nie zakłóca ciągłości szwu renohercyńskiego, co nie wspiera hipotezy o przemieszczeniach prawoprzesuwczych rzędu 300 km (np. Aleksandrowski, 1990, 1995; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Co więcej, nasze aktualne dane nie potwierdzają nawet bardziej umiarkowanych szacunków – po 100 km na uskoku górnej Łaby i uskoku śródsudeckim (Mazur i in., 2020) lub 70 km na uskoku śródsudeckim (Franke, Żelaźniewicz, 2002, 2023). Przesunięcia szwu saksoturyńskiego w Masywie Czeskim wskazują na przemieszczenia lateralne rzędu 30–40 km na uskoku Łaby i uskoku śródsudeckim (fig. 5). Na uskokach Odry, Dolska i Kraków–Lubliniec nie ma markerów pozwalających na oszacowanie przemieszczeń. Warto jednak zauważyć, że żaden z tych uskoków nie przesuwa zachodniej granicy wyżu magnetycznego związanego z terranem Brunowistulii (fig. 5). Oznacza to, że blok Brunowistulii musiał być wcześniej zadokowany do krawędzi Baltiki przed orogenezą waryscyjską. Jest to zgodne z danymi stratygraficznymi (np. Valverde-Vaquero i in., 2000; Belka i in., 2002), które sugerują wspólną historię terranu Brunowistulii i sąsiedniego masywu małopolskiego od środkowego dewonu.

Główne jednostki tektoniczne

Poniżej, posuwając się z północnego zachodu na południowy wschód, przedstawiona jest generalna charakterystyka poszczególnych sudeckich jednostek tektonicznych. Jednostki te są dokładniej opisane, gdy ich specyficzne cechy geologiczne są ważne dla rekonstrukcji paleotektonicznych i zrozumienia wnioskowanej sekwencji zdarzeń tektoniczno-metamorficznych lub w przypadku, gdy aktualne informacje na ich temat są jedynie skrótowo podsumowane w dostępnej literaturze.

Masyw łużycki i zgorzeleckie pasmo łupkowe

Masyw łużycki składa się głównie z neoproterozoicznych do dolnokambryjskich granitoidów łużyckich (540–530 mln lat; Kröner i in., 1994; Linnemann i in., 2000; Tikhomirova, 2002; Żelaźniewicz i in., 2004), które zostały tylko w niewielkim stopniu zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej. Granitoidy zostały umiejscowione podczas końcowych etapów orogenezy kadomskiej (Linnemann i in., 2000), intrudując w niezmetamorfizowane lub słabo zmetamorfizowane neoproterozoiczne szarogłazy turbidytowe (Linnemann i in., 2000), które zostały zdeponowane na aktywnym obrzeżeniu Gondwany (Kemnitz, Budzinski, 1994; Gehmlich i in., 1997; Buschmann i in., 2001). Szarogłazy zawierają wkładki felzytowych skał wulkanoklastycznych datowanych na ok. 575 mln lat metodą U-Pb (Buschmann i in., 2001). W kierunku wschodnim, w obrębie masywu karkonosko-izerskiego, łużyckie skały o neoproterozoicznym wieku zostały na dużą skalę intrudowane przez górnokambryjskie granitoidy (np. Kröner i in., 2001; Zieger i in., 2018), później zdeformowane w ortognejsy przez tektonikę waryscyjską.

Zgorzeleckie pasmo łupkowe (np. Urbanek i in., 1995) ogranicza masyw łużycki od północnego wschodu (fig. 1) i zawiera fragmenty rozczłonkowanych sukcesji osadowych od dolnego kambru do dolnego karbonu, częściowo osadzonych w dolnokarbońskim fliszu (Linnemann, Buschmann, 1995). Sukcesja zgorzelecka zaczyna się od dolnokambryjskich węglanów, piaskowców i nielicznych wulkanitów, przykrytych łupkami zawierającymi trylobity (Freyer, 1977; Urbanek i in., 1995). Nieliczne skały ordowickie są na ogół krzemionkowe. Sekwencja sylurska jest porównywalna z facją turyńską strefy saksoturyńskiej (Hirschmann, 1966) i składa się z łupków krzemionkowych i „ałunowych", przeplatanych u góry tufami, kwarcytami, szarogłazami i rzadko wapieniami (Urbanek i in., 1995). Dewon jest reprezentowany przez monotonną serię naprzemiennych kwarcytów, pelitów i szarogłazów z rzadko występującymi wapieniami i zasadowymi skałami wulkanicznymi. Dolny karbon składa się z fliszu, któremu w górnej części towarzyszą czerty, wapienie i znaczne interkalacje zlepieńców (Urbanek i in., 1995), a także z fliszu zawierającego olistolity skał od ordowiku do dolnego karbonu (Thomas, 1990). Linnemann i Buschmann (1995) oraz Linnemann i in. (2000) zinterpretowali całe zgorzeleckie pasmo łupkowe jako dolnokarboński dziki flisz, zawierający różnej wielkości olistolity z rozczłonkowanych starszych warstw. Rozwój wąskopromiennych fałdów o wergencji południowej i stromo nachylonej struktury imbrykacyjnej (*schuppen*) w obrębie zgorzeleckiego pasma łupkowego jest datowany na środkowy-późny wizen (Hirschmann, 1966).

Masyw karkonosko-izerski

Masyw karkonosko-izerski to duża jednostka waryscyjskiego podłoża w Sudetach Zachodnich (fig. 1). Masyw jest interpretowany jako stos nasuniętych jednostek tektonicznych (fig. 6), z których najniższe odpowiadają (para)autochtonicznemu podłożu (Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Mazur i in., 2006a; Žáčková i in., 2010; Jeřabek i in., 2016). Jądro masywu karkonosko-izerskiego tworzy karkonoski pluton granitowy, który jest płytką, z grubsza eliptyczną w planie intruzją o długości ok. 70 km i szerokości 10–20 km (fig. 1, 7). Dwie główne facje granitowe po polskiej stronie plutonu, porfirytowa i ekwigranularna, zostały wydatowane przy użyciu precyzyjnej geochronologii U/Pb metodą CA-ID-TIMS na cyrkonie, odpowiednio, na 312,5 ±0,3 i 312,2 ±0,3 mln lat (Kryza i in., 2014).

Metamorficzna okrywa plutonu karkonoskiego składa się z pięciu jednostek strukturalnych (fig. 6), od dołu ku górze: (1) jednostka ortognejsowa izersko-kowarska, należąca do autochtonu saksoturyńskiego, (2) jednostka para-autochtoniczna Ještědu, (3) jednostka łupków łyszczykowych (dolny allochton), (4) jednostka południowych Karkonoszy (środkowy allochton) i (5) jednostka Leszczyńca (górny allochton). Przedstawiony podział masywu karkonosko-izerskiego na allochton dolny, środkowy i górny ma jedynie znaczenie lokalne. Z punktu widzenia korelacji ponadregionalnych w obrębie europejskiego pasma waryscyjskiego (Martínez Catalán i in., 2020, 2021), łupki łyszczykowe i jednostka południowych Karkonoszy są zbiorczo zaliczane do allochtonu dolnego, a jednostka Leszczyńca do allochtonu środkowego.

Ortognejsy izersko-kowarskie wywodzą się z górnokambryjskich granitów izerskich (rumburskich) (505–492 mln lat, Oliver i in., 1993; 506–501 mln lat, Kröner i in., 2001; 504 mln lat, Zieger i in., 2018), które zostały przekształcone w gnejsy izersko-kowarskie podczas deformacji we wczesnym karbonie. Ortognejsy uległy metamorfizmowi pod umiarkowanym ciśnieniem w warunkach górnej facji zieleńcowej – dolnej amfibolitowej (Żaba, 1984; Kryza, Mazur, 1995). W kierunku północno-zachodnim ortognejsy izersko-kowarskie ujawniają kontakty intruzywne z neoproterozoicznymi i dolnokambryjskimi granitoidami masywu łużyckiego (Ebert, 1943; Domečka, 1970).

Jednostka Ještědu to niewielki blok ograniczony uskokami, odsłonięty na południowo-zachodnim krańcu masywu karkonosko-izerskiego, który reprezentuje fragment para-autochtonicznej pokrywy wulkaniczno-osadowej podłoża saksoturyńskiego. Jednostka obejmuje płytkie osady morskie i hemipelagiczne od środkowego do późnego dewonu z podrzędnymi wulkanitami (grupa Jítrava z Chaloupský, 1989), które zostały poddane słabemu metamorfizmowi w niskiej temperaturze i pod średnim ciśnieniem. Te przedorogeniczne osady przechodzą ku górze w szarogłazy i zlepieńce o wieku od turneju do dolnego wizenu (Chlupáč, 1993). Jednostka Ještědu wraz z „synkliną" Torgau-Doberlug, a także zgorzeleckim pasmem łupkowym należą do paleozoicznej pokrywy wulkaniczno-osadowej pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego. Stanowią one jednocześnie parautochtoniczne podłoże, na które nasunęły się allochtoniczne jednostki masywu karkonosko-izerskiego i jednostki kaczawskiej (Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Jednostka łupków łyszczykowych odpowiada grupie Wielkiej Upy Chaloupskiego (1989) i formacji Czarnowa Teisseyre'a (1973). Początkowo uważano, że jednostka ta reprezentuje pozostałości neoproterozoicznej (?) okrywy ortognejsów izersko-kowarskich (np. Mazur, Aleksandrowski, 2001). Jednak wiek cyrkonów z metawulkanogenicznych skał kwarcowo-skaleniowych jednostki łupków łyszczykowych we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego okazał się późnokambryjski (498 ±18 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2010a). W związku z tym kwaśne skały metawulkanogeniczne wydają się być w przybliżeniu równowiekowe z intruzją protolitu ortognejsów izersko-kowarskich (487 ±8 mln lat; Oberc-Dziedzic i in., 2010a). Dlatego granica łupków łyszczykowych i ortognejsów jest prawdopodobnie nasunięciem, a nie kontaktem intruzywnym. Kolejnym ważnym argumentem przemawiającym za allochtoniczną pozycją jednostki łupków łyszczykowych jest zapis metamorficzny zachowany w tych skałach. Zawierają one zespół minerałów wskaźnikowy dla metamorfizmu wysokociśnieniowego z chlorytoidem w jądrach dużych porfiroblastów granatu (Žáčková i in., 2010). Modelowanie termodynamiczne sugeruje, że ta parageneza mineralna zarejestrowała warunki szczytowego ciśnienia 18–19 kbar w temperaturze 460–520°C, a następnie izotermiczną dekompresję (Žáčková i in., 2010). Łupki łyszczykowe z granatem zawierają monacyt o wieku U-Pb 341 ±3 mln lat, zgodnym z wiekiem Lu-Hf granatu (344,5 ±1,3 i 342 ±7 mln lat) uzyskanym z tego samego typu skał (Konopásek i in., 2019). Dane te dostarczają informacji na temat wczesnokarbońskiego, wysokociśnieniowego wydarzenia metamorficznego, które miało miejsce przed utworzeniem się stosu płaszczowin.

Jednostka południowych Karkonoszy obejmuje kilkusetmetrowej miąższości sukcesję zmetamorfizowanych skał osadowych zdeponowanych w przedziale czasu od ordowiku do dewonu (Chlupáč, 1993, 1997) i związanych z bimodalnymi, głównie zasadowymi skałami wulkanicznymi. Te ostatnie reprezentują zróżnicowaną sekwencję magmową, od skał kwaśnych z wewnątrzpłytową sygnaturą geochemiczną do law zasadowych i skał piroklastycznych, obejmujących bazalty toleitowe, przejściowe i alkaliczne, umiejscowione w środowisku wewnątrzpłytowym (Patočka, Smulikowski, 2000). Wiek protolitu prekursorów wulkanicznych jest datowany na wczesny ordowik (Bendl i in., 1997; Timmermann i in., 1999) – wiek typowy dla sukcesji wulkaniczno-osadowej osadzonej na pasywnym brzegu terranu saksoturyńskiego (Furnes i in., 1994). Wniosek ten znajduje dodatkowe potwierdzenie w maksymalnym wieku depozycji towarzyszących skał metaosadowych, określonym przez Žáčkovą i in. (2012) na ordowik na podstawie spektrów wiekowych cyrkonów detrytycznych. Zasadowe metawulkanity lokalnie zachowują zapis metamorfizmu facji niebieskich łupków (np. Cháb, Vrána, 1979; Kryza, Mazur, 1995; Smulikowski, 1995; Patočka i in., 1996) z odsłoniętymi w kilku miejscach skałami zawierającymi glaukofan (Faryad, Kachlík, 2013). Jednak tylko w jednej unikatowej lokalizacji (góra Kopina k. Jarkowic) parageneza wysokociśnieniowa zawiera granat w asocjacji z glaukofanem, zespół mineralny, który powstał w zakresie 12–15 kbar i 480–520°C (Majka i in., 2016). Wiek Lu-Hf granatu wynoszący 363,9 ±1,3 mln lat datuje zdarzenie metamorficzne w facji niebieskich łupków (Konopásek i in., 2019). Wiek ten jest zgodny z wcześniejszym oszacowaniem wieku na 360 mln lat, uzyskanym za pomocą datowania ^{40}Ar-^{39}Ar fengitu z łupków glaukofanowych (Maluski, Patočka, 1997). Ta sama metoda została wykorzystana przez Marheinego i in. (2002), którzy opublikowali obszerny zestaw danych wiekowych uzyskanych metodą ^{40}Ar-^{39}Ar. Ich oznaczenia mieszczą się w zakresie 352–312 mln lat

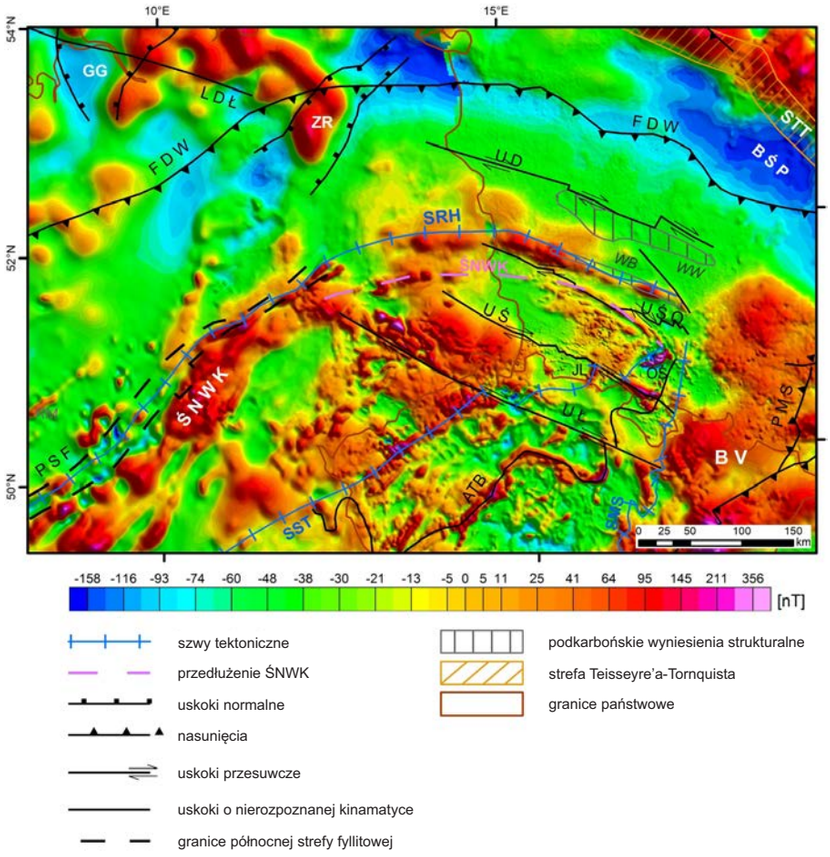


FIG. 5. Mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna dla północno-wschodniego zakończenia pasma waryscyjskiego Europy z nałożonymi kluczowymi elementami strukturalnymi (UTM 32N). ATB – anomalia Tepli-Barrandienu; BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDW – front deformacji waryscyjskiej; GG – rów tektoniczny Glückstadt; JL – jednostka Leszczyńca; LDŁ – lineament dolnej Łaby; OS – ofiolit Ślęży; PMS – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; PSF – północna strefa fyllitowa; SMS – szew morawsko-śląski; SRH – szew renoherczyński; SST – szew saksoturyński; STT – strefa Teisseyre'a-Tornquista; ŚNWK – środkowoniemieckie wyniesienie krystaliczne; UD – uskok Dolska; UŁ – uskok Łaby; UŚ – uskok śródsudecki; UŚO – uskok środkowej Odry; WB – wyniesienie Bielaw; WW – wyniesienie Wolsztyna

w różnych jednostkach masywu karkonosko-izerskiego. Marheine i in. (2002) zinterpretowali swoje wyniki jako reprezentujące różne etapy ekshumacji masywu po waryscyjskiej kolizji.

Jednostka Leszczyńca jest zbudowana ze zróżnicowanego zestawu zmetamorfizowanych skał zasadowych i kwaśnych pochodzenia plutonicznego i wulkanicznego. Największy udział mają metabazyty, które obejmują metabazalty, metadoleryty i metagabra (Teisseyre, 1973; Kryza, Mazur, 1995; Mazur, 1995; Winchester i in., 1995). Teksturalnie metabazyty występują w dwóch odmianach: bardziej rozpowszechnionej odmianie drobnoziarnistych metabazytów łupkowych i w odmianie metabazytów średnioziarnistych masywnych. Miejscami pośród metabazytów występują wkładki metawulkanitów felzytowych o strukturze porfirowej, grubości od kilkunastu centymetrów do kilku metrów, reprezentujących metaryolity. Wśród metabazytów występują duże intruzywne ciała tzw. gnejsów z Paczyna (Teisseyre, 1973; Kryza, Mazur, 1995). Gnejsy te obejmują szeroki zakres odmian, różniących się strukturą, teksturą i składem, od gnejsów felzytowych do hornblendowych, pochodzących, odpowiednio, od plagiogranitów i diorytów (Teisseyre, 1973; Kryza i in., 1995; Kryza, Mazur, 1995). Gnejsy wykazują miejscami kontakty intruzywne z metabazytami, choć najczęściej są one zreorientowane równolegle do foliacji (Mazur, 1995).

Dane geochronologiczne, geochemiczne i izotopowe sugerują, że protolity skał jednostki Leszczyńca reprezentują kopalną domenę basenu załukowego (metabazyty) intrudowaną przez magmy kwaśne i obojętne, będące prekursorem gnejsów paczyńskich, w środowisku nadsubdukcyjnym oceanicznego łuku magmowego (Młynarska i in., 2023). Aktywność tego łuku miała miejsce w późnym kambrze w przedziale ok. 20 mln lat (ok. 515–495 mln lat temu; Młynarska i in., 2023). Juwenilna sygnatura izotopowa Nd-Hf i niskie stosunki La/Yb w skałach jednostki Leszczyńca wskazują na ograniczoną rolę kontaminacji materiałem skorupowym przy ich genezie. Wiek metabazytów pozostaje niesprecyzowany, ale obliczony wiek modelowy Nd (540 mln lat) może w tym przypadku reprezentować maksymalny wiek ich protolitu (Młynarska i in.,

5
Platforma paleozoiczna

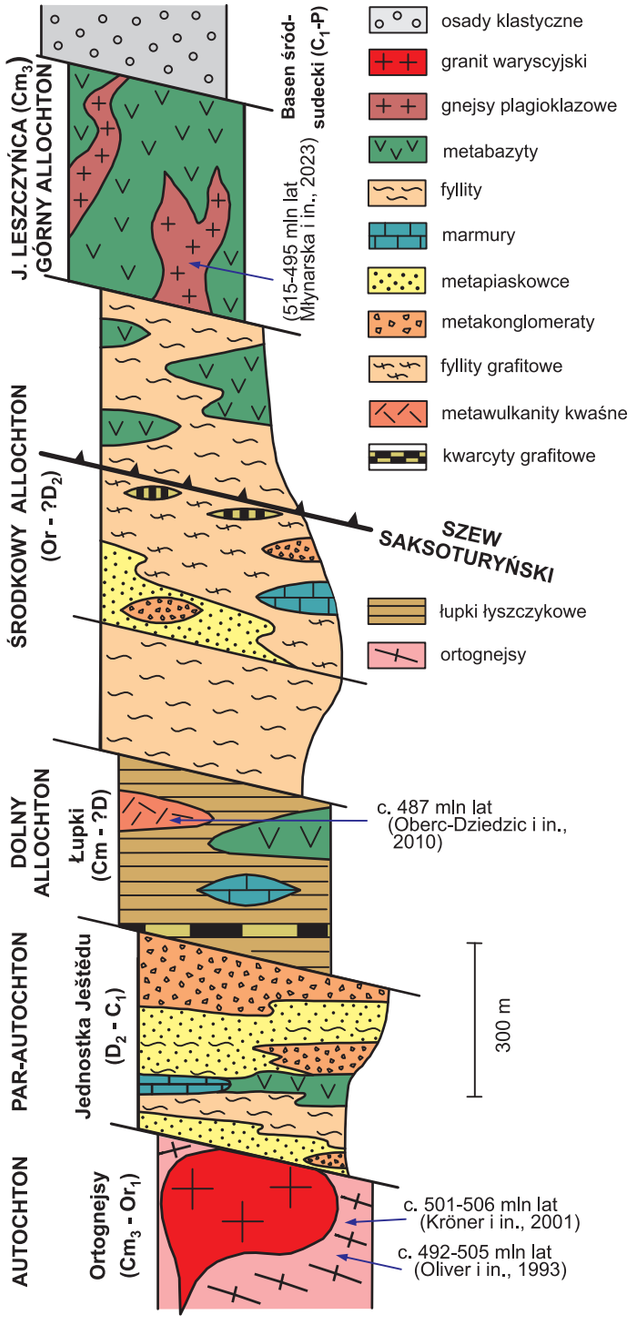


FIG. 6. Uproszczony podział tektonostratygraficzny kompleksów skalnych tworzących masyw karkonosko-izerski (wg Młynarskiej i in., 2023). Oznaczenia wiekowe jak na figurze 1

2023). Jest to zgodne z wynikami analiz pojedynczych cyrkonów odziedziczonych, które są nie starsze niż 540 mln lat (Młynarska i in., 2023).

Gnejsy paczyńskie i metawulkanity felzytowe są zróżnicowane pod względem składu chemicznego i izotopowego, a pochodzenie ich protolitów można wytłumaczyć przetapianiem osadów subdukującej płyty w warunkach stosunkowo niskiego ciśnienia/temperatury (felzytowy gnejs paczyński), niejednorodnym mieszaniem się tych stopów i płynów pochodzących z pogrążanej płyty z materiałem silnie zubożonego płaszcza (hornblendowy gnejs paczyński, metagabro) i umiejscowieniem tych magm wraz z produktami częściowego przetopienia metabazytów basenu załukowego (felzytowy gnejs paczyński o niskim stosunku Nb/Y; Młynarska i in., 2023). Protolit jednostki Leszczyńca prawdopodobnie reprezentuje basen marginalny powstały przy konwergentnej granicy płyt litosfery położonej obok Gondwany lub Baltiki (Młynarska i in., 2023). Przykład jednostki Leszczyńca pokazuje, że późnokambryjski magmatyzm, szeroko rozprzestrzeniony wśród terranów pochodzących z północnego obrzeżenia Gondwany (Crowley i in., 2000; Pin i in., 2007), nie musi być związany ze środowiskiem tektonicznym inicjalnego ryftu (Murphy i in., 2006; Pin i in., 2007; Nance i in., 2012) w przypadku jednostek tektonicznych należących do waryscyjskiego środkowego lub górnego allochtonu (*sensu* Martínez Catalán i in., 2020, 2021).

Jednostka Leszczyńca jest strukturalnie najwyżej leżącą płaszczowiną w masywie karkonosko-izerskim (fig. 6), nasuniętą na jednostkę południowych Karkonoszy (środkowy allochton) lub bezpośrednio na formację z Czarnowa (dolny allochton). Charakteryzuje się odmiennym planem strukturalnym w porównaniu z pozostałymi jednostkami masywu karkonosko-izerskiego (Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Młynarska i in., 2024).

Szczegółowe badania strukturalne w jednostce Leszczyńca przeprowadzone przez Oberca (1960), Mazura (1995) oraz Wernera i in. (2000) wykazały, że główna lineacja metamorficzna L_1 związana z paragenezą mineralną właściwą dla piku metamorfizmu ma orientację NNE–SSW, czyli jest prostopadła do lineacji w pozostałej części masywu karkonosko-izerskiego. Lineacji towarzyszą lewoskrętne wskaźniki zwrotu ścinania, które po odrotowaniu foliacji do położenia subhoryzontalnego wskazywałyby na transport tektoniczny ku północy. Nie jest to sytuacja typowa dla Sudetów zachodnich (i zapewne świadczy o wtórnej rotacji jednostki Leszczyńca), choć podobną orientację lineacji obserwuje się we wschodniej części Sudetów środkowych i w Sudetach wschodnich: w kopule orlicko-śnieżnickiej, strefie Niemczy i strefie morawsko-śląskiej (np. Aleksandrowski, Mazur, 2002). Na lineację L_1 nakłada się młodsza lineacja L_2 o orientacji WNW–ESE, typowej dla całego masywu karkonosko-izerskiego. Lineacja ta jest związana z retrogresją warunków metamorfizmu do facji zieleńcowej i wskaźnikami zwrotu ścinania strop-ku-ESE zgodnymi z kinematyką uskoku normalnego. Mazur (1995) wiąże jej genezę z kolapsem ekstensyjnym i ekshumacją jądra masywu karkonosko-izerskiego (fig. 7). Ten etap deformacji zakończyło umiejscowienie granitu Karkonoszy ok. 312 mln lat temu (Kryza i in., 2014). Trzeci, najmłodszy etap deformacji o charakterze półkruchym wiązał się ze skróceniem basenu śródsudeckiego w kierunku WNW–ESE (Mazur, 1995) i powstaniem opisanej przez Oberca (1960) fleksury wschodnich Karkonoszy.

Wiek deformacji związanej z powstaniem lineacji L_1 zbadano metodą Rb/Sr, stosując oznaczenia *in situ* jasnego łyszczyku w dwóch próbkach felzytowych ortognejsów paczyńskich (Młynarska i in., 2024). Tekstury rekrystalizacji kwarcu, skład chemiczny jasnego łyszczyku, zachowanie fenokryształów plagioklazu magmowego i zespół minerałów metamorficznych wskazują na maksymalne warunki facji epidotowo-amfibolitowej. Pojedyncze daty Rb/Sr z jasnego łyszczyku zostały obliczone przy użyciu początkowych wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ uzyskanych dla tytanitu i epidotu. Wyniki są podobne dla obu próbek, dla których wartości średniej ważonej wynoszą, odpowiednio, 352,4 ±4,1 mln lat i 349,3 ±2,5 mln lat (Młynarska i in., 2024). Łączna średnia ważona osiąga wartość 350,1 ±5,3 mln lat (2σ) i jest interpretowana jako czas (re)krystalizacji jasnego łyszczyku podczas rozwoju foliacji S_1 i lineacji L_1 w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej (Młynarska i in., 2024). To wydarzenie mieści się pomiędzy wiekiem metamorfizmu facji niebieskich łupków w środkowym (ok. 364 mln lat) i dolnym (ok. 345–341 mln lat) allochtonie (Konopásek i in., 2019), które reprezentują relikty, odpowiednio, subdukowanej skorupy oceanicznej i pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (fig. 8).

Jest prawdopodobne, że jednostka Leszczyńca wywodzi się z górnej płyty szwu saksoturyńskiego, odpowiadającej terranowi Tepli-Barrandienu (Konopásek i in., 2019; Młynarska i in., 2024). W takim scenariuszu (fig. 8), jednostka Leszczyńca zostałby wciągnięta do strefy subdukcji wskutek erozji tektonicznej dolnej skorupy. Inna orientacja lineacji L_1 w porównaniu do sąsiednich allochtonów wskazywałaby na przemieszczenia lewoprzesuwcze prawdopodobnie odzwierciedlając niejednorodności obrzeżenia terranu saksoturyńskiego wzdłuż biegu strefy subdukcji, wytwarzające lateralne gradienty kompresji. Alternatywnie, wiek 350 mln lat może reprezentować deformację związaną z intensywnym skracaniem wschód–zachód, prowadzącym do powstania stromej foliacji o biegu północ–południe z rozciąganiem prostopadłym do kierunku skracania (fig. 8). Niezależnie od przyjętego scenariusza kinematycznego, który tłumaczy rozwój stromej foliacji i południkowej lineacji, jednostka Leszczyńca reprezentuje górny allochton i jest położona strukturalnie ponad dolnym i środkowym allochtonem (fig. 8). W konsekwencji szew tektoniczny oddzielający terrany saksoturyński i Tepli-Barrandienu znajduje się w obrębie złożonego, środkowego allochtonu masywu karkonosko-izerskiego (fig. 6). Szew ten oddziela skały pochodzące z pryzmy akrecyjnej lub kanału subdukcyjnego, reprezentowane przez metabazyty facji niebieskich łupków (Patočka, Pin, 2005), od sukcesji dystalnego, pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (Winchester i in., 2003).

Jednostka kaczawska

Jednostka kaczawska obejmuje kilka sfałdowanych jednostek płaszczowinowych, składających się z licznych mniejszych płatów nasuwczych i znacznych rozmiarami ciał melanżowych. Obejmują one różne fragmenty sukcesji wulkaniczno-osadowej o potwierdzonym wieku od kambru (być może także neoproterozoiku; Kryza i in., 2007a) do późnego dewonu (famenu) (fig. 2; Baranowski i in.,

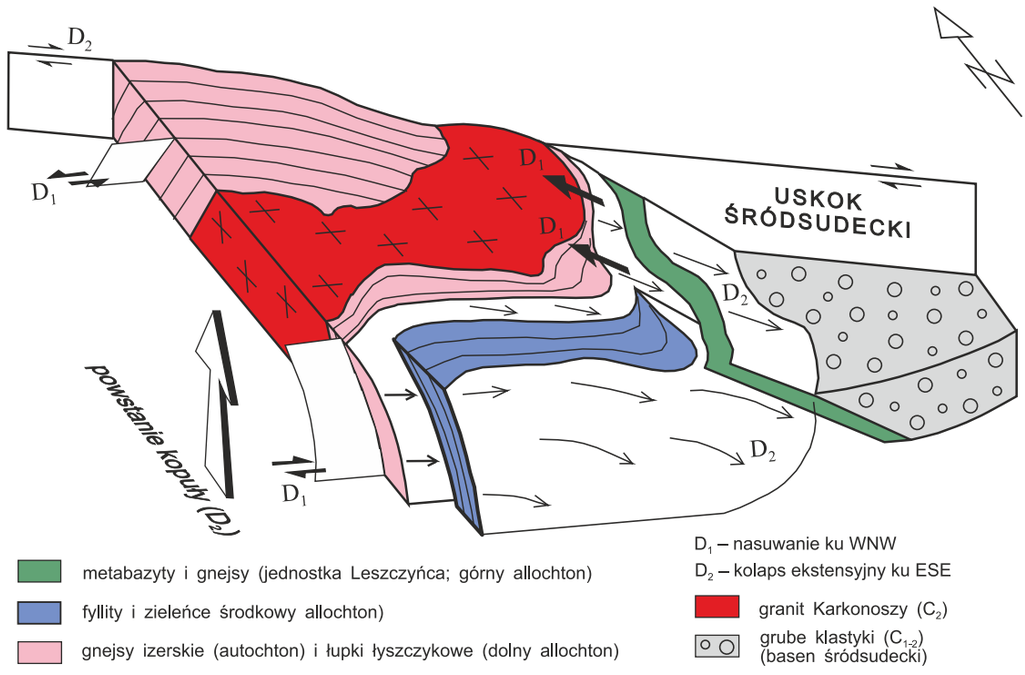


FIG. 7. Schematyczny blokdiagram (Mazur i in., 2006a – zmodyfikowano) przedstawiający złożoną strukturę masywu karkonosko-izerskiego, uformowaną przez nasunięcie ku NW płaszczowiny Leszczyńca podczas kompresyjnego wydarzenia D_1, a następnie intruzję plutonu Karkonoszy i stowarzyszone z nią wypiętrzenie masywu oraz jednoczesne ugięcie osłony plutonu w kopułę, a także kolaps grawitacyjny wschodniej części osłony, zachodzące w trakcie ekstensyjnego wydarzenia D_2 na południowo-zachodnim skrzydle aktywnego przesuwczo uskoku śródsudeckiego

1987, 1990; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Dolna część sukcesji kaczawskiej, obejmująca ordowickie płytkomorskie skały osadowe i bimodalne wulkanity wewnątrzpłytowe, jest interpretowana jako zdeponowana w ryfcie wewnątrzkontynentalnym (Baranowski i in., 1990; Kryza, Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994; Kryza i in., 1994; Seston i in., 2000; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Na skałach tych zalega gruba, monotonna sekwencja toleitowych bazaltów poduszkowych o charakterystyce sięgającej od E-MORB do N-MORB, którym towarzyszą sylurskie czarne łupki graptolitowe oraz dewońskie łupki krzemionkowe i ilaste oraz czerty, prawdopodobnie akumulowane w środowisku dojrzałego ryftu oceanicznego (fig. 2; Furnes i in., 1994). Górna część sukcesji kaczawskiej, interpretowana jako pryzma akrecyjna z końca dewonu/wczesnego karbonu, jest zbudowana ze słabo zmetamorfizowanych (w facji niebieskich łupków z nałożonym zapisem metamorfizmu w facji zieleńcowej) skał silikoklastycznych, wulkanoklastycznych, węglanów, wulkanitów zasadowych i kwaśnych, pelagicznych łupków ilastych i krzemionkowych oraz fliszu (Baranowski i in., 1987, 1990; Kryza, Muszyński, 1992; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000).

Zgodnie z wynikami analizy spektrów wiekowych cyrkonów detrytycznych, najstarszym wydzieleniem litologicznym jednostki kaczawskiej jest sekwencja silikoklastyczna piaskowców z Gackowej, która zawiera cyrkony nie młodsze niż neoproterozoiczne (Kryza i in., 2007a). Dlatego też skały te zostały wstępnie zinterpretowane jako możliwy ekwiwalent neoproterozoicznych szarogłazów łużyckich (Kryza i in., 2007a; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Z drugiej strony piaskowce z Gackowej makroskopowo przypominają płytkowodne, zdominowane przez osady burzowe kwarcyty Dubrau wieku tremadockiego, występujące na skrzydłach antyklinorium łużyckiego (Linnemann i in., 2004). Ponadto szereg dowodów geochemicznych i mineralogicznych sugeruje, że piaskowce pochodzą z pobliskich skał wulkanicznych późnego kambru i wczesnego ordowiku. W związku z tym nie można wykluczyć ordowickiego wieku piaskowców z Gackowej (fig. 9).

Felzytowe skały metawulkaniczne osadzone w węglanowej sukcesji wapieni wojcieszowskich zawierają cyrkony o wieku 498 ±5 mln lat (Kryza i in., 2008), potwierdzając tym samym przynależność tej płytkowodnej sekwencji wapieni u podstawy sukcesji kaczawskiej do najwyższego kambru (Gunia, 1967). Te same skały zostały uznane za późny ordowik/sylur lub młodsze w oparciu o kontrowersyjną interpretację stratygrafii otwornicowej (Skowronek, Steffahn, 2000), a ostatnio przypisane do środkowego wczesnego kambru w oparciu o archeocjaty (Białek i in., 2007). Wiek cyrkonu z sukcesji wapieni wojcieszowskich jest w dobrej zgodności z oznaczeniami wieku metaryodacytów (501,2 ±2,7 mln lat; fig. 9), które występują na tym samym obszarze w nieco wyższej stratygraficznie części sukcesji kaczawskiej (Kryza i in., 2008). Dane geochronologiczne (Kryza i in., 2007b) wskazują, że dwa rodzaje kwaśnych magm zostały umiejscowione w dwóch oddzielnych epizodach wulkanicznych: ryodacyty ok. 502 ±3 mln lat temu (późny kambr) i trachity ok. 486 ±2 mln lat temu (najwcześniejszy ordowik; fig. 9). Geochemia ryodacytów i ich ujemne wartości εNd (Furnes i in., 1994) sugerują pochodzenie ze skorupy kontynentalnej. Skały te zawierają obfite cyrkony odziedziczone wieku prekambryjskiego (2,13–2,24 mld

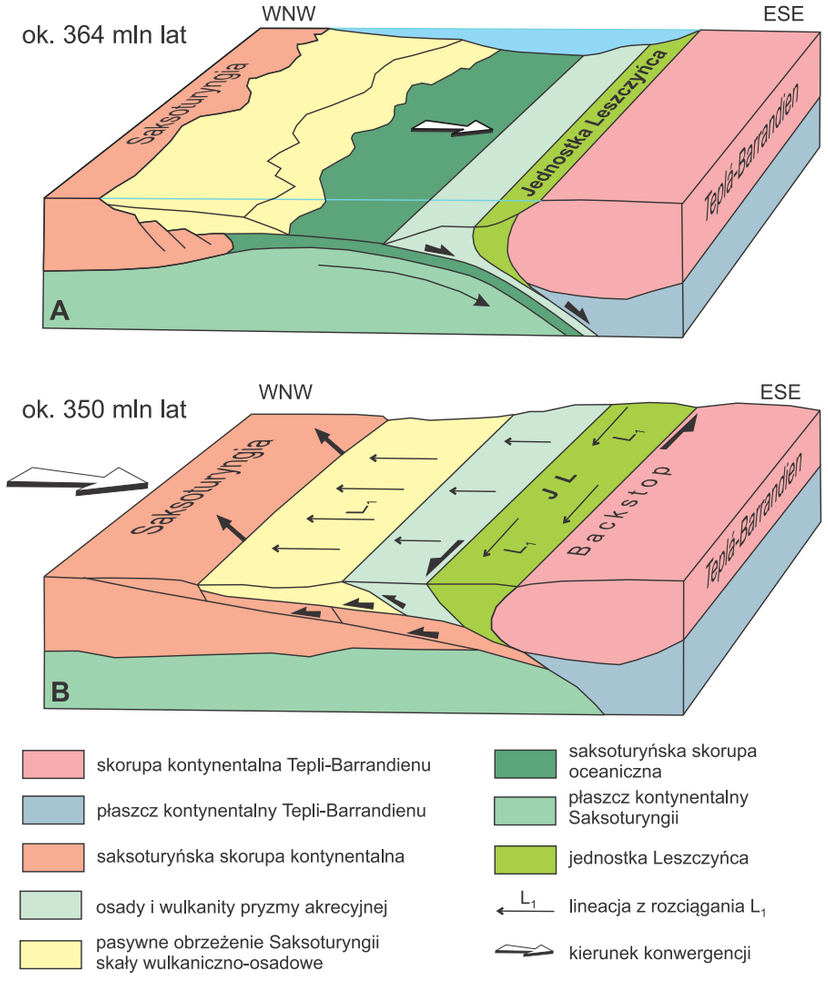


FIG. 8. Diagram interpretacyjny ilustrujący scenariusz geodynamiczny oparty na pracy Młynarskiej i in. (2024). A jednostka Leszczyńca wciągnięta w strefę subdukcji poprzez erozję subdukcyjną górnej płyty. Pryzma akrecyjna i skały kanału subdukcyjnego obejmują metabazyty oddzielone od subdukującej płyty oceanicznej (przyszłe składniki środkowego allochtonu), które doświadczyły metamorfizmu facji niebieskich łupków. Skały osadowe pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego zawierają protolity przyszłego dolnego allochtonu i część allochtonu środkowego. B przejście od subdukcji oceanicznej do kontynentalnej, po zamknięciu oceanu saksoturyńskiego. Intensywne skracanie wschód–zachód przed masywem oporowym (backstop), utworzonym przez górną płytę Tepli-Barrandienu, doprowadziło w jednostce Leszczyńca do powstania stromo ustawionej foliacji o biegu północ–południe oraz lineacji rozciągania prostopadłej do kierunku skracania. JL – jednostka Leszczyńca.

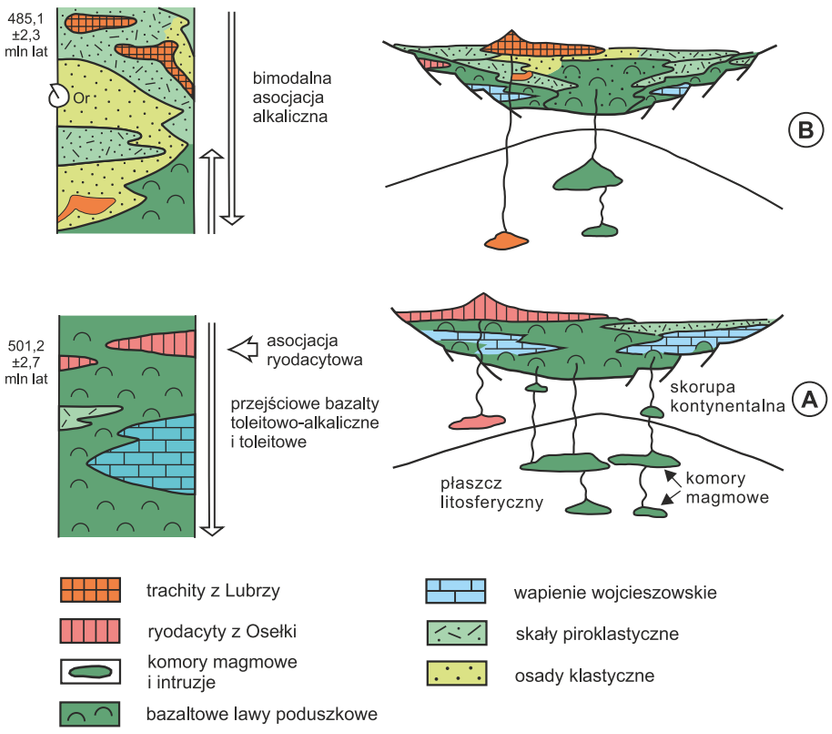


FIG. 9. Model inicjacji ryftu kontynentalnego na północnym obrzeżeniu Gondwany (od a do b), który ilustruje formowanie się dolnej części sukcesji kaczawskiej (Furnes i in., 1994; Kryza i in., 2008 – zmodyfikowano)

lat), wskazujące na wytapianie ze starego materiału skorupowego (Kryza i in., 2007b). Natomiast lawy trachitowe, umiejscowione 16 mln lat później, reprezentują kwaśne człony alkalicznej, bimodalnej sukcesji magmowej pochodzącej z płaszcza, na co wskazuje ich charakter geochemiczny i wartości εNd od +1,9 do +3,7 (Furnes i in., 1994). Metatrachity zawierają tylko kilka odziedziczonych ziaren cyrkonu, co wskazuje na niedosycenie magmy alkalicznej w Zr i prawdopodobnie prawie całkowite rozpuszczenie cyrkonów odziedziczonych (Kryza i in., 2007b). Wyniki te datują początek wulkanizmu typu ryftowego, którego produkty występują w dolnej części sukcesji kaczawskiej (fig. 9; Kryza, Zalasiewicz, 2008), na wczesny ordowik.

Widma wiekowe cyrkonów detrytycznych z łupków radzimowickich, tworzących wewnętrznie spójną sukcesję osadową w dolnej części jednostki kaczawskiej, wskazują na maksymalny wiek depozycji 512–493 mln lat temu (Tyszka i in., 2008). Ten późnokambryjski wiek w połączeniu z dowodami stratygraficznymi (fig. 9) sugeruje, że sedymentacja łupków radzimowickich była synchroniczna lub nastąpiła bezpośrednio po umiejscowieniu ryodacytów i trachitów (Kryza i in., 2007b), co jest zgodne z wcześniejszymi ustaleniami opartymi o konodonty (Urbanek, Baranowski, 1986). W konsekwencji depozycja osadów będących prekursorem łupków radzimowickich wyznacza początek ordowickiego ryftu kontynentalnego związanego z fragmentacją północnego obrzeżenia Gondwany (Kryza, Zalasiewicz, 2008). Znaczna populacja ediakarskich cyrkonów detrytycznych, datowanych na 550–650 mln lat, odzwierciedla dostawę materiału detrytycznego z różnych źródeł kadomskich (Tyszka i in., 2008).

Stopień metamorfizmu skał kaczawskich jest różny w różnych jednostkach tektonicznych: od anchizonalnego i bardzo niskiego stopnia w niektórych ciałach melanżowych do warunków facji niebieskich łupków i zieleńcowej w innych częściach kompleksu skalnego (Kryza, Zalasiewicz, 2008). Wczesne warunki metamorfizmu wysokociśnieniowego w facji niebieskich łupków w temperaturze ok. 300–400°C i przy ciśnieniu powyżej 8 kbar są udokumentowane przez paragenezę glaukofanu, reliktowego jadeitu i fengitu, występującego w jądrach kryształów jasnego łyszczyku. Na zespół mineralny facji niebieskich łupków nałożyły się później efekty metamorfizmu w facji zieleńcowej w temperaturze ok. 350–450°C i poniżej 6–8 kbar (Kryza i in., 1990, 2011). Uważa się, że metamorfizm wysokociśnieniowy miał miejsce ok. 360 mln lat temu, analogicznie do metamorfizmu datowanego w niebieskich łupkach masywu karkonosko-izerskiego (Maluski, Patočka, 1997; Konopásek i in., 2019). Jednak niepublikowane dane ^{40}Ar-^{39}Ar pokazują szeroki rozrzut pojedynczych wieków punktowych między ok. 403 a 303 mln lat (A. Willner, inf. ustna). Dodatkowo izochrony mineralne Rb-Sr ujawniają wiek w zakresie 344–329 mln lat (A. Willner, inf. ustna). Kaczawskie jednostki płaszczowinowe zostały nasunięte ku północnemu zachodowi w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej. Następnie były one kilkakrotnie fałdowane w coraz bardziej kruchych warunkach (Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Cymerman, 2002), prawdopodobnie równocześnie z powtarzającymi się ruchami przesuwczymi na sąsiadującym uskoku śródsudeckim (Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997).

Uważa się, że jednostka kaczawska przedłuża się w kierunku zachodnim w zgorzeleckie pasmo łupkowe (Jaeger, 1964; Hirschmann, 1966; Urbanek i in., 1995). Pogląd ten, choć szeroko rozpowszechniony ze względu na geograficzną bliskość obu jednostek, nie wyjaśnia jednak istotnych różnic w stratygrafii, wieku deformacji i zmienności stopnia metamorfizmu między nimi. Paleozoiczna sukcesja zgorzeleckiego pasma łupkowego jest niezmetamorfizowana lub bardzo słabo zmetamorfizowana, podczas gdy jednostka kaczawska, przynajmniej we wschodniej i środkowej części jej rozległego obszaru, wykazuje metamorfizm w facji zieleńcowej, zawierając relikty facji niebieskich łupków. Co więcej, produkty ordowickiego wulkanizmu rozpowszechnione w sukcesji kaczawskiej są nieobecne w paśmie łupkowym Zgorzelca. To ostatnie nie zawiera rozległych ciał sylurskich wulkanitów maficznych typu MORB, a jego dewońskie osady reprezentują płytsze facje osadowe niż te z jednostki kaczawskiej. Skały dolnego karbonu zostały jak dotąd jednoznacznie rozpoznane w centralnej i wschodniej części jednostki kaczawskiej, chociaż podejrzewa się wiek wczesnokarboński dla niektórych ciał melanżowych (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000). Jednocześnie fragmenty skał kaczawskich facji zieleńcowej są obficie obecne jako otoczaki w zlepieńcach środkowego wizenu na północnym obrzeżeniu basenu śródsudeckiego (Teisseyre, 1971, 1975). W związku z tym metamorfizm, deformacja i ekshumacja przynajmniej części jednostki kaczawskiej musiały mieć miejsce w trakcie środkowego wizenu. Z drugiej strony osady dolnego karbonu w najbardziej na zachód wysuniętej części jednostki kaczawskiej sięgają w górę do dolnej części górnego wizenu, co zostało udokumentowane stratygrafią konodontową (Chorowska, 1978). Na tym obszarze skały paleozoiczne tworzą wydłużony wąski pas przylegający do uskoku śródsudeckiego i łączą się w kierunku zachodnim ze zgorzeleckim pasmem łupkowym. Według Milewicza i in. (1989) i Cymermana (2002) ten pas skał paleozoicznych jest tektonicznie podzielony na dwa segmenty o różnych stopniach metamorfizmu. Segment wschodni wykazuje metamorfizm facji zieleńcowej, typowy dla skał kaczawskich, natomiast segment zachodni (jednostka Lubania) uległ bardzo słabemu metamorfizmowi i zawiera fragmenty wapieni wizeńskich występujące w obrębie melanżu (Chorowska, 1978). W związku z tym zgorzeleckie pasmo łupkowe rozciąga się prawdopodobnie dalej na południowy wschód niż wcześniej sądzono i obejmuje swym zasięgiem jednostkę Lubania (Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006a).

Basen północnosudecki

Basen północnosudecki (zob. też podrozdział 5.2.2) jest dużą strukturą późno- i postorogeniczną, położoną pomiędzy dwiema ważnymi strefami uskokowymi, uskokiem sudeckim brzeżnym na północy i uskokiem śródsudeckim na południu (fig. 1). Basen jest depresją o kierunku WNW–ESE, z systemem rowów i zrębów w południowej i wschodniej części (np. Kowalski, 2020). Wypełnienie basenu obejmuje utwory od najwyższego karbonu do górnej kredy, z dużą przerwą obejmującą górny trias, jurę i dolną kredę. Dolna część wypełnienia basenu (górny karbon–dolny perm) to kontynentalna, wulkaniczno-sedymentacyjna sukcesja głównie osadów silikoklastycznych. Podłoże basenu północnosudeckiego stanowią skały metamorficzne należące do jednostki kaczawskiej (Baranowski i in., 1990). Basen północnosudecki powstał jako późnowaryscyjskie zapadlisko śródgórskie, związane z tektoniką ekstensyjną i transtensyjną kluczową podczas późnych etapów orogenezy waryscyjskiej (McCann i in., 2006).

Koncentraty cyrkonów z najważniejszych ryolitowych jednostek wulkanicznych z sukcesji kontynentalnej basenu północnosudeckiego obejmującej najwyższy karbon (górny pensylwan) i najniższy perm (cisural) dały nakładające się średnie wieki ^{206}Pb-^{238}U w zakresie 294–292 mln lat (Awdankiewicz i in., 2014). Jedna próbka została wydatowana na 288 ±4 mln lat, co odzwierciedla podrzędny, późniejszy etap aktywności (sub)wulkanicznej, wkrótce po którym nastąpił wulkanizm maficzny (Awdankiewicz i in., 2014). Próbki ryolitu zawierały bardzo niewiele cyrkonów odziedziczonych, prawdopodobnie ze względu na ograniczony udział źródeł skorupowych w wytapianiu magmy lub z powodu resorpcji starszych cyrkonów przez stopy o niskim nasyceniu Zr (Awdankiewicz i in., 2014).

Masyw sowiogórski

Masyw sowiogórski w Sudetach Środkowych (fig. 1) jest jednostką ograniczoną głównie późnoorogenicznymi uskokami i obejmuje skały wysokiego i średniego stopnia metamorfizmu, wśród których dominują paragnejsy migmatyczne, podczas gdy mniej liczne ortognejsy znajdują się głównie w południowo-zachodniej części masywu (Grocholski, 1967; Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990). Paragnejsy zawierają budiny granulitu felzytowego o rozmiarach rzędu setek metrów, czasami związane z soczewkami amfibolitów, które lokalnie zawierają skały ultramaficzne lub marmury (Grochol-

ski, 1967; Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990; Gunia, 1999). Metabazyty są zróżnicowane pod względem składu chemicznego, wykazując charakterystykę właściwą dla kontynentalnego łuku magmowego lub wzbogaconego toleitu typu MORB i wydają się należeć do różnych sukcesji magmowych (Winchester i in., 1998). W oparciu o dyskusyjne mikroskamieniałości występujące w nielicznych wychodniach marmurów zamkniętych w soczewkach amfibolitowych, protolit skał metaosadowych masywu sowiogórskiego został uznany za sukcesję osadową zdeponowaną w późnym ediakarze i kambrze (Gunia, 1999).

Większość paragnejsów i migmatytów masywu sowiogórskiego została uznana za wywodzącą się z szarogłazów lub protolitów pelityczno-psamitowych (Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990; O'Brien i in., 1997). Paragnejsy stopniowo przechodzą w granulity, a zatem te ostatnie przypuszczalnie pochodzą z osadów arkozowych lub pelitycznych (Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1990; O'Brien i in., 1997). Tylko południowo-zachodnia część masywu zawiera znaczną ilość ortognejsów pochodzących z prekursorów magmowych, datowanych na ok. 500 mln lat metodą U-Pb na cyrkonach (Kröner, Hegner, 1998). Warunki ciśnienia i temperatury dla metamorfizmu paragnejsów są szacowane na podstawie konwencjonalnej geotermobarometrii na 600–650°C i 5–7 kbar (Budzyń i in., 2004). Warunki piku metamorfizmu w granulitach felzytowych obliczono na 18–20 kbar i 900°C, podczas gdy późniejsza retrogresja miała miejsce w warunkach 4–10 kbar i 600–700°C (Kryza i in., 1996; O'Brien i in., 1997). Jastrzębski i in. (2021a) przedstawili niedawno nieco niższe szacunki szczytowych warunków metamorfizmu (740–750°C, 17–18 kbar). Ciała amfibolitów lokalnie zachowują przypuszczalne relikty zespołu mineralnego facji eklogitowej lub granulitowej (Kryza i in., 1996), ale większość amfibolitów zawiera paragenezy wskazujące na warunki górnego zakresu temperatur i ciśnień facji amfibolitowej 700–800°C i 8–9 kbar (Dziedzic, 1995). Rzadko występujący perydotyt w asocjacji z amfibolitem zachował zapis warunków metamorficznych szacowanych na ok. 1300°C i 20–30 kbar (Bakun-Czubarow, 1983). Nejbert i in. (2013) opisali retrogresywne ciało eklogitowe we wschodniej części masywu sowiogórskiego (kamieniołom w Piławie Górnej). Oszacowali oni szczyt warunków metamorfizmu na 730–840°C i 20–25 kbar korelując to wydarzenie metamorficzne z wiekiem Lu-Hf eklogitu (Grt-Cpx-WR; układ granat – klinopiroksen – cała skała), datowanego na 390,3 ±1,6 mln lat. Cyrkony z granulitów zostały datowane przez O'Briena i in. (1997) na 401 ±9.7 mln lat, a przez Kryzę, Fanninga (2007) na ok. 395 mln lat; wieki te zostały zinterpretowane jako czas metamorfizmu facji granulitowej. Migmatyczne i nebulitowe paragnejsy i leukosomy były datowane metodą U-Pb na monacycie na 381 ±2 mln lat (van Breemen i in., 1988) i między ok. 383 a ok. 378 mln lat (Bröcker i in., 1998; Timmermann i in., 2000). Wiek Sm-Nd (Grt-Cpx-Opx-WR; układ granat–klinopiroksen–ortopiroksen–cała skała) równy 403 i 386 mln lat uzyskano odpowiednio dla jądra oraz obrzeży granatu i klinopiroksenu z perydotytów (Brueckner i in., 1996). Późniejsze chłodzenie paragnejsów zostało datowane metodą Rb-Sr na próbkach biotytu i całej skały na ok. 370–360 mln lat (van Breemen i in., 1988; Bröcker i in., 1998). Czas chłodzenia został dodatkowo sprecyzowany przez oznaczenie metodą ^{40}Ar-^{39}Ar wieku plateau na hornblendzie i łyszczyku, które dały wartości, odpowiednio 390–380 mln lat i 382–372 mln lat (Schneider i in., 2006). Gnejsowe otoczaki w zlepieńcach najwyższego dewonu i najniższego karbonu basenu Świebodzic rejestrują końcową ekshumację masywu sowiogórskiego (Porębski, 1990).

Masyw sowiogórski był dotąd interpretowany jako allochtoniczna, daleko przemieszczona płaszczowina lub terran (Kossmat, 1927; Behr i in., 1984; Matte i in., 1990). Co więcej, Franke i in. (1993) i Bröcker i in. (1998) wskazali na podobieństwa między pozycją tektoniczną masywów sowiogórskiego i Münchbergu. Kryza i in. (1996) zaproponowali, w oparciu o dane termobarometryczne i geochronologiczne, że granulity reprezentują część skorupy kontynentalnej, która została subdukowana do głębokości płaszcza, a następnie ekshumowana przez siły wyporu na wczesnym etapie orogenezy waryscyjskiej. Protolity granulitów i paragnejsów są geochemicznie analogiczne do szarogłazów fliszowych i wskazują na depozycję w środowisku kontynentalnego łuku magmowego albo aktywnego obrzeżenia kontynentalnego zdominowanego przez detrytus kambryjski (Tabaud i in., 2020). Widma wiekowe cyrkonów detrytycznych rejestrują dominującą populację ziaren od ediakaru do kambru (600–493 mln lat) z rzadkimi klastrami reprezentującymi starsze wieki (2100–1900 mln lat i 2700–2400 mln lat). Dane te odzwierciedlają pery-gondwańską proweniencję masywu sowiogórskiego i ograniczają możliwy wiek protolitu osadowego paragnejsów do środkowego–późnego kambru (Tabaud i in., 2020). Obwódki cyrkonów rejestrują dwa epizody wzrostu, jeden ok. 402–397 mln lat temu, który prawdopodobnie jest zapisem wysokociśnieniowego zdarzenia metamorficznego, a drugi ok. 393–379 mln lat temu, który odpowiada czasowi zdarzenia wysokotemperaturowego, w tym migmatyzacji związanej z dekompresją (Tabaud i in., 2020). W związku z tym protolit masywu sowiogórskiego można uznać za osadowe wypełnienie środkowo-późnokambryjskiego basenu przed- lub załukowego, który został subdukowany do głębokości płaszcza we wczesnym dewonie, a następnie ekshumowany podczas późnego dewonu. Związany z tym metamorfizm w większości ustał przed końcem dewonu, tj. przed rozpoczęciem depozycji w basenach Świebodzic i bardzkim.

Ofiolit środkowosudecki

Ofiolit środkowosudecki składa się z kilku ciał maficznych i ultramaficznych, które występują wzdłuż północnej (ofiolit Ślęży), wschodniej (masywy serpentynitowe Szklar i Braszowic) i południowo-zachodniej (masyw gabrowo-diabazowy Nowej Rudy) krawędzi masywu sowiogórskiego. Ofiolit składa się ze zserpentynizowanych perydotytów, gabr i law poduszkowych (Borkowska, 1985; Majerowicz, Pin, 1994; Floyd i in., 2002), które są albo niezmetamorfizowane, albo wykazują metamorfizm dolnego zakresu temperatur i ciśnień facji zieleńcowej (Kryza, Pin, 2010). Dewońska ekshumacja ofiolitu środkowosudeckiego (ok. 383 mln lat temu) jest udokumentowana przez występowanie przedpóźnodewońskiej powierzchni erozyjnej przecinającej masyw Nowej Rudy. Sytuacja ta odnosi się bezpośrednio tylko do ofiolitu Nowej Rudy, ale może dotyczyć również innych ofiolitów, ponieważ wszystkie te ciała wykazują podobne cechy geochemiczne (Pin i in., 1988; Kryza, Pin, 2010) i prawdopodobnie reprezentują części jednej rozczłonkowanej sukcesji ofiolitowej.

Przez szereg lat przyjmowany wiek dewońskiej obdukcji i ekshumacji ofiolitu środkowosudeckiego był sprzeczny z pierwszymi datowaniami izotopowymi jego protolitu. Analiza Sm-Nd całych skał dała wiek wczesnokarboński między 353 a 351 mln lat z dużym marginesem błędu (Pin i in., 1988). Jednak Oliver i in. (1993) określili sylurski wiek magmowy (420 +20/-2 mln lat) dla gabr Ślęży na podstawie konwencjonalnej metody cyrkonowej U-Pb. Nowszy wiek U-Pb równy 400 +4/-3 mln lat (Dubińska i in., 2004), uzyskany na abradowanych, niskotemperaturowych cyrkonach ze zrodingityzowanego plagiogranitu, został zinterpretowany jako odpowiadający wiekowi serpentynizacji/rodingityzacji i uznany za minimalny wiek ich magmowego protolitu. Najnowsze datowanie cyrkonu U-Pb, wykorzystujące metodę CA-ID-TIMS, zawęziło wiek ofiolitu środkowosudeckiego (Awdankiewicz i in., 2021). Ksenokryształy cyrkonu z gabra felzytowego masywu Ślęży zostały wydatowane na 404,8 ±0,3 mln lat, a młodsze kryształy na 402,6 ±0,2 mln lat. Te ostatnie określają ostateczny wiek krystalizacji gabra. Identyczny wiek 402,7 ±0,3 mln lat otrzymano dla plagiogranitu z masywu Nowa Ruda–Słupiec, a plagiogranit z masywu Braszowice–Brzeźnica dał podobny, ale mniej wiarygodny wiek >401,2 mln lat. W związku z tym różne masywy ofiolitu środkowosudeckiego są uważane przez Awdankiewicza i in. (2021) za tektonicznie rozczłonkowane fragmenty pojedynczej domeny oceanicznej utworzonej ok. 402,7–402,6 mln lat temu (wczesny dewon – ems).

Ciała ofiolitowe zawierają mocno zubożone harzburgitowe fragmenty płaszcza z dajkami gabrowymi oraz lokalnymi wystąpieniami głównie izotropowych dużych ciał gabrowych, a także skał wulkanicznych (Dubińska, Gunia, 1997; Wojtulek i in., 2021). Skład pierwiastków śladowych zarówno dla skał plutonicznych, jak i wulkanicznych wykazuje powinowactwo do zubożonych skał N-MORB (Floyd i in., 2002; Wojtulek i in., 2021). Skały ultramaficzne lokalnie zawierają pochodzące z perkolacji stopu agregaty klinopiroksenowo-oliwinowe i chromity (np. Wojtulek i in., 2019). Ciała gabrowe składają się z różnie wyewoluowanych skał, głównie kumulatów, podczas gdy skały wulkaniczne tworzą stosunkowo monotonną sekwencję bazaltową (Wojtulek i in., 2021). Protolit harzburgitowy i mineralizacja chromitowa sugerują formowanie się części płaszczowej ofiolitu środkowosudeckiego przy średnim lub szybkim tempie spreadingu (Wojtulek i in., 2019). Z kolei część plutoniczna ofiolitu, złożona głównie z izotropowych gabr, wykazuje cechy typowe dla skorupy oceanicznej powstałej przy powolnym spreadingu. Może to sugerować, że ultramaficzne i maficzne części ofiolitu środkowosudeckiego nie tworzą ciągłej sekwencji ofiolitowej (Wojtulek i in., 2019). Tym samym ofiolit środkowosudecki prawdopodobnie zawiera rozczłonkowane fragmenty litosfery, które powstały w wyewoluowanym basenie załukowym (Wojtulek i in., 2019, 2021). Wpływ fluidów i stopów związanych z subdukcją wzrastał wraz z upływem czasu, od znikomego podczas formowania się dominujących skał magmowych typu grzbietu śródoceanicznego do znacznego na późniejszych etapach, kiedy tworzyły się rodingity, epidozyty i inne podrzędne litologie (Awdankiewicz i in., 2021).

Masyw kłodzki

Masyw kłodzki obejmuje stos płaszczowin, powstały w wyniku nasuwania ku WNW i spoczywający na zasadniczo niezmetamorfizowanym ofiolicie Nowej Rudy (Mazur i in., 2004). Masyw kłodzki składa się z sześciu jednostek tektonicznych (fig. 10), w skład których od dołu do góry wchodzą: (1) jednostka Małego Bożkowa, obejmująca środkowodewońską (żywecką) progradacyjną sekwencję szelfową (Hladil i in., 1999), (2) ciało melanżowe o nieznanym wieku, określane jako jednostka Łącznej (Mazur i in., 2004), (3) jednostka Bierkowic, składająca się z paleozoicznej (?) monotonnej sekwencji maficznych skał wulkanicznych z sygnaturą geochemiczną bazaltów wewnątrzpłytowych (Kryza i in., 2003), (4) gabra

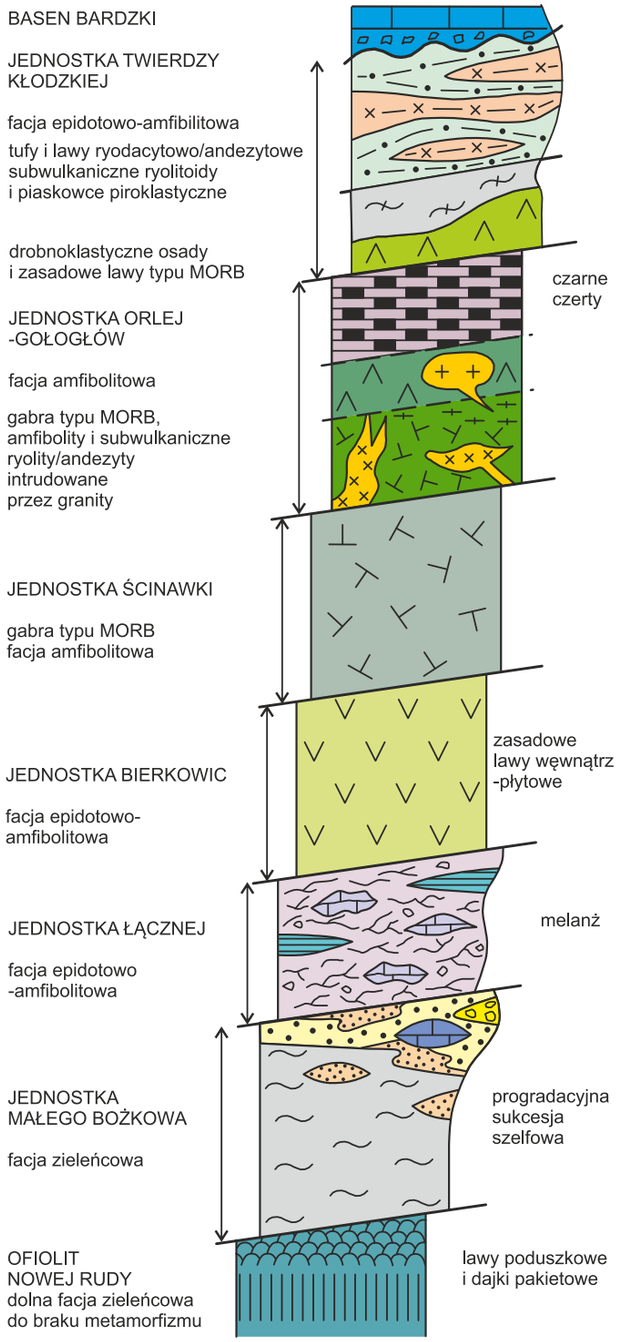


FIG. 10. Kolumna litotektoniczna masywu kłodzkiego

typu MORB jednostki Ścinawki (Kryza i in., 2003), które wykazują powinowactwo do (5) jednostki Orlej–Gołogłów, składającej się z neoproterozoicznych gabr typu MORB i wulkanitów maficznych (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2004), związanej z nielicznymi ciałami felzytowych skał subwulkanicznych, którym lokalnie towarzyszą czarne czerty (te ostatnie są intrudowane przez niewielki późnokambryjski granit, przekształcony następnie w gnejs Ścinawki), (6) jednostka Twierdzy Kłodzkiej, składająca się z dystalnych osadów fliszowych, zawierających lawy bazaltowe, piaskowce piroklastyczne i tufy dacytowe/andezytowe (Mazur i in., 2004). Stopień metamorfizmu wzrasta w masywie kłodzkim w górę od facji zieleńcowej do amfibolitowej, z wyjątkiem najwyższej jednostki, która wykazuje metamorfizm facji epidotowo-amfibolitowej (Mazur i in., 2004, 2015).

Wyniki analiz geochemii całej skały i izotopów Nd pokazują, że jednostka Orlej–Gołogłów charakteryzuje się asocjacją wapniowo-alkalicznych, felzytowych skał metawulkanicznych z metagabrami i kumulatami o zmiennych cechach zawartości pierwiastków śladowych, częściowo przypominających N-MORB i sugerujących nadsubdukcyjne środowisko ich umiejscowienia (Kryza i in., 2003). Datowanie koncentratów cyrkonu metodą U-Pb przy użyciu techniki ID-TIMS pozwoliło określić wiek protolitu gnejsu gabrowo-plagioklazowego na 590,1 ±7 mln lat (Mazur i in., 2004). Dwie próbki ortognejsów Ścinawki z jednostki Orlej–Gołogłów dały wieki 500,4 ±3,1 i 500,2 ±4,9 mln lat, interpretowane jako wiek krystalizacji prekursorów granitowych (Mazur i in., 2004). Jednostka Twierdzy Kłodzkiej składa się ze zróżnicowanej sukcesji wulkaniczno-osadowej z zieleńcami, fyllitami, łupkami albitowo-chlorytowymi i skałami metawulkanicznymi pośrednimi do kwaśnych. Geochemia tych ostatnich może sugerować pochodzenie ze środowiska związanego z subdukcją (Kryza i in., 2003). Środkowa część jednostki Twierdzy Kłodzkiej jest zdominowana przez łupki albitowo-chlorytowe z kilkoma wkładkami zmetamorfizowanych ryodacytów/dacytów i andezytów. Analizy cyrkonów ze zmetamorfizowanych skał piroklastycznych (Mazur i in., 2015) dały jednorodną populację cyrkonów datowaną na 536 ±2 mln lat i interpretowaną jako reprezentatywna dla wieku magmowego prekursora warstwy tufu.

O tektonicznym charakterze kontaktów między różnymi jednostkami masywu kłodzkiego wnioskowano na podstawie ich kontrastowych ścieżek metamorficznych oraz różnic w litostratygrafii i pokrewieństwie paleośrodowiskowym (Mazur i in., 2004). Strukturalnie niższe jednostki Małego Bożkowa, Łącznej i Bierkowic w północno-wschodniej części masywu kłodzkiego składają się, przynajmniej częściowo, ze środkowodewońskich osadów i skał wulkanicznych pochodzących z pasywnego obrzeżenia kontynentalnego (fig. 10). Górne jednostki Ścinawki, Orlej–Gołogłów i Twierdzy Kłodzkiej w południowo-zachodniej części masywu są reprezentowane przez sukcesje magmowe i wulkaniczno-osadowe wieku neoproterozoicznego do kambryjskiego (Mazur i in., 2004, 2015), które mogą wspólnie reprezentować dno i wypełnienie kadomskiego basenu załukowego (fig. 11). Neoproterozoiczne, paleoproterozoiczne i archaiczne populacje cyrkonów odziedziczonych i detrytycznych wskazują na pokrewieństwo protolitów skał masywu kłodzkiego z Gondwaną (Mazur i in., 2015).

Środkowo-późnodewoński wiek fałdowania i metamorfizmu w masywie kłodzkim i sąsiednim masywie ofiolitowym Nowej Rudy został wyznaczony na podstawie niezgodności w spągu niezmetamorfizowanych osadów późnego franu lub najwcześniejszego famenu, spoczywających na krystalicznych skałach podłoża tych masywów. Niezgodność ta została po raz pierwszy opisana przez Bederkego (1924), a ostatnio jej obecność potwierdzili Kryza i in. (1999). Najpełniejszy profil górnodewońskiej sukcesji w spągowej partii jednostki bardzkiej odsłania się na górze Wapnica w Dzikowcu, w sąsiedztwie masywu Nowej Rudy (np. Bederke, 1924; Mazur, 1987). Niezgodność, która ścina skały metamorficzne masywu kłodzkiego i masywu Nowej Rudy, prawdopodobnie rozwinęła się w przedziale czasowym ok. 10 mln lat między wczesnym żywetem a późnym franem. Sugeruje to późnofrański/fameński wiek wapieni, które bezpośrednio zalegają na zlepieńcach podstawowych (Gürich, 1902; Bederke, 1929; Schindewolf, 1937) oraz wczesnożywecki wiek fauny koralowcowej z wapieni krystalicznych facji zieleńcowej jednostki Małego Bożkowa (Hladil i in., 1999). Obecność tej niezgodności sugeruje, że na przełomie środkowego i późnego dewonu świeżo zdeformowane i zmetamorfizowane skały zostały odsłonięte i przykryte osadami basenu bardzkiego, które ostatecznie zostały sfałdowane przy końcu wizenu–namuru (Oberc, 1972). Bederke (1929) uważał tę niezgodność za dowód na przeważającą rolę orogenezy kaledońskiej w Sudetach, pogląd dominujący w geologii sudeckiej do lat siedemdziesiątych i wciąż powracający, w zmodyfikowanej formie, w niektórych współczesnych publikacjach (Oliver i in., 1993; Johnston i in., 1994; Kröner, Hegner, 1998), które spotkały się jednak ze zdecydowaną krytyką (Aleksandrowski, 1994; Żelaźniewicz, Franke, 1994; Aleksandrowski i in., 2000)

Basen śródsudecki

Basen śródsudecki to syn- i postorogeniczny, stosunkowo duży (70 × 35 km) basen śródgórski (fig. 1), który został zainicjowany w późnym środkowym wizenie (Turnau i in., 2002) w wyniku kolapsu ekstensyjnego wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego ku południowemu wschodowi (fig. 7; Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001). Basen pozostawał aktywny w karbonie i permie i zawiera do 10 km osadów klastycznych tego wieku (Nemec i in., 1982; Dziedzic, Teisseyre, 1990). Jego osady wczesnokarbońskie były efektem szybkiego, późnoorogenicznego wypiętrzania otaczających obszarów, któremu towarzyszyła ekshumacja świeżo zdeformowanych i zmetamorfizowanych sudeckich kompleksów krystalicznych. Osady dolnego karbonu składają się głównie z gruboziarnistych osadów stożków aluwialnych nagromadzonych w środowisku kontynentalnym wzdłuż aktywnych uskoków (Teisseyre, 1975). Podczas późnego wizenu basen był wypełniany osadami deltowymi, które stopniowo przechodziły w płytkie osady morskie. Seria górnokarbońska składa się głównie z węglonośnej molasy, po której następują wczesnopermskie kontynentalne osady klastyczne zdeponowane w warunkach suchego klimatu (Wojewoda, Mastalerz, 1989). W mezozoiku sukcesja wypełniająca basen śródsudecki została przykryta przez dolnotriasowe klastyki kontynentalne o miąższości ok. 100 m i górnokredowe osady płytkomorskie, których dzisiejsza miąższość sięga 900 m.

Kilka impulsów wulkanizmu, osiągających punkt kulminacyjny we wczesnym permie, towarzyszyło rozwojowi basenu śródsu-

deckiego (Awdankiewicz, 1999a, 2004, 2022). Zidentyfikowano dwa główne etapy magmatyzmu w późnym karbonie i wczesnym permie (Awdankiewicz, 2022). Wulkanizm karboński miał miejsce w okresie westfal–stefan w dwóch podetapach ok. 313–310 mln lat i 306–305 mln lat (Awdankiewicz, 2022). Lokalne fałdowanie sukcesji karbońskiej osiągnęło maksimum ok. 303–300 mln lat temu (gżel) w sąsiedztwie uskoku śródsudeckiego, w związku z późnymi ruchami lewoprzesuwczymi wzdłuż tej regionalnej struktury (por. Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Umiejscowienie niewielkich intruzji subwulkanicznych ok. 293 mln lat temu zakończyło aktywność magmową w północnej części basenu śródsudeckiego, podczas gdy wczesnopermski wulkanizm rozwinął się na szeroką skalę w jego części południowej (Awdankiewicz, 2022). Liczne lawy bazaltowe i ryolitowe oraz subwulkaniczne intruzje ujawniają sygnatury geochemiczne ewoluujące od środowiska nadsubdukcyjnego do środowiska wewnątrzpłytowego odpowiednio w późnym karbonie i wczesnym permie (Awdankiewicz, 1999b; Ulrych i in., 2004). Po kilku impulsach subsydencji i magmatyzmu, wulkanizm i sedymentacja ustały w basenie śródsudeckim odpowiednio przed i we wczesnym późnym permie.

Basen Świebodzic

Basen Świebodzic to fragment wczesnowaryscyjskiego morskiego basenu sedymentacyjnego o charakterze zapadliska tektonicznego, który powstał na północnym przedpolu gnejsowego masywu sowiogórskiego. W późnym dewonie i wczesnym karbonie został wypełniony terygenicznymi, gruboklastycznymi utworami o niskiej dojrzałości teksturalno-petrograficznej, osiągającymi łączną miąższość wynoszącą co najmniej 4000 m (Porębski, 1981, 1990). W dolnej części wypełnienia basenu zlepieńce są przeławicone grubymi pakietami mułowców zawierającymi turbidyty piaskowcowe i nieliczne soczewki wapieni. Sukcesja Świebodzic reprezentuje utwory podwodnych partii delt stożkowych zasilanych przez stożki aluwialne rozwinięte na przedpolu aktywnej skarpy uskokowej, która ograniczała basen od południa i południowego zachodu. Sedymentacja w podwodnych częściach skłonów deltowych była zdominowana przez grawitacyjne spływy masowe o wysokiej koncentracji i prądy zawiesinowe (Porębski, 1981, 1990). Wachlarzowaty system paleoprądów w kierunku NNE oraz skład petrograficzny otoczaków wskazują na dostawę materiału klastycznego z masywu sowiogórskiego i hipotetycznego masywu południowego. Materiał polimiktyczny pochodzący z erozji masywu południowego był dostarczany do basenu przez cały okres sedymentacji sukcesji Świebodzic, natomiast erozja masywu sowiogórskiego rozpoczęła się na większą skalę w późnym famenie (Porębski, 1981, 1990).

Basen Świebodzic o romboidalnym kształcie ma charakter synklinorium (Teisseyre, 1956, 1968). Jest on odgraniczony od sąsiednich jednostek tektonicznych walnymi dyslokacjami (fig. 1). Od południa uskok Szczawienka oddziela go od masywu sowiogórskiego, podczas gdy południowo-zachodnią granicę stanowi dyslokacja Strugi, wzdłuż której utwory basenu Świebodzic są nasunięte na dolny karbon basenu śródsudeckiego. Północno-wschodnia granica przebiega wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego, natomiast od północy na utwory basenu Świebodzic są nasunięte serie metamorficzne jednostki kaczawskiej. Tektonika basenu Świebodzic jest skomplikowana, szczególnie w strefie kontaktu z jednostką kaczawską (Porębski, 1981). Południowo-wschodnią część basenu tworzy synklinalny blok Pogorzały zbudowany ze skał dewońskich. W kierunku północnym blok Pogorzały jest nasunięty na zlepieńce górnego dewonu i dolnego karbonu synkliny Lubiechowa. Zlepieńce te budują także środkową i zachodnią część depresji, gdzie biegi warstw są zbliżone do równoleżnikowego, a upady strome, nawet pionowe. W południowo-zachodniej części tego obszaru zaznacza się synklina, zwana synkliną Szczawienka, której oś leży na przedłużeniu synklinalnego bloku Pogorzały. Synklina Szczawienka jest ścięta przez uskok Strugi i towarzyszące mu brekcje. Sfałdowanie i blokowe wypiętrzenie utworów basenu Świebodzic miały miejsce przed osadzeniem się najniższych formacji basenu śródsudeckiego (środkowy wizen), na co wskazuje obecność skał typowych dla basenu Świebodzic w formie otoczaków w obrębie najstarszych zlepieńców kulmu śródsudeckiego (Teisseyre, 1968).

Jednostka bardzka

Sukcesja osadowa **jednostki bardzkiej** składa się z niezmetamorfizowanych wapieni górnego dewonu i dolnokarbońskiego fliszu, który jest przykryty osadami dzikiego fliszu (fig. 2; Wajsprych, 1978, 1986). Dziki flisz zawiera duże olistolity dolnopaleozoicznych (ordowik i sylur) i dewońskich osadów głębokomorskich (Haydukiewicz, 1990). Sukcesja bardzka została sfałdowana na przełomie wczesnego i późnego karbonu w fałdy o przebiegu wschód–zachód i intrudowana przez kłodzko-złotostocki pluton granitoidowy. Ponowne fałdowanie w późnym karbonie wytworzyło fałdy o orientacji NE–SW do N–S, nałożone na starsze struktury o przebiegu równoleżnikowym (Oberc, 1972). Poddany kilkukrotnemu fałdowaniu basen wykazuje obecnie złożoną tektonikę i jest zwykle określany w literaturze jako jednostka lub struktura bardzka (np. Oberc, 1972). Od wizenu począwszy, masyw sowiogórski zaopatrywał

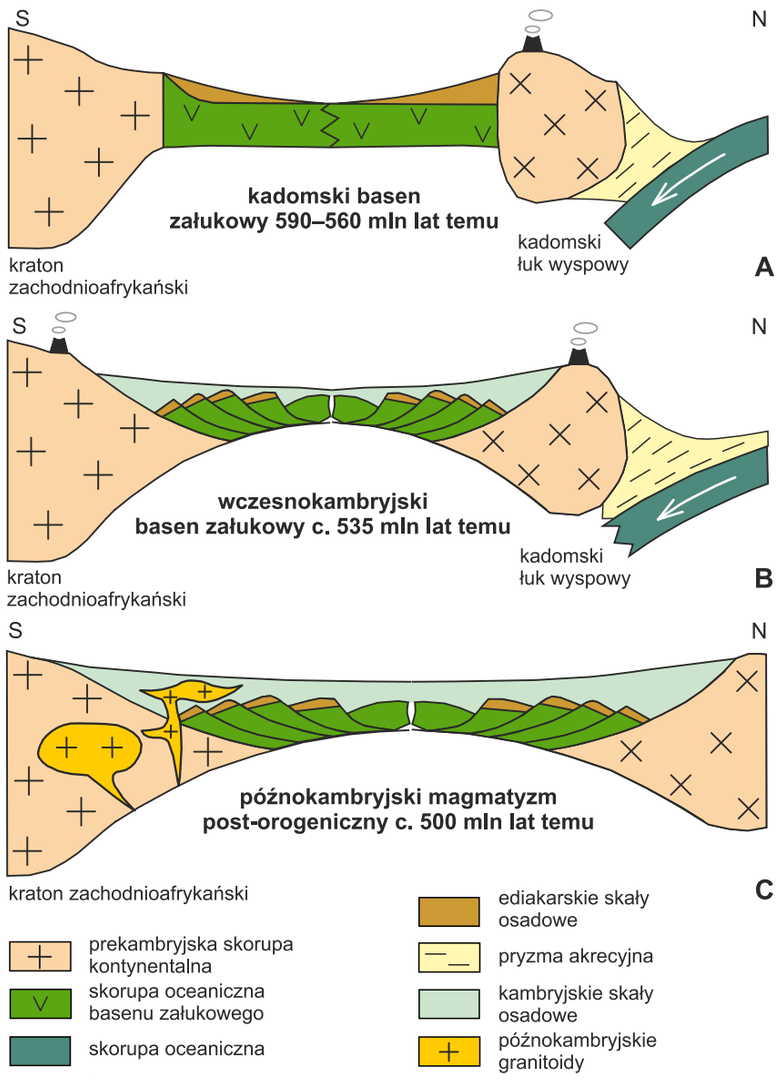


FIG. 11. Środowisko tektoniczne umiejscowienia protolitów ediakarsko-kambryjskich skał masywów kłodzkiego i orlicko-śnieżnickiego. A neoproterozoiczny basen załukowy na północnym krańcu kratonu zachodnioafrykańskiego; wiek podłoża basenu jest wyznaczony przez datowanie kompleksu metamagmowego masywu kłodzkiego (Mazur i in., 2004); wiek wypełnienia osadowego jest określony przez datowanie metaszarogłazów Młynowca i Wyszek z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012, 2015). B wczesnokambryjski basen ekstensyjny po ustaniu subdukcji kadomskiej; wiek osadów syn-ryftowych jest wyznaczony przez datowania serii Stronia z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012) i jednostki Twierdzy Kłodzkiej z masywu kłodzkiego (Mazur i in., 2015). C późnokambryjski magmatyzm postorogeniczny; wiek plutonizmu odpowiada wynikom datowania gnejsów orlicko-śnieżnickich (np. Turniak i in., 2000; Lange i in., 2005) i gnejsów ze Ścinawki (Mazur i in., 2004); wiek wulkanizmu wyznacza datowanie metaryolitu z Gniewoszowa (Mazur i in., 2015)

brzeżne części basenu bardzkiego w obfite ilości gnejsowych otoczaków, które akumulowały się w systemie gruboklastycznych stożków (Wajsprych, 1978, 1986; Haydukiewicz, 1990). Z obrazu kartograficznego wynika, że w podłożu jednostki bardzkiej występuje częściowo masyw kłodzki, a częściowo masyw ofiolitowy Nowej Rudy. Jedyny otwór, który przewiercił całą sukcesję bardzką, osiągnął w podłożu typowe gnejsy sowiogórskie (Chorowska i in., 1986).

Seria osadowa jednostki bardzkiej nie tworzy ciągłej sukcesji stratygraficznej (fig. 12). Autochtoniczne, zdominowane przez wapienie, górnodewońsko-turnejskie warstwy przedfliszowe (formacja z Wapnicy) spoczywające na gabrze ofiolitowym (Mazur, 1987) są przykryte turnejskimi czarnymi łupkami (formacja Gołogłów; Haydukiewicz, 1990) oraz wizeńskimi piaskowcami i zlepieńcami gnejsowymi (formacja z Nowej Wsi). Te ostatnie zostały zdeponowane przez prądy zawiesinowe o dużej gęstości i spływy gruzowe zasilane przez gnejsy sowiogórskie (Pacholska, 1978; Wajsprych, 1978). Na formacji Nowej Wsi zalega późnowizeńsko-namurska sekwencja klastyczna formacji Srebrnej Góry, złożona z proksymalnych turbidytów przechodzących ku górze w dziki flisz i olistostromę (Wajsprych, 1978, 1986). W kompleksie chaotycznym obserwuje się stopniowe zmniejszanie rozmiaru ziarna tła osadowego ku górze przy jednoczesnym wzroście rozmiarów olistolitów (fig. 12). Najstarsza sukcesja allochtoniczna (Zdanów–Bardo–Dębowina)

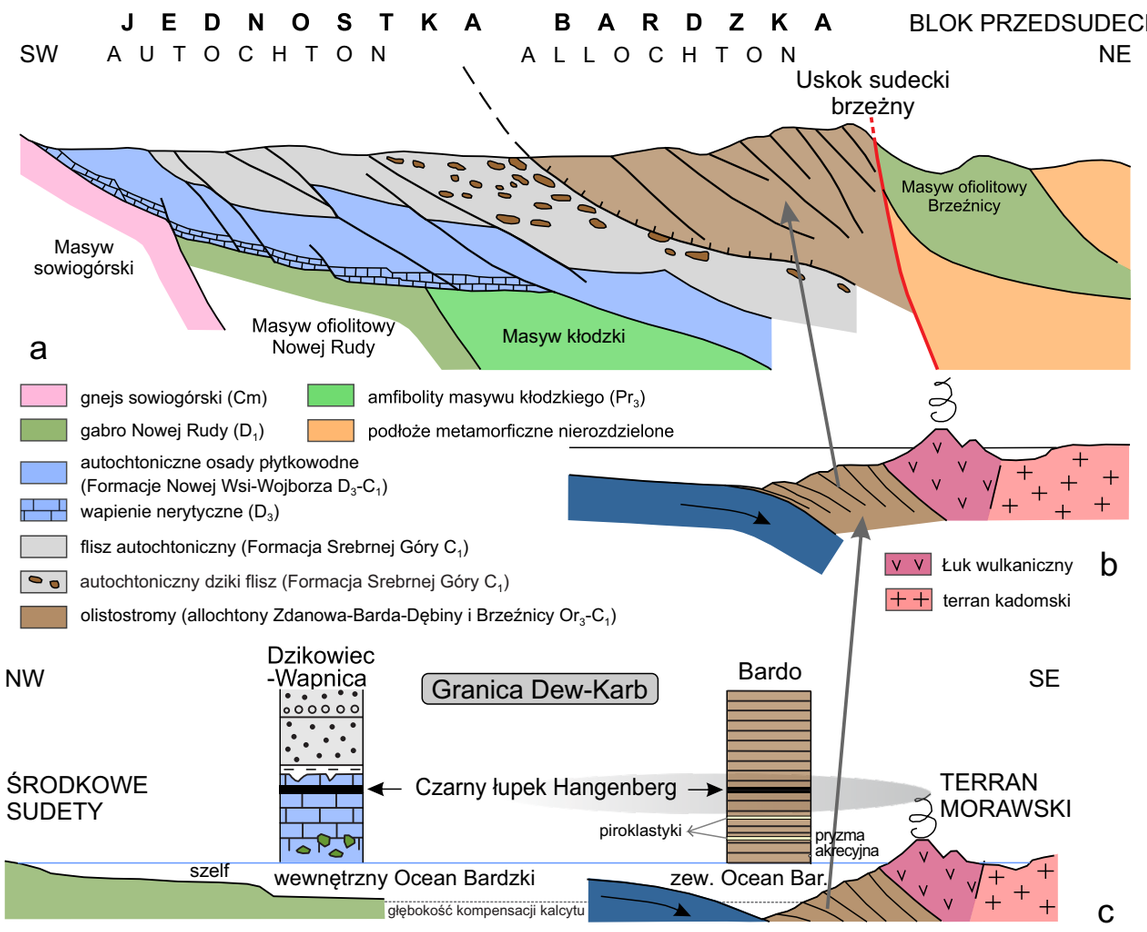


FIG. 12. Syntetyczna architektura tektoniczno-stratygraficzna jednostki bardzkiej na podstawie Wajsprycha (1986) i Rackiego i in. (2022) - z modyfikacjami. A koncepcyjny przekrój NE–SW przez basen pokazujący jego spłycenie w kierunku zachodnim; B akrecja sukcesji allochtonicznej jednostki bardzkiej; C model rozwoju basenu podczas okresu spokoju tektonicznego na granicy dewon–karbon, częściowo oparty na modelu rowu oceanicznego Wajsprycha (1986)

charakteryzuje się przejściem od zdominowanych przez flisz górnoordowickich piaskowców i mułowców do hemipelagicznych i pelagicznych łupków syluru i wczesnego dewonu (Porębska, 1982). Łupki krzemionkowe i czerty z nielicznymi przeławiceniami cienkich turbidytów krzemionkowych i tufów tworzą dolnosylurską (landowerską) – dolnodewońską (praską) część pelagicznej sekwencji allochtonicznej (Porębska, 1982). Skały środkowego i górnego dewonu wykazują bardziej pelityczne wykształcenie (iłowce, łupki argilitowe) z rzadkimi wkładkami krzemionkowymi (Haydukiewicz, 1990; Franke i in., 1993). Pokrewieństwo sukcesji bardzkiej z facją bawarską strefy saksoturyńskiej było wielokrotnie postulowane w literaturze (Franke i in., 1993, 2017; Franke, Żelaźniewicz, 2000). Zakładając pokrewieństwo paleogeograficzne z facją bawarską terranu saksoturyńskiego, Racki i in. (2022) zinterpretowali osady allochtoniczne jako część pryzmy akrecyjnej, która została grawitacyjnie redeponowana do basenu późnoorogenicznego przed frontem nasuwających się płaszczowin waryscyjskich (fig. 12). Uznali oni, że basen oceaniczny macierzysty dla bardzkiej sukcesji pelagicznej był fragmentem zamykającego się oceanu saksoturyńskiego w domenie paleogeograficznej pery-Gondwany (Racki i in., 2022). Sukcesja allochtoniczna bardzkiego basenu oceanicznego obejmuje dystalny zapis fameńskiej eksplozywnej aktywności wulkanicznej, prawdopodobnie związanej z kontynentalnym łukiem magmowym, którego pozostałości zachowały się jako grupa Vrbna w Sudetach Wschodnich (Racki i in., 2022). Sekwencja osadowa zdominowana przez czerty na terenie miasta Bardo została później intrudowana przez apofizę Graniec–Bardo (341,6 ±2,8 mln lat; Mikulski, Williams, 2014), nieregularną dajkę związaną z kłodzko-złotostockim plutonem granitoidowym, która wywołała metamorfizm kontaktowy niskiego stopnia i mineralizację kruszcową (Mikulski, Williams, 2014).

Masyw orlicko-śnieżnicki

Masyw orlicko-śnieżnicki (fig. 1) jest zdominowany przez ortognejsy zmetamorfizowane w facji amfibolitowej, lokalnie zawierające soczewki skał (ultra)wysokociśnieniowych, występujące naprzemiennie z przebiegającymi generalnie północ–południe pasmami skał suprakrustalnych zony biotytowej do staurolitowej (fig. 13; Don i in., 1990). Powszechnie uważa się, że gnejsy tworzą antyformy, podczas gdy skały suprakrustalne są zachowane w synformach (np. Don, 1982; Szczepański, Ilnicki, 2014), choć przedstawiono również odwrotną interpretację (Dumicz, 1979). Ortognejsy tradycyjnie dzielą się na dwie główne odmiany tekstu-

ralne: porfirowy, oczkowy do warstwowanego ortognejs śnieżnicki i częściowo zmylonityzowany, migmatyczny ortognejs gierałtowski (fig. 13; Fischer, 1936). Oba typy ortognejsów reprezentują odmiany teksturalne powstałe z przeobrażenia porfirowatego granitu, który został datowany przy pomocy cyrkonów na 520–490 mln lat (Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001; Lange i in., 2005; Chopin i in., 2012b).

Sukcesja suprakrustalna masywu orlicko-śnieżnickiego składa się z dwóch odrębnych jednostek litostratygraficznych – formacji z Młynowca i Stronia (fig. 13; Fischer, 1936; Vangerov, 1943; Don i in., 2003). W skład formacji z Młynowca wchodzi monotonny kompleks paragnejsów plagioklazowych, które są miejscami przeławicone łupkami łyszczykowymi i nielicznymi soczewkami prawdopodobnie młodszego amfibolitu (Don i in., 2003). Głównym składnikiem zróżnicowanej formacji Stronia są łupki łyszczykowe, którym towarzyszą paragnejsy, kwarcyty, metapiaskowce arkozowe, łupki grafitowe, marmury, a w jej górnej części liczne amfibolity i felzytowe skały metawulkaniczne (Don i in., 2003). Koncentraty cyrkonów detrytycznych ze skał metaosadowych masywu orlicko-śnieżnickiego dały prekambryjskie spektra wiekowe podobne do tych, które są charakterystyczne dla terranów kadomskich: (1) cyrkony archaiczne i paleoproterozoiczne o wiekach między 3380 a 1860 mln lat oraz (2) obfite cyrkony neoproterozoiczne datowane na 803–560 mln lat. Próbki formacji Stronia zawierają również cyrkony kambryjskie. Szacowany maksymalny wiek sedymentacji to: 563 ±6 i 566 ±4 mln lat dla formacj z Młynowca, 532 ±6 mln lat dla formacji Stronia oraz 490 ±9 mln lat dla kwarcytów z Goszowa, które to wydzielenia litostratygraficzne są interpretowane jako trzy odrębne sukcesje sedymentacyjne (Mazur i in., 2012, 2015; Szczepański, Ilnicki, 2014). Reprezentują one, odpowiednio, neoproterozoiczny basen załukowy, wczesnokambryjski basen syn- i post-orogeniczny oraz sukcesję syn-ryftową dolnego ordowiku. Sukcesje te są uważane za zdeformowane i zmetamorfizowane allochtoniczne odpowiedniki pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (Mazur i in., 2012, 2015). Oprócz danych geochronologicznych, wczesnokambryjski wiek formacji Stronia potwierdzają wyniki badań mikropaleontologicznych (Gunia, 1984, 1990). Maksymalny wiek depozycji kwarcytu z Goszowa zgadza się z widmem wiekowym cyrkonów detrytycznych uzyskanym dla kwarcytów z zachodniej części masywu orlicko-śnieżnickiego, wykazującym wyraźny pik ok. 500 mln lat (Szczepański i in., 2020). Skały formacji z Młynowca i Stronia w zachodniej części masywu orlicko-śnieżnickiego zawierają metabazyty o pokrewieństwie geo-

chemicznym z basenem załukowym i wewnątrzpłytowym, prawdopodobnie związane z ustaniem aktywności strefy subdukcji (Ilnicki i in., 2013). Ich współwystępowanie sugeruje, że protolity metabazytów mogły zostać umiejscowione podczas końcowych etapów orogenezy kadomskiej i początkowego ryftingu obrzeżenia Gondwany (Ilnicki i in., 2013).

Masyw orlicko-śnieżnicki jest interpretowany jako duża kopuła gnejsowa utworzona przez migrację ku górze materiału dolnej skorupy na zapleczu sudeckiej pryzmy akrecyjnej (Chopin i in., 2012a). Co więcej, występowanie skał (ultra)wysokociśnieniowych stanowi zapis subdukcji kontynentalnej i późniejszej ekshumacji przez siły wyporu w obrębie klina akrecyjnego (Chopin i in., 2012a). Interpretacja ta jest kompatybilna z saksoturyńskim powinowactwem sukcesji suprakrustalnej ujawnionym w badaniach proweniencji cyrkonów (Mazur i in., 2012, 2015). W świetle tych danych masyw orlicko-śnieżnicki składa się z rozczłonkowanych fragmentów pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego, które zostały subdukowane w czasie kolizji waryscyjskiej, a następnie ekshumowane przed frontem sztywnego reologicznie bloku Brunowistulii (Duretz i in., 2011; Chopin i in., 2012a; Mazur i in., 2012). Ograniczeniem dla interpretacji spektrów wiekowych cyrkonów jest fakt, że sam terran saksoturyński ma proweniencję gondwańską. Zatem otrzymane spektra wiekowe (Mazur i in., 2012, 2015) nie muszą być specyficzne dla obrzeżenia Saksoturyngii, ale mogą być też niesprzeczne z proweniencją gondwańską. Zostawia to wciąż miejsce na alternatywne interpretacje, jak te, które wiążą masyw orlicko-śnieżnicki ze strefą moldanubską orogenu waryscyjskiego (Matte i in., 1990; Faryad i in., 2024).

Masyw orlicko-śnieżnicki charakteryzuje się dominującym metamorfizmem wczesnokarbońskim i intensywną synmetamorficzną deformacją (datowaną na ok. 342 mln lat; Turniak i in., 2000), która została poprzedzona wydarzeniami metamorficznymi w facji eklogitowej i granulitowej, które miały miejsce wcześniej (ok. 380–360 mln lat temu; Klemd, Bröcker, 1999; Gordon i in., 2005; Anczkiewicz i in., 2007; Jastrzębski i in., 2014) lub niemal równocześnie (ok. 340 mln lat temu; Štípská i in., 2004; Bröcker i in., 2009, 2010). Wiek ok. 342 mln lat został ustalony na podstawie datowania obwódek metamorficznych na ziarnach cyrkonów z ortognejsów i został zinterpretowany jako zapis zdarzenia metamorficznego w wysokiej temperaturze i średnim ciśnieniu, które spowodowało częściową migmatyzację kompleksów skalnych masywu orlicko-śnieżnickiego (Turniak i in., 2000). Podobny wiek 344 ±3 mln lat (wiek izochron Lu-Hf na granacie) uzyskano ze skały metaosadowej z północnej części masywu orlicko-śnieżnickiego, któremu przypisano czas krystalizacji granatu w zonie staurolitowej (Skrzypek i in., 2014). Datowania metodą U-Pb cyrkonów z granulitów i eklogitów udokumentowały znaczenie wczesnokarbońskiego zdarzenia metamorficznego obejmującego schyłkowy etap metamorfizmu facji eklogitowej i niskociśnieniowy metamorfizm wysokotemperaturowy ok. 340 mln lat temu (Bröcker i in., 2009, 2010). Datowanie Lu-Hf granatu z granulitów, które rejestruje szczytowe warunki ciśnieniowo-temperaturowe, ogranicza zakres czasowy ich początkowego wzrostu do przedziału ok. 348–347 mln lat temu (Walczak i in., 2017). Datowanie U-Pb cyrkonu z tego samego granulitu ujawniło młodszy wiek – ok. 342 mln lat. Termometria Ti w cyrkonie wskazuje na krystalizację w temperaturze 810–860°C, co świadczy o wzroście cyrkonu na ścieżce retrogresji odpowiadającej niemal izotermicznej dekompresji, która trwała ok. 6 mln lat i po której nastąpiło izobaryczne chłodzenie (Walczak i in., 2017).

Geochronologia ^{87}Rb-^{86}Sr (układ fengit–biotyt–cała skała) nakłada ramy czasowe na proces deformacji i historię chłodzenia skał masywu orlicko-śnieżnickiego. Pary fengit – i biotyt–cała skała dały wieki Rb-Sr, odpowiednio, 340–334 mln lat i 335–294 mln lat, niezależnie od stopnia deformacji w datowanych próbkach (Lange i in., 2002). Wieki ochłodzenia Ar-Ar dla różnych skał mieszczą się konsekwentnie w zakresie 340–330 mln lat (Steltenpohl i in., 1993; Maluski i in., 1995; Marheine i in., 2002), co sugeruje szybką ekshumację masywu orlicko-śnieżnickiego.

Eklogity występują jako objętościowo podrzędne ciała skalne w obrębie ortognejsów facji amfibolitowej masywu orlicko-śnieżnickiego (fig. 13; Smulikowski, 1967; Bakun-Czubarow, 1991a, 1992, 1998; Bröcker, Klemd, 1996; Klemd, Bröcker, 1999). Z niewielkimi ilościami eklogitów ściśle związane są zarówno skały maficzne, jak i granulity felzytowe, występujące jedynie w rejonie Starego Gierałtowa (fig. 13; Smulikowski, 1967; Pouba i in., 1985; Bakun-Czubarow, 1991a, b; Kryza i in., 1996). Wstępne szacunki warunków ciśnienia i temperatury (P–T) dla eklogitów z Międzygórza wskazywały na szczytowy etap metamorfizmu w polu stabilności koezytu, przy ciśnieniach przekraczających 27 kbar oraz temperaturze ok. 700–800°C (Bröcker, Klemd, 1996). Dopiero po niemal trzech dekadach obecność koezytu została potwierdzona w dwóch wychodniach eklogitów w masywie Śnieżnika (Nowak i in., 2023), co rozstrzygnęło trwającą debatę na temat maksymalnych ciśnień zarejestrowanych w tych skałach. Odkrycie to zostało dodatkowo potwierdzone przez modelowanie termodynamiczne, wskazujące jednoznacznie na warunki metamorfizmu ultrawysokiego ciśnienia,

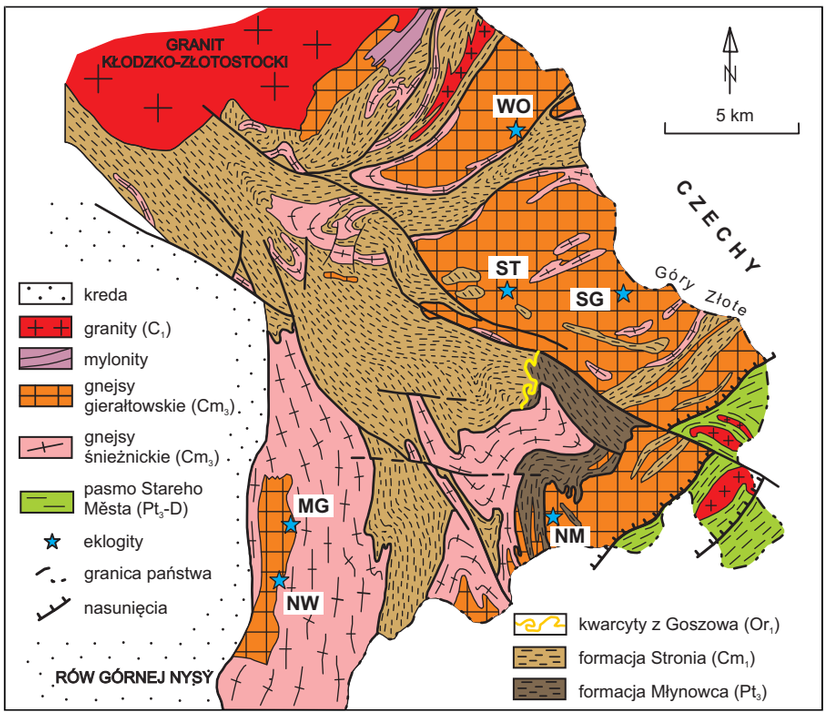


FIG. 13. Szkicowa mapa geologiczna masywu orlicko-śnieżnickiego (Don i in.,1990, 2003, oraz Majka i in., 2019 – zmodyfikowano). Wystąpienia eklogitów: MG – Międzygórze; NM – Nowa Morawa; NW – Nowa Wieś; SG – Stary Gierałtów; ST – Strachocin; WO – Wójtówka

dzięki czemu eklogity te należą do najlepiej udokumentowanych tego typu wystąpień w regionie (Nowak i in., 2024). Porównywalne szacunki warunków P–T uzyskano również dla granulitów – od 22–27 kbar i 875–950°C (Kryza i in., 1996; Ferrero i in., 2015), a nawet do 30–35 kbar i 850–920°C (Walczak i in., 2017) – oraz dla eklogitów wtórnie występujących w obrębie tych granulitów (21–28 kbar i 800–1000°C; Klemd, Bröcker, 1999).

Štípská i in. (2012) przedstawili zrewidowane szacunki P–T dla eklogitu z Międzygórza (fig. 13), wskazujące szczytowe warunki metamorficzne ~19–22 kbar i ~700–750°C. Oszacowanie to zostało uzyskane dla zespołu mineralnego związanego z najstarszą sub-horyzontalną więźbą, która jest wyrażona przez naprzemianległe występowanie warstw bogatych w granat i omfacyt, którym towarzyszą muskowit, kyanit, zoisyt, rutyl i kwarc. Nałożona, stromo nachylona więźba o charakterze retrogresywnym została utworzona podczas dekompresji i chłodzenia z ~9 kbar i ~730°C do 5–6 kbar i 600–650°C. Na podstawie tych wyników Štípská i in. (2012) zastosowali dla masywu orlicko-śnieżnickiego tektoniczny model ekshumacji skał (ultra)wysokociśnieniowych stworzony przez Schulmanna i in. (2005, 2008). Postulowali oni, że ekshumacja tych skał do średnich poziomów skorupy ziemskiej była związana z wielkoskalowym fałdowaniem wewnętrznej części orogenu przed frontem sztywnego bloku Brunowistulii. Ostatnie szacunki ciśnienia i temperatury w zakresie 26–30 kbar przy 800–930°C, przedstawione przez Majkę i in. (2019) dla eklogitu z Międzygórza, sugerują, że fałdowanie w skali skorupy ziemskiej nie było jedynym mechanizmem odpowiedzialnym za ekshumację tego eklogitu. Ponieważ szczytowe warunki metamorficzne zostały osiągnięte na głębokości górnego płaszcza, eklogit musiał zostać ekshumowany do głębokości środkowej skorupy ziemskiej w wyniku sił wyporu w kanale subdukcyjnym. W tym przypadku ekshumacja związana z fałdowaniem rozpoczęłaby się dopiero na etapie facji amfibolitowej (~9 kbar przy 730°C; Štípská i in., 2012), po tym, jak eklogity znalazły się na poziomie środkowej skorupy.

Pasmo Nového Města

Pasmo Nového Města znajduje się w zachodniej części Gór Orlickich, na południowo-zachodniej flance masywu orlicko-śnieżnickiego (fig. 1), na granicy Czech i Polski. Składa się głównie z fyllitów, zieleńców i amfibolitów o nieznanym wieku, które są tradycyjnie uważane za późny proterozoik przez analogię z podobnymi skałami w domenie Tepli-Barrandienu w Masywie Czeskim (Chaloupský i in., 1995). Amfibolity występują w ciągłej strefie o szerokości 1,5–5 km, która jest oddzielona od masywu orlicko-śnieżnickiego pasem łupków łyszczykowych o szerokości do 2 km. Amfibolity wywodzą się z prekursorów magmowych serii toleitowej i boninitowej o powinowactwie z basenem załukowym (Ilnicki i in., 2020). Asocjacja metabazytowa może reprezentować wschodnie przedłużenie (w dzisiejszych współrzędnych) kadomskiego systemu subdukcji strefy Tepli-Barrandienu (Ilnicki i in., 2020).

W paśmie Nového Města stopień metamorfizmu wzrasta od facji zieleńcowej na zachodzie do facji amfibolitowej wzdłuż granicy

z masywem orlicko-śnieżnickim. Granica ta stanowi ważną nieciągłość strukturalną według Fajsta (1976), który udokumentował dwa rozbieżne trendy strukturalne po obu stronach kontaktu. Masyw orlicko-śnieżnicki charakteryzuje się dominacją subpołudnikowych kierunków strukturalnych, podczas gdy pasmo Nového Města wykazuje tekstury deformacyjne o rozciągłości NW–SE (Mazur i in., 2005). Więźba skał pasma Nového Města powstała w efekcie podatnego nasuwania ku ESE, po którym nastąpiło prawoprzesuwcze ścinanie wzdłuż kierunku NNW–SSE na kontakcie pasma Nového Města z masywem orlicko-śnieżnickim. W kierunku centrum masywu orlicko-śnieżnickiego kinematyka deformacji stopniowo ewoluuje w ścinanie o zwrocie strop-ku-NNE. Foliacja na całym obszarze została zdeformowana w fałdy o biegu wschód–zachód i południowej wergencji. W związku z tym pasmo Nového Města musiało zostać tektonicznie umieszczone na masywie orlicko-śnieżnickim wzdłuż nasunięcia ku ESE, które stanowiło pierwotny kontakt obu jednostek. Ta pierwotna strefa kontaktowa została następnie sfałdowana i reaktywowana jako strefa prawoprzesuwczego ścinania, co doprowadziło do dzisiejszego bezpośredniego kontaktu jednostek Nového Města i masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2005).

Strefy ścinania Niemczy i Skrzynki

Strefa ścinania Niemczy rozciąga się wzdłuż wschodniej krawędzi masywu sowiogórskiego (fig. 1) i została zinterpretowana przez Scheumanna (1937) jako jednostka złożona ze zmylonityzowanych gnejsów. Na podstawie badań mikrostrukturalnych Mazur i Puziewicz (1995) doszli do wniosku, że południkowo zorientowana strefa Niemczy reprezentuje szeroką na 5 km, lewoprzesuwczą strefę podatnego ścinania, oddzielającą masyw sowiogórski od kamienieckiego pasma łupkowego. Według Scheumanna (1937) oraz Mazura i Puziewicza (1995), mylonity strefy Niemczy pochodzą z gnejsów sowiogórskich. Jednakże Franke i Żelaźniewicz (2000) zaproponowali alternatywną interpretację skał strefy Niemczy jako metaszarogłazów, zgodnie z wczesnymi koncepcjami Finckha (1925), Bederkego (1929) i Meistra (1932).

Poza mylonitami strefa Niemczy obejmuje niewielkie soczewki niezmylonityzowanych gnejsów, amfibolitów i łupków kwarcowo-grafitowych. Mylonity występują jako odmiany wysoko- i niskotemperaturowe, powstałe, odpowiednio, w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej (Mazur, Puziewicz, 1995). Dodatkowo strefa Niemczy zawiera liczne małe ciała niezdeformowanych lub słabo zdeformowanych granitoidów i sjenitów/diorytów. Jeden z lekko zdeformowanych granodiorytów został datowany metodą U-Pb na cyrkonach na ok. 340 mln lat (Oliver i in., 1993; Kröner, Hegner, 1998). Ponieważ wcześniejsza więźba jest w mylonitach całkowicie zatarta, nie ma w nich zapisu superpozycji struktur. Można jednak zaobserwować ciągłe przejścia strukturalno-teksturalne od niezmylonityzowanych gnejsów do mylonitów wzdłuż granicy strefy Niemczy i masywu sowiogórskiego (np. w przełomie Piekiełka na zachód od Niemczy) oraz na kontaktach niezmylonityzowanych soczewek gnejsowych wchodzących w skład strefy Niemczy. W południowej części sąsiadującego ze strefą Niemczy pasma łupkowego Kamieńca Ząbkowickiego starsze struktury, wykazujące ścinanie o zwrocie strop-ku-NE na powierzchniach foliacji łagodnie zanurzających się ku zachodowi, są miejscami zdeformowane przez nakładającą się na nie młodszą więźbę z kinematyką strop-ku-SW lub lewoprzesuwczą. Stąd, przez analogię, efekty strukturalne lewoprzesuwczego ścinania w strefie Niemczy (lub ścinania o kinematyce strop-ku-S, gdy foliacja jest subhoryzontalna) wydają się młodsze i nałożone na wcześniejsze, regionalnie rozprzestrzenione struktury, związane z nasuwaniem na północny wschód i prawoprzesuwczym ścinaniem wzdłuż południowo-wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego (Rajlich, 1987; Schulmann i in., 1991).

Strefa ścinania Skrzynki (lub **Złoty Stok–Skrzynka**), o biegu NNE–SSW do NE–SW, ma ok. 12 km długości i 4 km szerokości i stanowi granicę między skałami osadowymi jednostki bardzkiej a masywem granitoidowym kłodzko-złotostockim na północnym zachodzie i masywem orlicko-śnieżnickim na południowym wschodzie (np. Don i in., 1990). Strefa ścinania Skrzynki odsłania różnorodne blastomylonity, mylonity, kataklazyty, gnejsy i łupki. Na metamorfizm regionalny facji amfibolitowej nakłada się w niej metamorfizm kontaktowy wzdłuż granicy z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym. Penetratywna, stromo nachylona foliacja strefy Skrzynki przebiega równolegle do jej granic i zawiera subhoryzontalną lineację mineralną z rozciągania, lokalnie zanurzającą się ku południowemu zachodowi. Główną deformacją w strefie Skrzynki było lewoprzesuwcze, podatne, niekoaksjalne ścinanie (Cymerman, 1992, 1996). Deformacja ta trwała jeszcze w trakcie umiejscawiania plutonu kłodzko-złotostockiego i małego ciała granitoidów jawornickich w pobliżu południowo-wschodniej granicy strefy Skrzynki, o czym można wnioskować na podstawie faktu, że krawędzie obu tych ciał magmowych uległy mylonityzacji. Jest wysoce prawdopodobne, że strefy ścinania Niemczy i Skrzynki były niegdyś połączone w jeden system kinematyczny, a ich dzisiejsze lewoprzesuwcze przesunięcie o ok. 10–15 km wynika z późnego sinistralnego przemieszczenia wzdłuż uskoku śródsudeckiego (fig. 1; por. Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Pasmo łupkowe Kamieńca

Kamienieckie pasmo łupkowe ma kształt wydłużonego pasa o przebiegu północ–południe, położonego na wschód od strefy Niemczy (fig. 1). Obejmuje łupki łyszczykowe z wkładkami łupków kwarcowo-skaleniowych i marmurów oraz podrzędnymi soczewkami łupków kwarcowo-grafitowych i amfibolitowych oraz eklogitów. Pasmo kamienieckie składa się z dwóch jednostek tektonicznych o różnych stopniach metamorfizmu. Podczas gdy pierwsza jednostka obejmuje łupki łyszczykowe zawierające kyanit, granat, staurolit i późne porfiroblasty andaluzytu, druga składa się z łupków łyszczykowych z porfiroblastami albitu (Mazur, Józefiak, 1999). Soczewka eklogitu w jednostce łupków łyszczykowych o wyższym stopniu metamorfizmu zachowała zapis wczesnego, wysokociśnieniowego zdarzenia metamorficznego, którego doświadczyła również część otaczających skał (Achramowicz i in., 1997; Ilnicki, Szczepański, 2019). Modelowanie równowag mineralnych wskazuje, że warunki metamorfizmu wysokociśnieniowego osiągnęły kulminację przy ~15,5–18 kbar i ~470–570°C, podczas gdy późniejszy epizod niskociśnieniowy nastąpił przy ~5–7 kbar i ~530–570°C (Szczepański i in., 2022; Szczepański, Goleń, 2022). Obie jednostki pasma kamienieckiego zostały zestawione ze sobą podczas nasuwania ku wschodowi już po szczytowych warunkach metamorfizmu (Mazur, Józefiak 1999; alternatywna interpretacja *w*: Nowak, 1998). Efekty tej pierwszej deformacji zostały w większości zatarte przez nałożone, młodsze fałdowanie i ścinanie, które w warunkach zdarzenia niskociśnieniowego dolnej facji amfibolitowej wytworzyło więźbę strukturalną o kierunku NE–SW. Ewolucja strukturalna pasa kamienieckiego zakończyła się kolapsem ekstensyjnym ku WSW do SW, związanym z wysokotemperaturowym i niskociśnieniowym metamorfizmem w obrębie pola stabilności andaluzytu (Mazur, Józefiak, 1999; Szczepański, Goleń, 2022).

Protolit osadowy metapelitów pasma kamienieckiego reprezentuje ediakarski basen sedymentacyjny o maksymalnym wieku depozycji oznaczonym najpierw na 561 ±9 mln lat (Jastrzębski i in., 2020). Basen ten miał zostać wypełniony detrytusem ze źródła lub źródeł zawierających cyrkony, głównie kriogeńsko-ediakarskie i paleoproterozoiczne. W badanej populacji cyrkonów nie znaleziono młodszego składnika (Jastrzębski i in., 2020). Dane z geochronologii monacytu opartej na datowaniach izotopowych U-Pb i chemicznych przy użyciu mikrosondy elektronowej wskazują na regionalne wydarzenie tektono-metamoficzne ok. 330 mln lat temu (Jastrzębski i in., 2020). Odmienne wyniki przyniosła praca Szczepańskiego i in. (2023), wedle których łupek łyszczykowy z pasma kamienieckiego wykazuje maksymalny wiek depozycji 529 mln lat. Wiek ten dobrze koresponduje z wiekiem depozycji formacji strońskiej w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012), o podobnej do pasma kamienieckiego charakterystyce litologicznej. Szczepański i in. (2023) uznali, że protolit pasma łupkowego Kamieńca wywodzi się z orogenu kadomskiego i został zdeponowany w basenie sedymentacyjnym na obrzeżeniu Gondwany. Autorzy ci wskazują również na powinowactwo protolitu pasma kamienieckiego do pasa transsaharyjskiego lub kratonu zachodnioafrykańskiego Gondwany.

Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia

Pomimo nielicznych wychodni (fig. 1), **masyw Niedźwiedzia** jest stosunkowo dobrze rozpoznany na podstawie danych otworowych (Cymerman, Jerzmański, 1987). Obejmuje on sukcesję złożoną głównie z amfibolitów i metagabr typu MORB o miąższości 1,5 km (Awdankiewicz, 2001). Skały te zostały poddane metamorfizmowi średniego do wysokiego stopnia, prowadzącemu miejscami do częściowego wytopienia metabazytów i powstania tonalitów (Puziewicz, Koepke, 2001). Na masyw Niedźwiedzia jest nasunięta od zachodu na wschód asocjacja paragnejsów z Chałupek, którym towarzyszą amfibolity i gnejsy hornblendowe o średnim do wysokiego stopniu metamorfizmu (Mazur, Józefiak, 1999). Według Jastrzębskiego i in. (2023) protolit paragnejsów zawiera populacje cyrkonów detrytycznych wskazujące na późnokambryjsko-wczesnoordowicki wiek sedymentacji. Z kolei Szczepański i in. (2023), również na podstawie analiz cyrkonów detrytycznych, określili maksymalny wiek depozycji na 456 mln lat (późny ordowik). Paragnejsy z Chałupek przeszły prawoskrętną ścieżkę metamorfizmu, osiągając szczytowe warunki ciśnienia i temperatury w zakresie 8–10 kbar i 700–740°C (Puziewicz i in., 1999).

Pasmo Starého Města

Pasmo Starého Města oddziela Sudety środkowe od Sudetów wschodnich (inaczej: domenę lugijską od morawsko-śląskiej według nomenklatury czeskiej) i znajduje się niemal w całości na Morawach. Stanowi ono stos nasuniętych jednostek tektonicznych, które przylegają do masywu orlicko-śnieżnickiego na południowym wschodzie (fig. 1). Pasmo Starého Města o biegu NNE–SSW, długości ok. 40 km i szerokości 4–5 km, składa się z silnie zmetamorfizowanych skał osadowych, pasiastych skał felzytowo-amfibolitowych z soczewkami perydotytów spinelowych u podstawy, zdeformowanych metagabr i syntektonicznej intruzji tonalitów (Par-

ry i in., 1997; Schulmann, Gayer, 2000). Ciała perydotytowe są uważane za porwaki tektoniczne pochodzące z płaszcza (Parry i in., 1997; Schulmann, Gayer, 2000). Datowanie cyrkonowe U-Pb pasiastych amfibolitów i metagabr wykazało wiek późnokambryjski 510–500 mln lat (Kröner i in., 2000). Podobne wieki uzyskano ze skał masywu orlicko-śnieżnickiego oraz z wielu skał metamagmowych Sudetów środkowych i zachodnich (Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). Jednak na wschód od pasma Starého Města ortognejsy i paragnejsy dostarczyły głównie neoproterozoicznych wieków protolitu w zakresie 684–546 mln lat (van Breemen i in., 1982; Kröner i in., 2000). Dlatego pasmo Starého Města należy uznać za najbardziej wysuniętą na wschód jednostkę Sudetów środkowych, wyznaczającą kontakt między dwiema domenami skorupy ziemskiej o odmiennej proweniencji. Skały Starého Města zostały zinterpretowane jako produkty kambro-ordowickiego ryftingu kontynentalnego (Parry i in., 1997; Kröner i in., 2000; Štípská i in., 2001). Potwierdzają to dane geochemiczne wskazujące na zanieczyszczenie amfibolitów i metagabr typu MORB składnikiem skorupowym (Floyd i in., 1996). Co więcej, wysokotemperaturowemu i średnociśnieniowemu metamorfizmowi facji granulitowej, jednoczesnemu z intruzją późnokambryjskiego zespołu magmowego przy ciśnieniu 7–10 kbar i w temperaturze 800–850°C (Štípská i in., 2001), musiał towarzyszyć wyjątkowo wysoki strumień ciepła, typowy dla wycienionej skorupy kontynentalnej (Parry i in., 1997; Štípská i in., 2001). Wiek rozciągania skorupy został określony na podstawie cyrkonów metamorficznych z metapelitu migmatytowego wysokiego stopnia metamorfizmu na 507 ±7 mln lat (Kröner i in., 2000). Uważa się, że waryscyjska deformacja i metamorfizm w paśmie Starého Města, a także jego nasunięcie na Sudety Wschodnie, były w przybliżeniu równoczesne z intruzją syntektonicznej dajki tonalitowej datowanej na 339 ±7 mln lat, przy użyciu metody Pb-Pb na cyrkonach (Parry i in., 1997).

Felzytowe skały metawulkaniczne z pasma Starého Města posiadają wiek protolitów w zakresie od 493 ±4 mln lat do 498 ±5 mln lat (Jastrzębski i in., 2015), podobny do wieków z masywu orlicko-śnieżnickiego (500 ±3 mln lat – Jastrzębski i in., 2015; 501 ±3 mln lat – Mazur i in., 2015). Również skały metaosadowe z pasma Starého Města wykazują maksymalny wiek depozycji ok. 530 mln lat (Jastrzębski i in., 2015), identyczny w granicach błędu z wiekiem formacji Stronia w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012). Pomimo tych podobieństw w wieku protolitów pomiędzy masywem orlicko-śnieżnickim a pasmem Starého Města, historia metamorficzna tego ostatniego jest wyraźnie inna. Wiek Th-U-Pb monacytu (ok. 368 mln lat), a także wiek Lu-Hf granatów ze skał metaosadowych (ok. 361 mln lat i ok. 355 mln lat) sugerują, że regionalna deformacja i progresywny metamorfizm miały miejsce na przełomie dewonu i karbonu (Jastrzębski i in., 2013). Jest to zgodne z wiekami U-Pb cyrkonów (ok. 359 i ok. 355 mln lat) uzyskanymi z leukokratycznych neosomów zmigmatyzowanych amfibolitów. Tylko niektóre metamorficzne monacyty z pasma Starého Města były datowane na ok. 340 mln lat (Jastrzębski i in., 2013), czyli wiek porównywalny z wiekiem metamorfizmu granulitów i eklogitów w sąsiednim masywie orlicko-śnieżnickim (Bröcker i in., 2010; Walczak i in., 2017). W związku z tym obie jednostki musiały być zestawione przez stosunkowo późne nasunięcia po metamorfizmie 340 mln lat temu. Ewentualna kontynuacja pasma Starého Města w kierunku północnym poza uskok sudecki brzeżny na obszar przedsudecki pozostaje niejasna ze względu na niedobór wychodni wyłaniających się spod pokrywy kenozoicznej.

Sudety wschodnie

Sudety wschodnie stanowią część kolizyjnego pasa deformacji i metamorfizmu, o szerokości 50 km i długości 300 km, który zajmuje wschodni skraj Masywu Czeskiego, od Dolnej Austrii, przez Morawy, po Śląsk (fig. 1). Pas ten składa się ze stosu płaszczowin, odsłaniających się w trzech półoknach tektonicznych (Thai – od niemieckiej nazwy rzeki Thaya, po czesku – *Dyje*; Svratki – od czeskiej nazwy rzeki *Svratka*; oraz Sudetów wschodnich) poniżej górnej płyty strefy kolizji, która odpowiada strefie moldanubskiej na południu i jednostkom Sudetów środkowych na północy. Płaszczowiny odsłonięte w oknach Thai i Svratki noszą nazwę jednostek morawskich, podczas gdy te odsłaniające się w Sudetach wschodnich, to jednostki śląskie (Suess, 1912, 1926; Dudek, 1980). Cały pas kolizyjny jest powszechnie określany jako strefa morawsko-śląska (np. Dallmeyer i in., 1995; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Hartley, Otava, 2001) lub jako terran morawski (Matte i in., 1990; Matte, 1991).

W obrębie wschodniosudeckiego kompleksu płaszczowinowego fragmenty neoproterozoicznego podłoża Brunowistulii są odkłute i nasunięte ku wschodowi wraz ze zmetamorfizowanymi skałami jego pokrywy osadowej (Schulmann, Gayer, 2000). Na cały stos płaszczowin od zachodu nasunięte są masyw orlicko-śnieżnicki i pasmo Starého Města. Od góry do dołu, lub w obrazie kartograficznym z zachodu na wschód, wschodniosudecki stos płaszczowinowy składa się z płaszczowiny Velkého Vrbna („górny allochton" – Schulmann, Gayer, 2000) i płaszczowiny Keprníka („dolny allochton", nazwa od góry Keprník w Wysokim Jeseniku), oddzielonych od siebie jednostką Branny. Płaszczowina Keprníka spoczywa na parautochtonicznych gnejsach jednostki Desny i allochtonicznej sekwencji łupków i wulkanitów środkowo- do górnodewońskich o miąższości ok. 3000 m (seria Vrbna; Cháb i in., 1994), reprezentującej wypełnienie basenu załukowego (Patočka; Valenta, 1996). Na wschodzie skały krystaliczne zanurzają się pod dolnokarbońskie, morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, należące do eksternidów waryscyjskich (zob. też podrozdziały 5.1.1 i 5.1.4.2). Zarówno pasmo fałdowo-nasuwcze jak i górnośląski basen przedgórski, położony dalej ku wschodowi, są pościelone przez dewońską sukcesję osadową. Ta ostatnia zaczyna się od wczesnodewońskich zlepieńców podstawowych i kwarcytów, na których zalega platforma węglanowa środkowego i górnego dewonu.

Płaszczowina Velkého Vrbna odsłania się na wschód od pasma Starého Města i obejmuje ortognejsy i skały metaosadowe (pasiaste skały amfibolitowe, łupki łyszczykowe kyanitowo-staurolitowe, łupki grafitowe i kwarcyty, marmury dolomityczne i biotytowe paragnejsy) zmetamorfizowane w warunkach temperaturowych górnej facji amfibolitowej. Gnejsy są datowane na ok. 574 mln lat (Kröner i in., 2000). Obecność reliktowych eklogitów (Žáček, 1996; Štípská i in., 2006) wskazuje na wczesny etap metamorfizmu wysokociśnieniowego. Protolit eklogitów o wieku 535 mln lat (wczesny kambr) został umiejscowiony w środowisku przejściowym od nadsubdukcyjnego do ryftu kontynentalnego (Collett i in., 2021). Natomiast protolit serii suprakrustalnej reprezentował zróżnicowaną sekwencję wulkaniczno-osadową o nieznanym wieku, ale zawierającą faunę wczesnego dewonu (Koverdynský, Prokop, 2006). Prekambryjskie łupki łyszczykowe jednostki Velkého Vrbna zawierają z kolei głównie mezoproterozoiczny składnik detrytyczny (Jastrzębski i in., 2021b).

Płaszczowina Velkého Vrbna jest nasunięta na wąskie pasmo dewońskich, silnie zdeformowanych skał osadowych **jednostki Branny** (nazwa od miejscowości *Branná* w morawskiej części masywu Śnieżnika, po czesku: *jednotka Branné*), zmetamorfizowanych w warunkach facji zieleńcowej. Są to głównie płytkowodne metakonglomeraty polimiktyczne, kwarcyty, wapienie krystaliczne, fyllity serycytowe i serycytowo-grafitowe, porfiroidy i łupki wapniowo-krzemionkowe. Główna płaszczyzna nasunięcia w stropie jednostki Branny, znana jako nasunięcie ramzowskie (nazwa od miejscowości *Ramzová* k. Branny, po czesku: *ramzovské nasunutí*), przez wiele dziesięcioleci była uważana za granicę tektoniczną między Sudetami wschodnimi i środkowymi (Suess, 1912). Koncepcja ta zakładała, że ortognejsy płaszczowiny Velkého Vrbna są ekwiwalentem ortognejsów z masywu orlicko-śnieżnickiego. Teorię tę musiano porzucić z powodu nowych datowań izotopowych protolitów, które wykazały różny wiek tych dwóch grup ortognejsów. Jednostka Branny jest nasunięta na krystaliczną płaszczowinę Keprníka, która składa się z dużego ciała ortognejsu, datowanego na cyrkonie na ok. 546 mln lat (van Breemen i in., 1982) i 584 ±8 mln lat (Kröner i in., 2000), z podrzędnymi metapelitami zony staurolitowej, skałami wapniowo-krzemianowymi i kwarcytami (Cháb i in., 1994).

Kolejna, wysunięta dalej na wschód jednostka tektoniczna Sudetów wschodnich, znana jako **kopuła Desny**, składa się z sukcesji wulkaniczno-osadowej dewońskiej grupy Vrbna, nasuniętej na gnejsy i mylonity Desny, datowane metodą U-Pb i Pb-Pb na cyrkonach na 650–570 mln lat (Kröner i in., 2000; Jastrzębski i in., 2021b). Niskometamorficzny kompleks wulkaniczno-osadowy dewońskiej grupy Vrbna, o miąższości do 3000 m, występuje w dwóch pasmach o przebiegu ok. NE–SW, oddzielonych płatami tektonicznymi kadomskiego paraautochtonu metagranitowego (Janoušek i in., 2014). Zasadowe i pośrednie lawy wapniowo-alkaliczne zachodniego pasma wulkanicznego pochodzą z umiarkowanie zubożonego płaszcza ($^{370}\varepsilon Nd \sim +3$). Rzadko występujące ryolity o wieku 374,0 ±1,7 mln lat wywodzą się najprawdopodobniej z niedojrzałej skorupy lub z zaawansowanego frakcjonowania pierwotnych stopów bazaltowych. Ta asocjacja skał jest interpretowana jako pozostałość głęboko rozciętego kontynentalnego łuku magmowego (Janoušek i in., 2014). Wschodni pas wulkaniczny składa się głównie z felzytowych law alkalicznych o podobnym wieku (371,0 ±1,4 mln lat) i geochemicznej sygnaturze typowej dla środowiska wewnątrzpłytowego. Dane petrologiczne i izotopowe Nd-Sr wskazują na przetopienie młodej skorupy metagranitowej, przypominającej kadomskie podłoże Brunowistulii, w domenie basenu załukowego. Wycieniona litosfera Brunowistulii mogła częściowo stopić się pod wpływem ciepła dostarczanego przez wznoszącą się astenosferę i/lub podklejanie (ang. *underplating*) przez magmę zasadową. Kopuła Desny została spenetrowana przez liczne subalkaliczne, podobne do MORB/E-MORB dajki dolerytu – co jest cechą charakterystyczną dla środowiska znacznie wycienionej tektonicznie skorupy ziemskiej (Janoušek i in., 2014). Skały metaosadowe towarzyszące metawulkanitom obejmują sukcesję głównie głębokowodnych łupków silikoklastycznych, krzemionkowych i węglanowych. Ich wykształcenie facjalne różni się od płytkowodnego dewonu jednostki Branny, dewońskich skał platformowych masywu Brna

oraz podłoża śląskiego basenu węglowego i mioceńskiego zapadliska przedkarpackiego. Paleontologiczne datowanie wapieni krystalicznych sugeruje, że znaczna część sukcesji wulkaniczno-osadowej Vrbna została zdeponowana między końcem żywetu a końcem franu (Hladil, 1986).

Masyw Strzelina

W kierunku północnym, na bloku przedsudeckim, wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy jest pogrzebany pod osadami kenozoicznymi. Skały krystaliczne pojawiają się na powierzchni głównie w obrębie **masywu Strzelina** (ok. 30 km na południe od Wrocławia; fig. 1). Masyw obejmuje kilka odmian neoproterozoicznych i późnokambryjskich gnejsów, w tym: (1) gnejsy strzelińskie o wieku 600 ±7 i 568 ±7 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2003a), (2) zawierające syllimanit, migmatytowe gnejsy z Nowolesia (576 ±19 mln lat, Mazur i in., 2010a; 584 ±4 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2021), (3) gnejsy oczkowe z Gościęcic (504 ±3 mln lat, Oliver i in., 1993; 500 ±12 mln lat, Mazur i in., 2010a) oraz (4) gnejsy ze Stachowa (500 ±5 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2003b).

Gnejsy strzelińskie są stowarzyszone z łupkami łyszczykowymi, amfibolitami o wewnątrzpłytowej sygnaturze geochemicznej (Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998), skałami wapniowo-krzemianowymi i marmurami. Ponadto gnejsy ze Strzelina i Nowolesia są przykryte cienką warstwą skał metaosadowych składającą się z kwarcytów, łupków kwarcowo-serycytowych i metakonglomeratów. Skały te, znane jako warstwy z Jegłowej, ujawniają sygnaturę geochemiczną wskazującą na pochodzenie ich osadowych prekursorów ze środowiska tektonicznego związanego z subdukcją, prawdopodobnie z basenu załukowego (Szczepański, 2007). Warstwy z Jegłowej były często porównywane do dolnodewońskich osadów Sudetów Wschodnich (np. Bederke, 1931), choć ich wiek pozostaje nieznany. W skałach tych zarejestrowano metodą ^{40}Ar-^{39}Ar wczesnopermskie wieki chłodzenia w zakresie 285–279 mln lat, uzyskane na koncentratach jasnego łyszczyku (Szczepański, 2002).

Neoproterozoiczne gnejsy strzelińskie wydają się odpowiednikiem gnejsów keprnickich wywodzących się z Brunowistulii (Oberc-Dziedzic i in., 2005a). Z drugiej strony, późnokambryjski wiek gnejsów z Gościęcic jest porównywalny z wiekiem szeroko rozpowszechnionych ortognejsów Sudetów zachodnich i środkowych (np. Oliver i in., 1993; Kröner i in., 2001). W związku z tym gnejsy ze Stachowa i Gościęcic są interpretowane jako nasunięte na gnejsy ze Strzelina i Nowolesia wzdłuż nasunięcia strzelińskiego w strefie granicznej Sudetów Środkowych i Wschodnich (Oberc-Dziedzic i in., 2005a; zob. też rozdział WZS 5.1.1). Zgodnie z tym, strukturalnie niższy gnejs strzeliński występuje głównie w centralnej i wschodniej części masywu Strzelina, podczas gdy strukturalnie wyżejległy gnejs ze Stachowa odsłania się głównie w jego zachodniej części. Po nasunięciu nastąpił kolaps ekstensyjny, który odpowiada za obecną strukturę masywu Strzelina o charakterze kopuły (Szczepański, Mazur, 2004).

Magmatyzm od karbonu do wczesnego permu

Karbońsko-wczesnopermski magmatyzm granitoidowy i wulkanizm bimodalny w Sudetach obejmował szeroki przedział czasowy ok. 50 mln lat, od ok. 340 do 290 mln lat temu (Mazur i in., 2007; Turniak i in., 2014; Oberc-Dziedzic i in., 2015). Wczesnokarbońskie granitoidy obejmują szereg różnej wielkości intruzji rozproszonych w Sudetach Środkowych i w strefie uskoku Odry (fig. 14). W ich skład wchodzą ciała granitoidowe Odry, Niemczy i Jawornika, masywy kłodzko-złotostocki i Kudowy–Olešnic, a także dajka tonalitu Bielic (pasmo Starého Města). Późnokarbońskie granitoidy są największymi intruzjami zarówno w Sudetach zachodnich, jak i wschodnich (fig. 14). Obejmują one płytkie, w większości niezdeformowane plutony Karkonoszy, Strzegomia–Sobótki i Strzelina z szerokimi aureolami kontaktowymi, a także ciała plutoniczne i subwulkaniczne reprezentowane m.in. przez intruzję Żeleźniaka w jednostce kaczawskiej.

Granitoidy strefy uskoku Odry

Granitoidy strefy uskoku Odry są umiejscowione na skałach metaosadowych facji od zieleńcowej do amfibolitowej i całkowicie pogrzebane pod pokrywą kenozoiczną. Ich wystąpienia są znane jako granitoidy Gubina, Szprotawy, Środy Śląskiej, Wrocławia i Grodkowa. Odpowiadają one niewielkim ciałom zazwyczaj krucho zdeformowanych, najczęściej pozbawionych foliacji granodiorytów hornblendowych, monzogranitów i, podrzędnie, granitów, tonalitów i diorytów kwarcowych. Skały te są wysokopotasowe, metaluminowe lub rzadziej, peraluminowe i wykazują dużą zmienność składu chemicznego (Oberc-Dziedzic i in., 1999). Datowanie U-Pb pojedynczych cyrkonów z próbek granitoidów wykazujących i niewykazujących foliacji dało identyczny wiek 344 ±1 mln lat (Dörr i in., 2006). Podobny wiek, 349 ±2 mln lat, został uzyskany dla gruboziarnistego granodiorytu przez Oberc-Dziedzic i in. (2015).

Granitoidy niemczańskie

Niewielkie ciała późnokinematycznych **granitoidów w strefie Niemczy** (fig. 14) są reprezentowane przez głównie średnioziarniste, czasem porfirowate, granodioryty i drobnoziarniste sjenity kwarcowe, monzodioryty i waugneryty o słabo rozwiniętej foliacji. Są to skały metaluminowe, wapniowo-alkaliczne, alkaliczno-wapniowe do wapniowych. Wiek U-Pb monzodiorytu w Koźmicach oznaczono na 338 ±2,3 mln lat (Oliver i in., 1993) i 335,6 ±2,3 mln lat (Pietranik i in., 2013). Wiek chłodzenia tej synkinematycznej intruzji wynosi 331,9 ±1,7 mln lat (wiek $^{40}Ar/^{39}Ar$ na hornblendzie, Steltenpohl i in., 1993). Monzodioryt z Przedborowej jest datowany na 341,8 ±1,9 mln lat (Pietranik i in., 2013).

Masywy kłodzko-złotostocki i Kudowy–Olešnic

Masyw kłodzko-złotostocki, największy (120 km^2) odsłonięty na powierzchni wczesnokarboński pluton w Sudetach (fig. 14), jest zróżnicowany pod względem składu i obejmuje granodioryty, monzodioryty kwarcowe, monzodioryty, tonality i granity. Większość z nich jest alkaliczna, silnie potasowa i umiarkowanie wyewoluowana. Zawartość pierwiastków głównych i śladowych w granitoidach kłodzko-złotostockich sugeruje geochemiczną heterogeniczność i hybrydową naturę magmy pochodzącej z różnych źródeł skorupowych, z silnym wkładem materiału z górnego płaszcza (Mikulski i in., 2013). Typową cechą masywu jest występowanie porwaków stropowych złożonych ze skał metamorficznych i osadowych. Ich obecność wskazuje na współczesny poziom intersekcji w pobliżu stropu plutonu. Średnie wieki U-Pb głównej populacji cyrkonów magmowych z monzodiorytu kwarcowego, monzonitu hornblendowego i granodiorytu biotytowo-hornblendowego wynoszą, odpowiednio, 340,2 ±2,5, 339,5 ±3,1 i 336,7 ±2,5 mln lat (Mikulski i in., 2013). Masyw jest przecięty dajką spessartytu i ciałem tonalitu datowanym na ok. 333–331 mln lat (Mikulski i in., 2013). Granitoidy kłodzko-złotostockie wykazują podobną charakterystykę petrograficzną i geochemiczną jak granitoidy z innych obszarów środkowoeuropejskich waryscydów, gdzie pogrubienie skorupy orogenicznej doprowadziło do znacznego wzrostu jej temperatury (Mikulski i in., 2013). Inne próbki granitoidów kłodzko-złotostockich dały porównywalne wieki: 344 ±3 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2015) i 340–333 mln lat (Jastrzębski i in., 2018). Nowsze wieki U-Pb cyrkonów dostarczyły dowodów na dwa epizody magmowe w masywie kłodzko-złotostockim z charakterystyczną przerwą między nimi w przedziale ok. 326–308 mln lat (Jokubauskas i in., 2018). Najmłodsze datowane cyrkony (303,8 ±3,8/4,2 mln lat) pochodzą z leukokratycznego monzogranitu hornblendowo-biotytowego i dokumentują krótki okres postorogenicznej reaktywacji systemu magmowego. Cyrkony z diorytu biotytowo-hornblendowego dały wiek 349 ±3,4/3,7 mln lat, wskazując na początkową fazę wczesnokarbońskiego magmatyzmu (Jokubauskas i in., 2018).

Masyw Kudowy–Olešnic (fig. 14) był tradycyjnie uważany za mniej więcej równoczesny z masywem kłodzko-złotostockim, ponieważ oba plutony znajdują się na krawędzi masywu orlicko-śnieżnickiego. Jednak ostatnie datowania U-Pb cyrkonu z granitu Kudowy–Olešnic dały wiek 320,9 ±4,4 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2015). Wiek ten może uśredniać dwa epizody magmowe: krystalizację głównego pulsu magmy ok. 332–325 mln lat temu i iniekcję młodszego stopu ok. 307 mln lat temu, która spowodowała częściową resorpcję starszych cyrkonów i krystalizację przerostów bogatych w U i Th (Oberc-Dziedzic i in., 2015).

Granitoidy z Jawornika i Starého Města

Granitoidy jawornickie (fig. 14) reprezentują synotektoniczną intruzję w strefie ścinania Złoty Stok–Skrzynka, obejmującą sfoliowane, drobno- i średnioziarniste granodioryty biotytowe, tonality z podrzędnymi granodiorytami hornblendowymi i monzogranity. Skały te tworzą nachylone w kierunku północno-zachodnim sille i dajki o miąższości do ok. 1 km, częściowo zgodne z foliacją skał osłony. Sille zostały umiejscowione w przedziale czasowym ok. 347–334 mln lat temu (Jastrzębski i in., 2018). Granitoidy reprezentują hybrydy, które powstały w wyniku kontaminacji stopów pochodzących z dolnej skorupy i/lub z przetapiania subdukowanych osadów, różnymi porcjami wzbogaconych stopów pochodzących z płaszcza (Jastrzębski i in., 2018). **Granitoidy Starého Města** (fig. 14) wykazują podobną charakterystykę i porównywalny wiek: 344–341 mln lat (Jastrzębski i in., 2018). Wieki te zgadzają się w granicach błędu z wcześniej otrzymanymi wynikami (Parry i in., 1997).

Karkonoski pluton granitoidowy

Pluton karkonoski, największy odsłonięty masyw granitowy w Sudetach (fig. 14), składa się przede wszystkim z granitu biotytowego. Dominują cztery główne facje granitowe (Borkowska, 1966): (1) porfirowaty granit gruboziarnisty z fenokryształami skaleni potasowych często pokrytych plagioklazem, (2) granit średnioziarnisty, (3) drobno- i średnioziarnisty granit równoziarnisty oraz (4) granit granofirowaty. Odmiana porfirowata zawiera liczne mikrogranu-

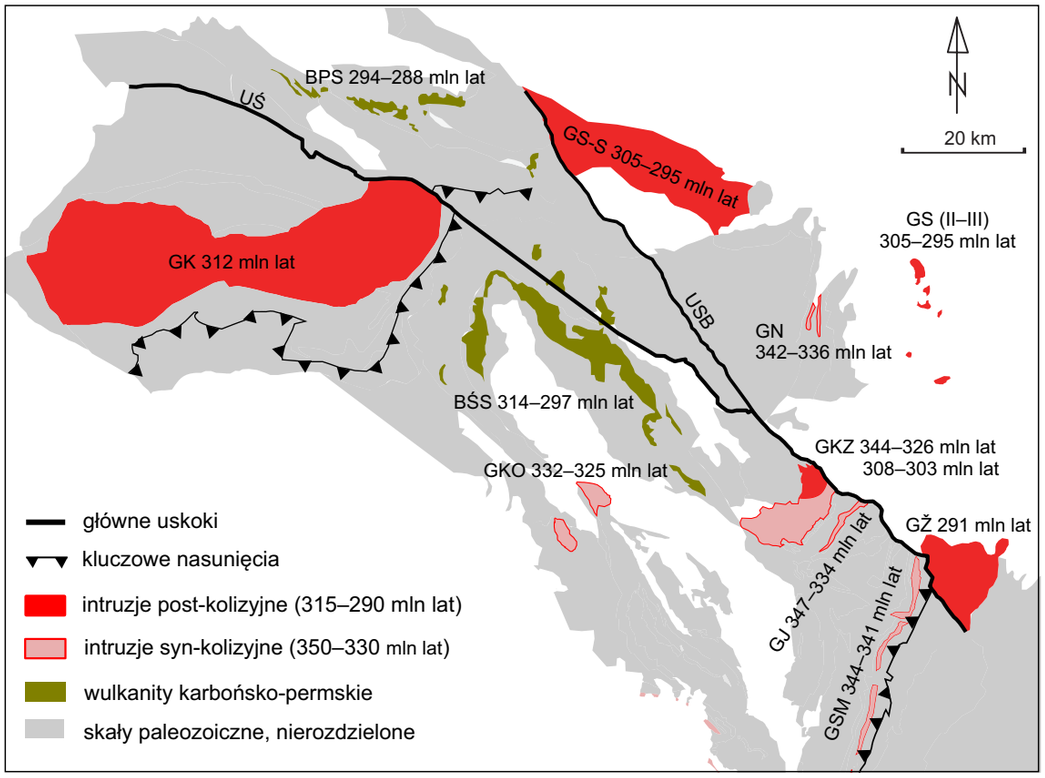


FIG. 14. Położenie karbońsko-permskich ciał magmowych w Sudetach (Jokubauskas i in., 2018, zmodyfikowano). Akronimy i źródła danych: BŚS – basen śródsudecki (Kryza, Awdankiewicz, 2012; Opluštil i in., 2016); UŚ – uskok śródsudecki; GJ – granitoidy jawornickie (Jastrzębski i in., 2018); GK – granit karkonoski (Kryza i in., 2014); GKO – granit Kudowy–Olešnic (Oberc-Dziedzic i in., 2015); GKZ – granitoidy kłodzko-złotostockie (Mikulski i in., 2013; Oberc-Dziedzic i in., 2015; Jokubauskas i in., 2018; Jastrzębski i in., 2018); GN – granitoidy Niemczy (Pietranik i in., 2013); BPS – basen północnosudecki (Awdankiewicz i in., 2014); USB – uskok sudecki brzeżny; GS (II-III) – granitoidy Strzelina: drugi i trzeci etap (Oberc-Dziedzic i in., 2010b, 2013); GSM – granitoidy pasma Starého Města (Parry i in., 1997; Jastrzębski i in., 2018); GS-S – granitoidy masywu Strzegom–Sobótka (Turniak i in., 2014); GŽ – granit Žulovej (Laurent i in., 2014)

larne enklawy maficzne i szliry. Wartość $\varepsilon Nd^{(320)}$ waha się od –7 do –4 dla granitu porfirowatego przez –4 do –3 dla hybryd granodiorytowych do –2 do –1 dla lamprofirów (Słaby, Martin, 2008). Modelowanie głównych pierwiastków i analizy skalenia sugerują, że dwa mechanizmy były szczególnie ważne w różnicowaniu się magmy: (1) mieszanie magmy felzytowej pochodzącej z dolnej skorupy i magmy maficznej pochodzącej ze zmetasomatyzowanego płaszcza na wczesnych etapach formowania plutonu oraz (2) frakcyjna krystalizacja bardziej rozwiniętych stopów (Słaby, Götze, 2004; Słaby, Martin, 2008).

Precyzyjne datowanie cyrkonów z granitu Karkonoszy dostarcza dowodów na to, że krystalizacja dwóch głównych facji granitowych, porfirowatej i ekwigranularnej, miała miejsce między 312,5 ±0,3 a 312,2 ±0,3 mln lat (Kryza i in., 2014). Wyniki te są sprzeczne z większością wcześniejszych prób datowania, które tutaj zostały pominięte. Głównymi przyczynami rozrzutu wcześniejszych dat uzyskanych różnymi technikami mogą być niedokładności analityczne, obecność starszego materiału odziedziczonego i zaburzenia układu izotopowego U-Pb, spowodowane metamiktyzacją cyrkonu lub późną, postmagmową alteracją (Kryza i in., 2014). Kilka odmian granitu występujących po czeskiej stronie plutonu było wydatowanych w zakresie od 320,1 ±3,0 mln lat do 315,0 ±2,7 mln lat przy zastosowaniu geochronologii U/Pb cyrkonu, metodą LA ICP-MS (Žák i in., 2013).

Masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka

Masyw Strzegom–Sobótka (fig. 14) składa się z czterech głównych odmian granitu: (1) monzogranitu hornblendowo-biotytowego, (2) monzogranitu biotytowego, (3) monzogranitu dwułyszczykowego i (4) granodiorytu biotytowego (Majerowicz, 1972; Puziewicz, 1990). Uważa się, że peraluminowy monzogranit dwułyszczykowy krystalizował z prawie nasyconej wodą, stosunkowo zimnej magmy, co wynika z jego niskiego Sri = 0,705, obecności enklaw łupkowych złożonych głównie z biotytu i muskowitu oraz obfitości pierwotnego, magmowego muskowitu (Puziewicz, 1990). Monzogranit hornblendowo-biotytowy i znajdujące się w nim enklawy wykazują cechy wapniowo-alkaliczne, peraluminowe do metaluminowych. Na skorupowe powinowactwo monzogranitów wskazuje Sri = 0,710 (Pin i in., 1989; Domańska-Siuda i in., 2019) oraz $\varepsilon Nd^{(290)}$, wahające się od ok. –7,1 do –2,2 (Domańska-Siuda i in., 2019). Na podstawie modelowania geochemicznego Domańska-Siuda i in. (2019) wykazali, że ewolucja magmowa monzogranitu hornblendowo-biotytowego była kontrolowana głównie przez frakcjonalną krystalizację plagioklazu oraz, w mniejszym stopniu, biotytu i amfibolu, a także przez podrzędne mieszanie z niewielkimi porcjami magmy maficznej.

Nowe dane wiekowe z masywu Strzegom–Sobótka wskazują na sukcesywne umiejscowienie czterech porcji magmy o różnym składzie modalnym w ciągu ok. 10–15 mln lat (Turniak i in., 2014). Jako pierwszy utworzył się granit dwułyszczykowy, który wykrystalizował 304,8 ±2,7 mln lat temu. Po nim intrudował granodioryt biotytowy, którego trzy próbki datowano, odpowiednio, na 301,9 ±3,6, 299,3 ±2,4 i 297,9 ±3,7 mln lat. Granity biotytowe i hornblendowo-biotytowe wykazały praktycznie identyczny wiek, 301,1 ±2,7 mln lat, 297,7 ±2,2 mln lat i 297,1 ±3,0 mln lat, ale są uważane za nieco młodsze w oparciu o obserwacje terenowe. Najmłodszą odmianą skalną jest granodioryt z Łażan, datowany na 294,4 ±2,7 mln lat (Turniak i in., 2014). Oszacowania temperatury wraz z morfologią kryształów cyrkonu pokazują stopniowy, ale znaczący, wzrost temperatury magmy wraz z malejącym wiekiem intruzji. Temperatura wzrosła z ok. 720°C w granicie dwułyszczykowym do 740–780°C w granodiorycie biotytowym i do 800–860°C w granitach biotytowo-hornblendowych i granodiorycie z Łażan. W oparciu o uzyskane wieki można stwierdzić, że powstanie granitoidów masywu Strzegom–Sobótka nastąpiło bezpośrednio po ustaniu kompresji na przedpolu waryscydów południowo-zachodniej Polski i było jednoczesne z wypiętrzeniem orogenu oraz obfitym bimodalnym wulkanizmem w pobliskich basenach śródgórskich. W związku z tym stopniowe nagrzewanie skorupy ziemskiej, jak wskazują zarejestrowane dane, musiało być spowodowane wzrostem strumienia ciepła dostarczonego do dolnej skorupy ziemskiej wskutek wznoszenia się z górnego płaszcza magm bazaltowych. Ponieważ te ostatnie powstały prawdopodobnie podczas dekompresyjnego topnienia płaszcza litosferycznego, umiejscowienie granitoidów masywu Strzegom–Sobótka, wraz z bimodalnym wulkanizmem, sygnalizowało rozpoczęcie wycieniania litosfery pod Europą Środkową (Turniak i in., 2014).

Masywy granitoidowe Strzelina i Žulovej

Masyw Strzelina (fig. 14) składa się z granodiorytów, diorytów kwarcowych, tonalitów oraz granitów biotytowych i dwułyszczykowych, występujących na powierzchni w postaci izolowanych ciał, głównie żył kominowych oraz płasko leżących dajek i apofiz o grubości do kilkudziesięciu metrów (np. Oberc-Dziedzic i in., 2013). Dane geochemiczne całej skały wskazują na metaluminowe, wapniowo-alkaliczne cechy tonalitów, diorytów kwarcowych i granitów biotytowych. Umiejscowienie i krystalizacja granitu strzelińskiego miały miejsce pod ciśnieniem 1,5–3 kbar (Pietranik i in., 2006), na co wskazuje obecność andaluzytu w granicie dwułyszczykowym oraz wysoka zawartość Al w hornblendzie z tonalitu. Dane petrologiczne i geochronologiczne wskazują na długotrwałą waryscyjską ewolucję magmową w masywie Strzelina, z trzema głównymi etapami plutonizmu granitoidów: 1 – tonalitowy I (ok. 324 mln lat),

2 – granodiorytowy (ok. 305 mln lat) i 3 – tonalitowy II/granitowy (ok. 295 mln lat; Oberc-Dziedzic i in., 2010b, 2013). Granitoidy drugiego i trzeciego etapu tworzą intruzję Strzelina, która składa się z trzech odmian: średnioziarnistego granitu biotytowego, drobnoziarnistego granitu biotytowego i drobnoziarnistego granitu biotytowo-muskowitowego. Dwa odrębne zdarzenia magmowe są reprezentowane przez dobrze zdefiniowane populacje cyrkonów o wieku $^{206}Pb/^{238}U$ wynoszącym 303 ±2 mln lat w średnioziarnistym granicie biotytowym i 283 ±8 mln lat w drobnoziarnistym granicie biotytowym. Obserwacje terenowe dowodzą, że trzecia odmiana granitoidów Strzelina, reprezentowana przez granit biotytowo-muskowitowy, jest młodsza od obu typów granitów biotytowych. Cechy petrograficzne i geochemiczne, w tym sygnatura izotopowa Nd wraz z odmiennymi procesami dziedziczenia cyrkonu sugerują, że macierzyste masy magmowe trzech odmian granitów pochodzą z różnych źródeł w skorupie ziemskiej i zostały umiejscowione podczas trzech kolejnych pulsów magmowych.

Pluton Żulovej (fig. 14) odsłania niezdeformowaną asocjację maficzno-felzytową typową dla magmatyzmu postorogenicznego. Większość plutonu składa się z granitu biotytowego i granodiorytów wraz z podrzędnym monzodiorytem kwarcowym. Datowanie U-Pb cyrkonu (Laurent i in., 2014) ujawniło synchroniczne umiejscowienie granitu biotytowego (291 ±5 mln lat temu) oraz granodiorytu i monzodiorytu kwarcowego (292 ±4 mln lat temu). Geochemia całej skały i dane izotopowe Sr-Nd wskazują, że prawdopodobnym źródłem granitu biotytowego i granodiorytu mogły być dewońskie, niedojrzałe petrograficznie metaszarogłazy pochodzące z łuku magmowego, osadzone wraz z wulkanoklastykami (Laurent i in., 2014). Stopienie tego materiału skorupowego zostało prawdopodobnie spowodowane przez intruzję gorącej magmy zasadowej (monzodioryt kwarcowy), która mogła być wzbogaconym stopem pochodzącym z płaszcza, zanieczyszczonym przez materiał z kadomskiego podłoża (Laurent i in., 2014).

Skały subwulkaniczne i wulkaniczne

Karbońsko-wczesnopermski magmatyzm w Sudetach obejmował, oprócz plutonizmu granitoidowego, rozległą aktywność subwulkaniczną i wulkaniczną (fig. 14). Powstałe wtedy kompleksy magmowe można zasadniczo podzielić na: (1) subwulkaniczne kompleksy dajek i innych intruzji hipabysalnych odsłoniętych w wypiętrzonych blokach krystalicznego podłoża oraz (2) wulkaniczne kompleksy law, płytkich intruzji i osadów wulkanoklastycznych osadzonych w karbońsko-permskich sukcesjach osadowych w śródgórskich basenach śródsudeckim i północnosudeckim (fig. 14). Rozwój kompleksów subwulkanicznych i wulkanicznych rozpoczął się w karbonie i osiągnął swój punkt kulminacyjny w permie. Główne ryolitowe jednostki wulkaniczne w basenie północnosudeckim są datowane na 294–288 mln lat (Awdankiewicz i in., 2014). Wkrótce po umiejscowieniu law i intruzji kwaśnych nastąpił epizod wulkanizmu maficznego. Wyniki geochronologiczne i obserwacje stratygraficzne sugerują, że bimodalny wulkanizm zakończył wczesny, raptowny i krótkotrwały (trwający 10–15 mln lat) etap ewolucji basenu (Awdankiewicz i in., 2014). Ryolity i tufy lub ignimbryty z basenu śródsudeckiego zostały wydatowane na interwał czasowy od ok. 314 do 297 mln lat temu, przy użyciu metody U-Pb na cyrkonach (Opluštil i in., 2016). Wiek silli ryodacytu w najniższej części basenu śródsudeckiego (306,1 ±2,8 mln lat) otrzymany przez Kryzę i Awdankiewicza (2012) mieści się w tym przedziale czasowym.

Dajki maficzne i felzytowe (lamprofiry i różnorakie „porfiry") są szeroko rozpowszechnione w krystalicznych skałach waryscyjskiego piętra Sudetów i lokalnie koncentrują się w małych rojach dajek (Mazur i in., 2007). Rój Kowary–Janowice Wielkie w masywie karkonosko-izerskim przecina wschodnią część granitu karkonoskiego, wykazuje największą zmienność petrograficzną i obejmuje minety, wogezyty, spessartyty oraz skały monzodiorytowe i mikrogranitowe (Awdankiewicz i in., 2010). Jedna dajka monzodiorytowa z tego obszaru została datowana metodą U-Pb na cyrkonach (SHRIMP) na 313 ±3 mln lat (Awdankiewicz i in., 2010). Rój Złotego Stoku jest związany z intruzją granitoidową kłodzko-złotostocką i wykazuje podobny zakres zmienności petrograficznej, z wyjątkiem minet, które są nieobecne (Awdankiewicz, 2007). Niewielki rój dajek przecinający serię skał metamorficznych masywu orlicko-śnieżnickiego składa się prawie wyłącznie z minet (Awdankiewicz, 2007). Rzadkie dajki lamprofirowe występują również w masywie Gór Sowich i w basenie śródsudeckim (Mazur i in., 2007).

Wyróżniającym się kompleksem subwulkanicznym jest intruzja Żeleźniaka typu granodiorytowego, płytko umiejscowiona w obrębie skał metamorficznych jednostki kaczawskiej. Kompleks występuje na niewielkim obszarze o średnicy ok. 500 m i składa się z nieregularnej intruzji centralnej oraz kilku żył. W skład skał magmowych wchodzą ryolity, dacyty, trachyandezyty, lamprofiry oraz drobnoziarniste porfirowate mikrogranity i gruboziarniste granodioryty, równoziarniste na głębszym poziomie (Muszyński i in., 2002; Machowiak i in., 2004). Ciało magmowe Żeleźniaka jest interpretowane jako policykliczna kopuła lawowa, która etapami przebijała się na powierzchnię (Machowiak i in., 2004). Ryodacyty i granity tworzące intruzję zostały wydatowane (wiek U-Pb na cyrkonie), odpowiednio, na 316,7 ±1,2 i 315 ±1,8 mln lat (Muszyński i in., 2002).

Najpełniejszy zapis karbońsko-permskiego wulkanizmu znajduje się w basenie śródsudeckim (fig. 14), gdzie ryodacytowe i ryolitowe pokrywy lawowe, lakkolity i objętościowo niewielkie sille o składzie od andezytu do bazaltowego andezytu zostały umiejscowione w obszarze wałbrzysko-noworudzkiego basenu węglowego, reprezentującego wewnątrzbasenową nieckę depozycyjną. Powstawanie lakkolitów i sillów było ułatwione przez miąższe nagromadzenia młodych, słabo zlityfikowanych osadów, które uwięziły wznoszące się magmy na płytkich poziomach wypełnienia basenu (Awdankiewicz, 2004). Z kolei pas diatrem występujący we wschodniej części basenu śródsudeckiego jest pozostałością strefy wulkanicznej typu maaru, która powstała w wyniku freatomagmowych erupcji magmy ryolitowej oraz późniejszej intruzji dajek ryolitowych i trachyandezytowych, sillów i kopuł. Sukcesywnie, zarówno w obrębie basenu śródsudeckiego, jak i północnosudeckiego, powstało kilka centrów wulkanicznych, często związanych z obfitymi wylewami law. Wulkany w tych centrach emitowały głównie lawy o pośrednim składzie – trachyandezyty i bazaltowe andezyty. Jednak najbardziej wyewoluowane magmy ryolitowe wydostały się na powierzchnię we wschodniej części basenu śródsudeckiego w wyniku gwałtownych erupcji, tworząc kalderę o średnicy ok. 10 km i rozległą warstwę ignimbrytu (Awdankiewicz, 1999a, 2004).

Dane geologiczne pokazują, że na obszarze Sudetów rozwinęło się kilka oddzielnych systemów magmowych, reprezentowanych przez poszczególne kompleksy subwulkaniczne i centra wulkaniczne. Ogólnie rzecz biorąc, kompleksy subwulkaniczne obejmowały bardziej alkaliczne, uwodnione magmy, a kompleksy wulkaniczne – mniej alkaliczne magmy, ubogie w składniki lotne. Skały maficzne tych kompleksów są, w wielu przypadkach, zbliżone do prymitywnych stopów pochodzących z płaszcza, a także do składu macierzystej magmy w przypadku skał bardziej wyewoluowanych. Wzbogacone źródła płaszcza były zaangażowane w tworzenie law zasadowych i pośrednich, umiejscowionych w basenach śródgórskich. W basenie śródsudeckim bazaltowe andezyty wykazują sygnaturę geochemiczną typową dla aktywnych obrzeżeń kontynentów, interpretowaną jako odziedziczony zapis przedkarbońskich procesów subdukcji, podczas gdy bazaltowe trachyandezyty mają wyraźniejsze cechy specyficzne dla magm wewnątrzpłytowych (Awdankiewicz, 1999b). Jednak charakterystyka geochemiczna bazaltowych andezytów basenu północnosudeckiego jest przejściowa między lawami związanymi z basenami ekstensyjnymi, środowiskiem wewnątrzpłytowym i aktywnymi obrzeżeniami kontynentów (Awdankiewicz, 2006). Bardziej wyewoluowane lawy, umiejscowione w basenach śródgórskich, powstały głównie w wyniku frakcyjnej krystalizacji bardziej prymitywnych stopów (Awdankiewicz, 1999b, 2006).

Główne strefy uskokowe

Korelacja Sudetów z pozostałymi częściami Masywu Czeskiego oraz poszczególnych jednostek sudeckich między sobą jest utrudniona przez co najmniej dwa ważne uskoki zrzutowo-przesuwcze o przebiegu WNW–ESE: uskok górnej Łaby i uskok śródsudecki. Pomimo faktu, że wielkość przemieszczeń na tych strefach uskokowych nadal pozostaje kwestią różnych interpretacji (Aleksandrowski, 1990, 1995; Matte i in., 1990; Oliver i in., 1993; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2002; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025), stanowią one granice tektoniczne dla sąsiadujących z nimi jednostek strukturalnych, a tym samym utrudniają korelacje regionalne i ponadregionalne. Aktywność tektoniczna obu głównych stref uskokowych została w większości zakończona przez późnokarbońskie przemieszczenia lewoprzesuwcze o wielkości lokalnie dochodzącej do 15–20 km, które nastąpiły po wcześniejszych, wczesnokarbońskich przemieszczeniach prawoprzesuwczych (Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020).

Ponadto obszar internidów sudeckich jest oddzielony od swego północnego przedpola o cechach karbońskiego basenu niesionego (ang. *thrust-top basin*) strefą uskokową środkowej Odry o kierunku WNW–ESE, podczas gdy wydłużony w tym samym kierunku zrąb niskometamorficznego podłoża występuje jeszcze dalej na przedpolu, w rejonie Wolsztyna, i jest ograniczony od północy równolegle zorientowanym uskokiem Dolska (zob. rozdział 5.1.4.2). Kinematyka tych dwóch dyslokacji pozostaje wciąż w większości nieznana, poza znaczącym późnopermskim komponentem zrzutowym na uskoku Odry rzędu 1–1,2 km.

Uskok górnej Łaby

Strefa uskokowa górnej Łaby oddziela obszar sudecki (Sudety) od rdzenia Masywu Czeskiego, położonego na południowym zachodzie (fig. 1). Można ją prześledzić od okolic Drezna na północnym zachodzie (Götte, Hirschmann, 1972; Mattern, 1996) aż po Morawy (Rajlich, 1987, 1990; Aleksandrowski, 1995). Pasywnymi markerami, które można wykorzystać do określenia wielko-

ści ruchu wzdłuż uskoku, są wzajemnie przesunięte wychodnie gnejsów izerskich i Gór Kruszcowych, a także nieciągłe anomalie magnetyczne (Rajlich, 1987, 1990). Przemieszczenie prawoprzesuwcze sugeruje również przesunięcie szwu saksoturyńskiego między masywami Gór Kruszcowych i karkonosko-izerskim (fig. 1), jak postulują Mazur i Aleksandrowski (2001) oraz Konopásek i in. (2019). Ponieważ przemieszczenie wzdłuż uskoku górnej Łaby zmniejsza się w kierunku granicy strefy renohercyńskiej, uskok ten mógł być elementem transferowym, którego przesunięcie zmniejsza się wraz z deformacją w kierunku północnym (Franke i in., 2017). Ku południowemu wschodowi uskok górnej Łaby jest ukryty pod pokrywą północnoczeskiego basenu kredowego, a jego kontynuacja ku wschodniemu brzegowi Masywu Czeskiego pozostaje problematyczna.

Uskok śródsudecki

Za najbardziej spektakularną waryscyjską nieciągłość strukturalną w Sudetach uważany jest **uskok śródsudecki** o przebiegu WNW–ESE (Berg, 1913; Oberc, 1972; Don, 1990; Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997). Towarzyszy mu kilkusetmetrowej szerokości strefa deformacji podatnych i podatno-kruchych (Aleksandrowski i in., 1997). Uskok ten, wraz ze swym północno-zachodnim przedłużeniem w głąb Niemiec, głównym uskokiem łużyckim, wyznacza w obrazie kartograficznym prostoliniowy (w dużym przybliżeniu) ślad o długości ok. 300 km (fig. 1). Odmienność cech kompleksów skalnych występujących po obu stronach uskoku oraz struktury deformacyjne w jego bezpośrednim sąsiedztwie sugerują istotne przesunięcie lateralne wzdłuż uskoku. Skali przesunięcia nie można jednak jednoznacznie oszacować. Żadna z jednostek tektonicznych występujących w Sudetach nie kontynuuje się po drugiej stronie uskoku śródsudeckiego (fig. 1) – z jednym istotnym wyjątkiem, w postaci strefy ścinania Niemczy na północnym skrzydle uskoku, która, jak już wcześniej wspomniano, wydaje się reprezentować przemieszczone lewoprzesuwczo o ok. 15 km przedłużenie analogicznie rozwiniętej i ukierunkowanej strefy ścinania Skrzynki–Złotego Stoku, występującej na skrzydle południowym uskoku w rejonie, gdzie dalej ku wschodowi uskoku nie można już śledzić.

Matte i in. (1990) na szkicu tektonicznym Masywu Czeskiego znaczą przy uskoku śródsudeckim późnokarbońskie przemieszczenie prawoprzesuwcze rzędu kilkudziesięciu kilometrów. Według Aleksandrowskiego (1990, 1995) i Aleksandrowskiego i in. (1997), późnodewońskie(?)–wczesnokarbońskie przemieszczenie prawoskrętne na tym uskoku i towarzyszącej mu podatnej strefie ścinania mogło sięgać ok. 300 km, poprzedzając późnokarbońskie odwrócenie zwrotu ruchu i związane z nim przemieszczenie lewoprzesuwcze w warunkach półkruchych o ok. 15–20 km. Przemieszczenie prawoskrętne mogło spowodować przesunięcie jednostki kaczawskiej i masywu sowiogórskiego z ich możliwego pierwotnego położenia, odpowiednio, w północnej strefie fyllitowej i strefie saksoturyńskiej (fig. 1). Franke i Żelaźniewicz (2002) postulują, że basen śródsudecki jest strukturą typu *pull-apart* (basenem z rozrywania) utworzoną wzdłuż uskoku śródsudeckiego, co implikowałoby, że rozmiar karbońskiej części tego basenu w kierunku WNW–ESE jest równy wielkości przemieszczenia (~70 km). Jest to częściowo zgodne z sugestiami Suessa (1926), Kossmata (1927), Behra i in. (1984) oraz Frankego i in. (1993), którzy sugerowali, że masyw sowiogórski był pierwotnie położony w jednej linii z masywami Münchberg, Frankenberg i Wildenfels, co później wsparła analiza map grawimetrycznych (Edel, Weber, 1995). Po odjęciu, jednak, ok. 100 km przesunięcia prawoprzesuwczego wzdłuż strefy uskoku górnej Łaby, rzeczywista wartość przesunięcia wzdłuż uskoku śródsudeckiego umożliwiająca korelację masywu Münchberg z Górami Sowimi, mogła być niższa od maksymalnej, pierwotnie postulowanej wartości (Aleksandrowski, 1990, 1995). W niedawnej pracy Mazur i Schulmann (2025) oszacowali przemieszczenia prawoprzesuwcze na uskokach Górnej Łaby i środsudeckim jedynie na 30–40 km. Jednakże ten szacunek dotyczy sytuacji dzisiejszej. Zatem, dodając do 20 km lewoprzesuwczego przemieszczenia w późnym karbonie, całkowite przemieszczenie prawoprzesuwcze na uskoku śródsudeckim wyniosłoby 60 km, czyli podobnie do sugestii Frankego i Żelaźniewicza (2002). Niezależnie od rzeczywistej wielkości przemieszczenia, uskok śródsudecki zanika ku wschodowi, przed osiągnięciem wschodniego skraju Masywu Czeskiego (fig. 14). Możliwe też, że uskok w swej wschodniej części rozdziela się na kilka odgałęzień na północ od masywu orlicko-śnieżnickiego, zanim dotrze do strefy morawsko-śląskiej (Oberc, 1991), co może się wiązać z wygasaniem ku wschodowi przemieszczenia na jego głównej powierzchni. Niezależnie, uskok śródsudecki wraz ze swymi wzajemnie przesuniętymi skrzydłami mógł zostać obcięty w późnym karbonie przez młodsze, prostopadłe do niego przemieszczenia w strefie morawsko-śląskiej o znacznych składowych zarówno nasuwczej, jak i przesuwczej, generowane przez kinematyczną aktywność przyległego do Sudetów od wschodu sztywnego bloku Brunowistulii (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Uskok środkowej Odry

Uskok środkowej Odry reprezentuje odcinek „dyslokacji Łaby"[2] Arthaud i Matte'a (1977), który wyznacza północno-wschodnią granicę znanego zasięgu waryscyjskiego podłoża krystalicznego obszaru sudeckiego (fig. 1, 15) i jest całkowicie ukryty pod skałami mezozoicznymi i młodszymi. Niezmetamorfizowane karbońskie osady fliszowe waryscyjskiego zewnętrznego pasma fałdowo-nasuwczego stykają się na tej strefie uskokowej z położonymi na południu gnejsami i łupkami strefy środkowej Odry, intrudowanymi przez kilka plutonów granitoidowych wczesnokarbońskiego wieku (Oberc-Dziedzic i in., 1999; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Dörr i in., 2006). Ta część waryscyjskiego podłoża była w przeszłości porównywana ze środkowo-niemieckim wyniesieniem krystalicznym (np. Ellenberger, Tamain, 1980; Dörr i in., 2006). Karbońska sukcesja fliszowa na północ od uskoku środkowej Odry jest pogrzebana pod rozległą permsko-mezozoiczną pokrywą osadową basenu niemiecko-polskiego, która osiąga grubość ok. 1 km w pobliżu kontaktu z podłożem waryscyjskim bloku przedsudeckiego i staje się stopniowo coraz grubsza w kierunku północnym. W związku z tym uskok środkowej Odry, poza komponentem przesuwczym, postulowanym przez analogię do uskoków śródsudeckiego i górnej Łaby, ma także ważną składową zrzutową.

Korelacja z innymi częściami pasma waryscyjskiego

Wiek metamorfizmu w masywie sowiogórskim, 400–390 mln lat w odniesieniu do zdarzenia wysokociśnieniowego i 385–365 mln lat w odniesieniu do metamorfizmu facji amfibolitowej (Tabaud i in., 2020), wskazuje na korelację z jednostkami górnego allochtonu iberyjskiego (kompleks Cabo Ortegal; por. Martínez Catalán i in., 2000, 2021). Ta korelacja jest dodatkowo poparta obecnością dolnodewońskiego ofiolitu środkowosudeckiego (Awdankiewicz i in., 2021) wokół masywu sowiogórskiego. Chociaż związek między masywem a otaczającym go ofiolitem jest nie do końca jasny ze względu na młodsze uskoki, jest możliwe, że ofiolit został nasunięty na masyw sowiogórski (Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Masyw kłodzki obejmuje metamagmowe skały wapniowo-alkaliczne o wieku neoproterozoicznym oraz kambryjskim (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2004, 2015) i wykazuje pokrewieństwo ze strefą Tepli-Barrandienu (Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006a), w szczególności z grupą kralupsko-zbrasławską, która jest najstarszą częścią sukcesji tej strefy. Podobnie jak w przypadku części strefy Tepli-Barrandienu, kompleks kłodzki był zaangażowany we wczesną deformację waryscyjską na pograniczu środkowego i późnego dewonu (Hladil i in., 1999), która doprowadziła do nasunięcia masywu kłodzkiego na ofiolit Nowej Rudy (Mazur i in., 2004, 2015). Dalsze podobieństwo między masywem kłodzkim a strefą Tepli-Barrandienu polega na tym, że obie jednostki występują w pozycji allochtonicznej, przy czym ta ostatnia została zweryfikowana jako odpowiednik górnego allochtonu iberyjskiego (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Również jednostka Nového Města prawdopodobnie reprezentuje rozczłonkowaną kontynuację proterozoicznej sukcesji strefy Tepli-Barrandienu (Cháb i in., 1995).

Pokrewieństwo pasma Nového Města i masywu kłodzkiego do Tepli-Barrandienu przemawia za korelacją z górnym allochtonem iberyjskim i położeniem tych jednostek nad ofiolitem środkowosudeckim i masywem orlicko-śnieżnickim (Martínez Catalán i in., 2020). Związek z masywem sowiogórskim pozostaje niepewny, ale ten ostatni może reprezentować strukturalnie niższą jednostkę górnego allochtonu waryscyjskiego, porównywalną z jednostkami wysokociśnieniowymi i wysokotemperaturowymi północno-zachodniej Iberii (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Wspólna eo-waryscyjska historia metamorficzna masywu sowiogórskiego i północno-zachodniej Iberii, a także masywu Münchberg w Bawarii sugeruje, że jednostki te mogły być częścią tego samego terranu przed dewonem (Franke i in., 1993, 2017; Crowley i in., 2000). Ten wspólny scenariusz geodynamiczny zarówno dla masywu sowiogórskiego, jak i północno-zachodniej Iberii został po raz pierwszy zasugerowany przez Kryzę i Pina (2010), a ostatnio postulowany przez Martínez Catalána i in. (2020, 2021) oraz Tabaud i in. (2020).

Jednostki allochtoniczne masywu karkonosko-izerskiego, podobnie jak jednostka kaczawska, mogą stanowić odpowiedniki środkowego i dolnego allochtonu w północno-zachodniej Iberii (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Ślady metamorfizmu wysokociśnieniowego wskazują w tym przypadku na niższy allochton, podczas gdy duże kompleksy metabazytowe typu MORB ujawniają powinowactwo do ofiolitów środkowego allochtonu. Masyw orlicko-śnieżnicki

[2] Chodzi tu o dalece hipotetyczną ciągłość i dalekie przedłużenie ku SE strefy uskokowej dolnej Łaby w okolicach Hamburga, znane w polskiej literaturze pod nazwą „lineamentu Hamburg–Kraków".

5
Platforma paleozoiczna

może reprezentować strukturę podobną do kopuł Granulitebirge i Erzgebirge w południowej części wschodnich Niemiec, a w ostatnim przypadku również i północno-zachodnich Czech, gdzie odsłonięte są subdukowane i ekshumowane skały strefy saksoturyńskiej (Martínez Catalán i in., 2020). Kadomskie autochtoniczne podłoże Sudetów jest odsłonięte w obrębie masywu łużyckiego, a obszar ten potencjalnie stanowi bezpośrednią kontynuację terranu saksoturyńskiego.

Ewolucja tektoniczna

Sudety rozwinęły się, wraz z całym pasmem waryscyjskim, w dewonie i karbonie w odpowiedzi na zamknięcie co najmniej dwóch basenów oceanicznych, jednoczesną amalgamację terranów perygondwańskich, a następnie ich akrecję do południowo-zachodniego obrzeżenia paleokontynentu Laurosji (np. Matte i in., 1990; Cymerman i in., 1997; Pharaoh, 1999; Belka i in., 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Winchester i in., 2002; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025). Pomimo znacznej złożoności strukturalnej, w Sudetach zachodnich i środkowych można zaobserwować polaryzację tektoniczną WNW–ESE, licząc od obszarów autochtonicznych po najwyższe jednostki allochtoniczne (fig. 15):

1) Późnoneoproterozoiczne podłoże terranu saksoturyńskiego i jego paleozoiczna pokrywa osadowa – odpowiednio, masyw łużycki i zgorzeleckie pasmo łupkowe;
2) Późnokambryjskie plutony, które intrudowały w pasywne obrzeżenie terranu saksoturyńskiego i obecnie występują w pozycji autochtonicznej (gnejsy izerskie, granit rumburski) – zachodnia część masywu karkonosko-izerskiego;
3) Allochtoniczne kompleksy wulkaniczno-osadowe pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego, obecnie włączone w stos płaszczowin o wergencji ku WNW, zawierające ślady metamorfizmu facji niebieskich łupków – jednostka kaczawska i południowo-wschodnia część masywu karkonosko-izerskiego;
4) Skorupa oceaniczna krótkotrwałego, dewońskiego basenu oceanicznego – ofiolit środkowosudecki;
5) Allochtoniczne kompleksy średniego i wysokiego stopnia metamorfizmu o prawdopodobnym pokrewieństwie do Tepli-Barrandienu, zawierające zapis dewońskiego metamorfizmu i ekshumacji – masywy sowiogórski i kłodzki;
6) Wczesnokarbońska kopuła metamorficzna powstała w wyniku migracji ku górze materiału felzytowego głęboko subdukowanej dolnej skorupy kontynentalnej na zapleczu pryzmy akrecyjnej – masyw (kopuła) orlicko-śnieżnicki;
7) Allochtoniczny, dewoński łuk magmowy – kompleks wulkaniczno-osadowy grupy Vrbna;
8) Sztywny blok reprezentujący górną płytę strefy kolizji, który był zaangażowany w deformację waryscyjską tylko wzdłuż swego zachodniego brzegu – terran Brunowistulii o niepewnym pokrewieństwie z Awalonią lub Baltiką, włączony do Laurosji od początku dewonu.

W Sudetach wschodnich, a nawet poczynając od masywu orlicko-śnieżnickiego we wschodniej części Sudetów środkowych, wergencja nasunięć i fałdów odwraca się i jest skierowana generalnie ku ESE. Jest to efektem bądź rozwoju nasunięć wstecznych (Chopin i in., 2012), bądź obecności strefy kolizji z Brunowistulią o polarności przeciwnej do występującej w Sudetach zachodnich i środkowych (Faryad i in., 2024).

Opisaną powyżej polaryzację można porównać do układu dwupłytowego z dolną płytą na zachodzie (por. punkty 1 i 2 powyżej), frontalnym (3, 4) i tylnym klinem akrecyjnym (5, 6) pośrodku oraz górną płytą na wschodzie (7, 8) – w zgodzie z licznymi interpretacjami przedstawianymi w ostatnich latach (m.in. Chopin i in., 2012; Martínez Catalán i in., 2021; Schulmann i in., 2022). Alternatywne rozwiązanie, nawiązujące do starszych koncepcji (np. Suess, 1912; Matte i in., 1990; Mazur i in., 2010), zakłada subdukcję krawędzi Brunowistulii ku WNW i wergencję powstałego w jej efekcie pasma

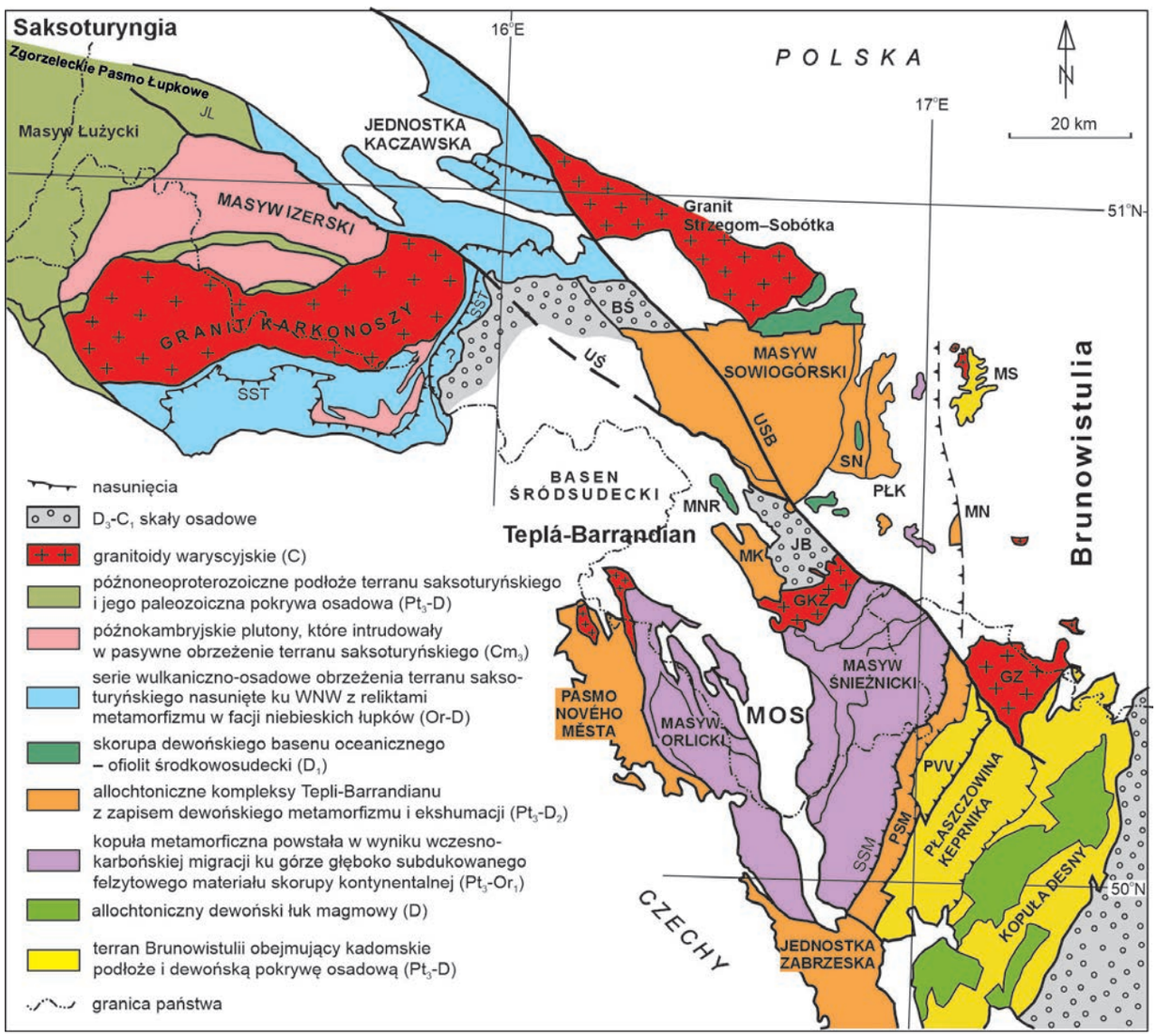


FIG. 15. Schematyczna mapa geologiczna przedstawiająca pasma kolizyjne Sudetów pomiędzy terranami saksoturyńskim i Brunowistulii, odpowiednio na zachodzie i wschodzie, oraz ich bipolarność tektoniczną wzdłuż kierunku WNW–ESE. Skróty: BŚ – basen Świebodzic; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; GZ – granit Żulovej; JB – jednostka bardzka; JL – jednostka Lubania; MK – masyw kłodzki; MN – masyw Niedźwiedzia; MOS – masyw orlicko-śnieżnicki; MS – masyw Strzelina; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa Niemczy; SSM – szew Starého Města; SST – szew saksoturyński; USB – uskok sudecki brzeżny; UŚ – uskok śródsudecki; PVV – płaszczowina Velkého Vrbna. Oznaczenia wiekowe jak na figurze 1

kolizyjnego ku ESE (Faryad i in., 2024), a co za tym idzie bipolarność sudeckiego odcinka orogenu waryscyjskiego.

Żaden z tych modeli nie może być bezpośrednio przełożony na rekonstrukcję paleogeograficzną ze względu na (1) diachroniczność ewolucji – co najmniej dwa etapy konwergencji we wczesnym dewonie i wczesnym karbonie oraz (2) allochtoniczną pozycję potencjalnie daleko-przemieszczonych jednostek. Dodatkową komplikację wprowadza uskok śródsudecki dzielący obszar sudecki na pół. Część SSW tego obszaru jest silnie dotknięta procesami kolizji we wczesnym karbonie, podczas gdy część NNE zachowuje ślady pierwotnej, dewońskiej struktury akrecyjnej. Przemieszczenia prawoprzesuwcze na uskoku śródsudeckim mogą potencjalnie tłumaczyć kontrastujący charakter obu tych domen.

W skład Sudetów wchodzą neoproterozoiczne terrany, od masywu łużyckiego po Brunowistulię, które niosą w sobie zapis orogenezy kadomskiej. Wskazuje to na ich pery-gondwańskie pokrewieństwo, chociaż nadal istnieje znaczna niepewność co do pochodzenia terranu Brunowistulii. Odnosząc się do niedawno opublikowanych danych i modeli z Gór Kruszcowych (niem. *Erzgebirge*) (Collett i in., 2020) i masywu sowiogórskiego (Tabaud i in., 2020), należy przyjąć, że konwergencja kadomska trwała do końca wczesnego kambru (ok. 525 mln lat). Następnie doszło do oderwania się subdukowanej płyty, skutkującego podniesieniem stropu astenosfery (Collett i in., 2020). Chociaż w długotrwałej dyskusji na temat tektonicznych warunków umiejscowienia późnokambryjskich plutonów felzytowych przez ostatnie trzy dekady dominowała hipoteza związana z ryftingiem (np. Oberc-Dziedzic i in., 2005b; Pin i in., 2007), nowe dane otwierają możliwość, że intruzje te mają, przynajmniej częściowo, charakter postorogeniczny. Osobnym zagadnieniem są plutony należące do średniego i górnego allochtonu waryscyjskiego *sensu* Martínez Catalán i in. (2020, 2021). W skład obu allochtonów wchodzą skały basenów marginalnych i łuków wyspowych reprezentujących środowisko nadsubdukcyjne. W Sudetach najlepszym przykładem skał metamagmowych o takiej genezie jest jednostka Leszczyńca (Młynarska i in., 2024). Protolity granulitów i paragnejsów z masywu sowiogórskiego są geochemicznie analogiczne do szarogłazów fliszowych i wskazują albo na środowisko łuku kontynentalnego, albo aktywnego obrzeżenia kontynentu zdominowanego przez kambryjski detrytus z łuku magmowego (Tabaud i in., 2020). Ponieważ maksymalny wiek depozycji protolitu mieści się w zakresie 528–491 mln lat (Tabaud i in., 2020), źródło detrytusu związane z ryftingiem musiało być nieaktywne do końca kambru. Pierwszą oznaką inicjacji ryftu kontynentalnego było umiejscowienie law trachitowych 486 ±2 mln lat temu (najwcześniejszy ordowik). Lawy te reprezentują kwaśny człon alkalicznej, bimodalnej sukcesji magmowej zasilanej z płaszcza (Kryza i in., 2007b). Dolnoordowicki kwarcyt z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012) również reprezentuje początkową fazę depozycji związanej z tworzącym się ryftem. Późniejsze otwarcie się oceanu saksoturyńskiego prawdopodobnie oddzieliło prekursora Sudetów środkowych od terranu saksoturyńskiego (fig. 16). Jednak inna domena oceaniczna musiała już istnieć w tym czasie między przyszłymi Sudetami środkowymi a terranem Brunowistulii.

Pierwsza faza waryscyjskiej konwergencji w Sudetach jest zapisana przez wczesnodewoński wiek metamorfizmu facji granulitowej w masywie sowiogórskim, określony na 401 ±9,7 mln lat (O'Brien i in., 1997) i ok. 402–397 mln lat (Tabaud i in., 2020). Oznacza to, że w tym czasie jedna domena oceaniczna była już zamknięta i trwała subdukcja kontynentalna (fig. 16). Chociaż czas tego wydarzenia sugeruje związek z zamknięciem oceanu Rei, niepewność dotycząca konfiguracji płyt litosfery utrudnia korelacje międzyregionalne. Niemal równoczesne otwarcie basenu macierzystego dla ofiolitu środkowosudeckiego, datowane na ok. 402,7–402,6 mln lat (wczesny dewon – ems; Awdankiewicz i in., 2021), sugeruje jego możliwe położenie tektoniczne w basenie marginalnym za łukiem wyspowym (fig. 16). Co więcej, czas otwarcia basenu w emsie wykazuje analogię do oceanu renohercyńskiego. Niemniej jednak położenie oceanu środkowosudeckiego względem otaczających płyt litosfery pozostaje niedostatecznie poznane. Ponadto zamknięcie oceanu środkowosudeckiego miało miejsce pod koniec środkowego dewonu (385–375 mln lat temu; Hladil i in., 1999), tj. wcześniej niż zamknięcie oceanu renohercyńskiego. Ten przedział czasowy odpowiada dekompresji i chłodzeniu skał metamorficznych w masywie sowiogórskim ok. 383–378 mln (Bröcker i in., 1998; Timmermann i in., 2000) i 382–372 mln lat temu (Schneider i in., 2006). Część Sudetów uniknęła wpływu późnodewońskiej kolizji, o czym świadczą niezmetamorfizowane osady basenu Świebodzic i jednostki bardzkiej. Czas ostatecznego skrócenia w jednostce kaczawskiej pozostaje kwestią otwartą w świetle szerokiej rozpiętości wieków ^{40}Ar-^{39}Ar między ok. 403 a 303 mln lat (A. Willner – inf. ustna).

Podczas drugiej fazy konwergencji w Sudetach nastąpiło zamknięcie oceanu saksoturyńskiego, po czym doszło do subdukcji kontynentalnej (fig. 16). Wczesnokarbońska tektonika odcisnęła swoje piętno na masywach karkonosko-izerskim i orlicko-śnieżnickim, leżących na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego. Pierwsza z tych jednostek zawiera część szwu saksoturyńskiego (Mazur, Aleksandrowski, 2001), który oddziela brzeg terranu saksoturyńskiego na zachodzie od górnej płyty Tepli-Barrandienu na wschodzie, reprezentowanej przez jednostkę Leszczyńca. Dolna granica czasowa formowania się szwu odpowiada wiekowi metamorfizmu facji niebieskich łupków, datowanego na ok. 344–342 mln lat (Konopásek i in., 2019). Konopásek i in. (2019) zasugerowali, że początkowa faza kolizji była prawdopodobnie związana z przybyciem w jej strefę małego bloku skorupy kontynentalnej, obecnego w obrębie oceanu saksoturyńskiego. Po jego subdukcji i relaminacji subdukcja oceaniczna została wznowiona i zakończona subdukcją kontynentalną ok. 345–335 mln lat temu (Konopásek i in., 2019). Z jednej strony konwergencja waryscyjska musiała być nadal aktywna w tym czasie na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego, ponieważ wzrost kopuły metamor-

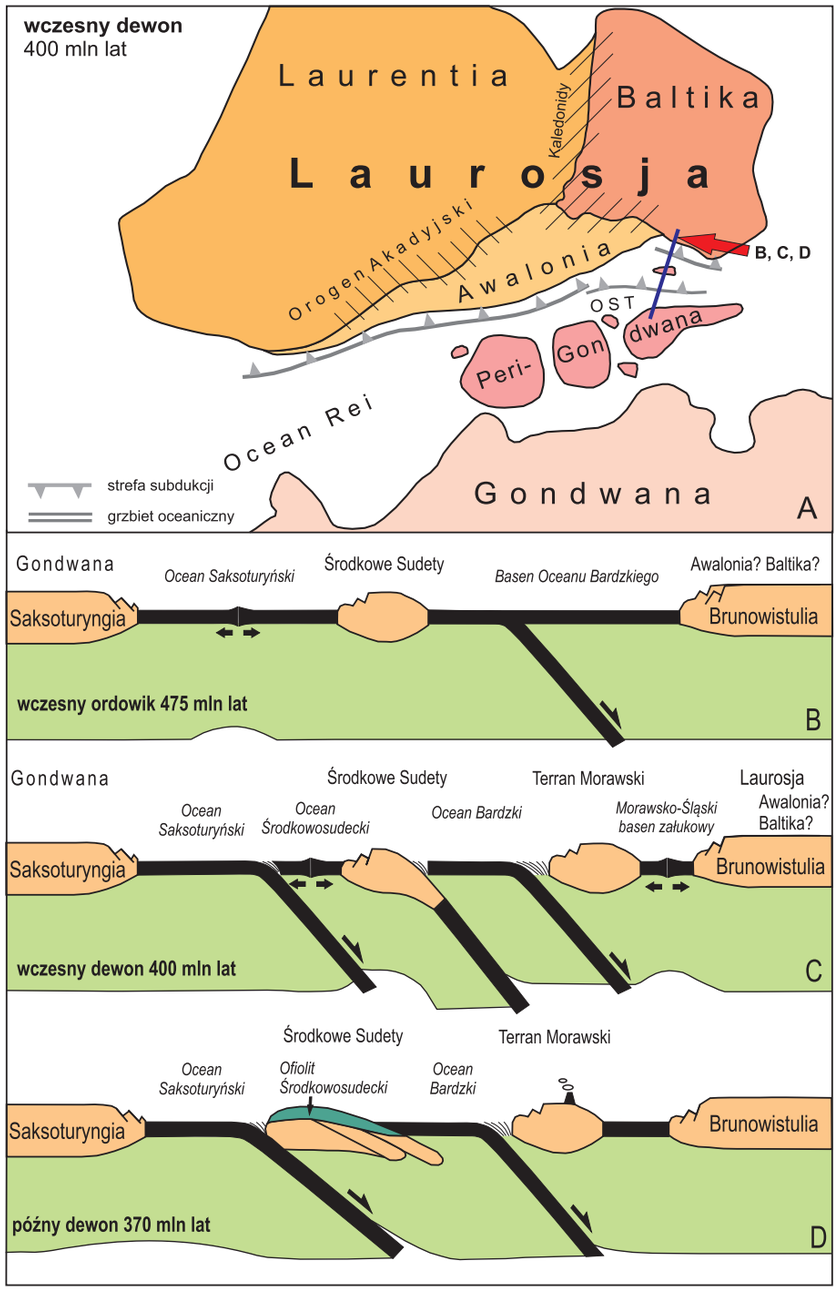


FIG. 16. Hipotetyczny, uproszczony scenariusz ewolucji geodynamicznej Sudetów w ordowiku–dewonie (Mazur i in., 2006a – zmodyfikowany). Szkicowa mapa paleogeograficzna A przedstawia położenie Laurosji względem Gondwany. Strzałka wskazuje przybliżoną lokalizację przekrojów koncepcyjnych B–D, w których nie są brane pod uwagę przesunięcia zorientowane pod kątem w stosunku do ich płaszczyzny. Sudety środkowe, w tym masyw sowiogórski, są utworzone z pokrewnej Gondwanie skorupy kontynentalnej B, skorupa ta została częściowo subdukowana do głębokości płaszcza C, a następnie ekshumowana w stosie płaszczowin w późnym dewonie D. Oceaniczny trakt bardzki był oddzielony od oceanu saksoturyńskiego przez środkowe Sudety i pozostawał otwartym basenem oceanicznym aż do końca dewonu D, co zostało udokumentowane przez głębokie osady morskie tego wieku. Subdukcja oceanu bardzkiego D wytworzyła łuk wulkaniczny będący prekursorem grupy Vrbna Sudetów wschodnich

ficznej masywu orlicko-śnieżnickiego (Chopin i in., 2012a) musiał wymagać subdukcji kontynentalnej jako siły napędowej. Z drugiej strony niebieskie łupki datowane przez Konopáska i in. (2019) są pochodzenia kontynentalnego i reprezentują pasywne obrzeżenie terranu saksoturyńskiego. W związku z tym ocean saksoturyński musiał zostać zamknięty już wcześniej.

Rola kontynentu Laurosji podczas akrecji Sudetów pozostaje nie do końca wyjaśniona. Zakładając model przesuwczy dla północnowschodniego zakończenia pasma waryscyjskiego, strefa uskoku Odry działałaby jako długotrwała krawędź transformująca Laurosji w dewonie i karbonie (Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020). Jednak domena skorupy ziemskiej zawarta pomiędzy uskokami Odry i Dolska wykazuje strukturę prędkościową typową dla skorupy waryscyjskiej lub Awalonii (Grad i in., 2003, 2008). Dlatego obszar między uskokami Odry i Dolska może mieć złożoną budowę z niskometamorficznymi płaszczowinami waryscyjskimi pod karbonem (Mazur i in., 2006b), skorupą awalońską pod nimi i dolną skorupą Baltiki podsuniętą aż po uskok Odry (Mazur, Schulmann, 2025). Szersze omówienie tego tematu znajduje się w rozdziałach poświęconych kaledonidom niemiecko-polskim i eksternidom waryscyjskim.

Oprócz terranów saksoturyńskiego i Brunowistulii, w Sudetach mogą występować także mniejsze terrany. Po pierwsze, domena Tepli-Barrandienu mogła stanowić oddzielny terran, który jest pokazany na figurze 16 jako prekursor Sudetów środkowych. Jednak odpowiedniki Tepli-Barrandienu w Sudetach są w większości lub całkowicie allochtoniczne i zostały umiejscowione w późnym dewonie. W związku z tym nie jest możliwe odtworzenie przeddewońskiej pozycji terranu Tepli-Barrandienu względem terranów saksoturyńskiego i Brunowistulii oraz rozdzielających je domen oceanicznych. Po drugie, w przeszłości postulowano występowanie terranu morawskiego w Sudetach Wschodnich (fig. 16) pomiędzy masywem orlicko-śnieżnickim i strefą moldanubską z jednej strony a Brunowistulią z drugiej (np. Matte i in., 1990; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Ten wąski terran mógł być prekursorem jednostek Velkého Vrbna i Branny i pierwotnie występować pomiędzy Brunowistulią a Teplá-Barrandią lub być fragmentem Brunowistulii oddzielonym przez ryfting (fig. 16).

LITERATURA

Achramowicz S., Muszyński A., Schliestedt M., 1997. The northeasternmost eclogite occurrence in the Saxothuringian Zone, West Sudetes (Poland). Chemie der Erde, 57: 51–61.

Aleksandrowski P., 1990. Early Carboniferous strike-slip displacements at the northeast periphery of the Variscan Belt in Central Europe. *W*: International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe Göttingen: 7–10.

Aleksandrowski P., 1994. Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 151: 1049–1050.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., 2003. Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 105–118. Wydaw. Wind, Wrocław.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

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., Szczepański J., Mazur S., Storey C., Crowley Q., Villa I.M., Thirlwall M.F., Jeffries T.E., 2007. Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. Lithos, 95: 363–380.

Arthaud F., Matte P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bulletin, 88: 1305–1320.

Awdankiewicz H., 2001. Palaeozoic mafic magmatism in the Sudetes region: further constraints from the geochemistry of the Niedźwiedź Massif metabasites (Fore-Sudetic Block), SW Poland. EUG XI, Strasbourg, Journal of Conference Abstracts, 6, 580.

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., 2004. Sedimentation, volcanism and subvolcanic intrusions in a late Palaeozoic intramontane trough (the Intra-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Society, London, Special Publications, 234: 5–11.

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: 39–61.

Awdankiewicz M., 2007. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. Geologia Sudetica, 39: 11–99.

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., Awdankiewicz H., Kryza R., Rodionov N., 2010. SHRIMP zircon study of a micromonzodiorite 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., 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.

Bábek O., Tomek Č., Melichar R., Kalvoda J., Otava J., 2006. Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 239: 37–75.

Badham J.P.N., 1982. Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. Journal of the Geological Society, London, 139: 493–504.

Badura J., Zuchiewicz W., Stepancikova P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007. The Sudetic Marginal Fault: a young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 7–29.

Bakun-Czubarow N., 1983. Mineral chemistry of garnet lherzolites from the Sudetes, southwest Poland. Carnegie Institution of Washington, Yearbook, 82: 326–343.

Bakun-Czubarow N., 1991a. Geodynamic significance of the Variscan HP eclogite–granulite series of the Złote Mountains in the Sudetes. Publikacje Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, A-19: 215–244.

Bakun-Czubarow N., 1991b. On the possibility of quartz pseudomorphs after coesite in the eclogite–granulite rock series of the Złote Mountains in the Sudetes (SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 42: 5–16.

Bakun-Czubarow N., 1992. Quartz pseudomorphs after coesite and quartz exsolutions in eclogitic omphacites of the Zlote Mountains in the Sudetes (SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 48: 3–25.

Bakun-Czubarow N., 1998. Ilmenite-bearing eclogites of the West Sudetes – their geochemistry and mineral chemistry. Archiwum Mineralogiczne, 51: 29–110.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987. Rozwój wschodniej części struktury Gór Kaczawskich. *W*: Przewodnik 58 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 61–114.

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.

Bederke E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–55.

Bederke E., 1929. Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung fü r die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geologische Rundschau, 20: 186–205.

Bederke E., 1931. Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B: 349–408.

Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K., 1984. The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109: 15–40.

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, London, Special Publications, 201: 19–36.

Bendl J., Patočka F., Pivec E., 1997. The ^{87}Rb-^{86}Sr isotope geochemistry of the blueschists and greenschists metavolcanics of the Rýchory Mts, crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. Geologia Sudetica, 30: 3–20.

Berg G., 1913. Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten in den Nordsudeten. Abhandlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 74: 1–73.

Białek D., Raczyński P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007. Archaeocyatha from the Wojcieszów Limestone. Przegląd Geologiczny, 55: 1112–1116.

Borkowska M., 1966. Petrografia granitu Karkonoszy. Geologia Sudetica, 2: 7–119.

Borkowska M., 1985. Skały gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. Geologia Sudetica, 20: 3–35.

Literatura

Bröcker M., Klemd R., 1996. Ultrahigh-pressure metamorphism in the Śnieżnik Mountains (Sudetes, Poland): PT constraints and geological implications. The Journal of Geology, 104: 417–433.

Bröcker M., Żelaźniewicz A., Enders M., 1998. Rb-Sr and U-Pb geochronology of migmatitic gneisses from the Góry Sowie (West Sudetes, Poland): the importance of Mid-Late Devonian metamorphism. Journal of the Geological Society, London, 155: 1025–1036.

Bröcker M., Klemd R., Cosca M., Brock W., Larionov A.N., Rodionov N., 2009. The timing of eclogite facies metamorphism and migmatization in the Orlica–Śnieżnik complex, Bohemian Massif: constraints from a multimethod geochronological study. Journal of Metamorphic Geology, 27: 385–403.

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E., Berndt J., Larionov A., 2010. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Śnieżnik complex, Bohemian Massif. Geological Magazine, 147: 339–362.

Brueckner H.K., Blusztajn J., Bakun-Czubarow N., 1996. Trace element and Sm-Nd 'age' zoning in garnets from peridotites of the Caledonian and Variscan Mountains and tectonic implications. Journal of Metamorphic Geology, 14: 61–73.

Budzyń B., Manecki M., Schneider D.A., 2004. Constraints on PT conditions of high-grade metamorphism in the Góry Sowie Mts, West Sudetes. Mineralogica Polonica, 35: 39–52.

Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Linnemann U.G., Gehmlich M., 2001. SHRIMP U-Pb dating of tuff derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in northeastern Saxothuringian Zone (Germany). Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, 6: 321–342.

Cháb J., Vrána S., 1979. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonoše-Jizera crystalline complex and their geological significance. Věstník Ústředního ústavu geologického, 54: 143–150.

Cháb J., Mixa P., Vaneček M., Žáček V., 1994. Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). Věstník Českého geologického ústavu, 69: 17–26.

Cháb J., Suchý V., Vejnar Z., 1995. Metamorphic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 403–410. Springer, Berlin, Heidelberg.

Chaloupský J. (red.), 1989. Geology of the Krkonoše and Jizerské hory Mts. Ustřední ústav Geologický, Praha.

Chaloupský J., Chlupáč I., Mašek J., Waldhausrová J., Cháb J., 1995. Moldanubian Region, B. Teplá-Barrandian Zone, 1. Stratigraphy. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 379–391. Springer, Berlin, Heidelberg.

Chlupáč I., 1993. Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 188: 363–388.

Chlupáč I., 1997. Palaeozoic ichnofossils in phyllites near Železný Brod, northern Bohemia. Journal of the Czech Geological Society, 42: 75–94.

Chopin F., Schulmann K., Skrzypek E., Lehmann J., Dujardin J.R., Martelat J.E., Lexa O., Corsini M., Edel J.B., Štípská P., Pitra P., 2012a. Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). Tectonics, 31, TC1013.

Chopin F., Schulmann K., Štípská P., Martelat J.E., Pitra P., Lexa O., Petri B., 2012b. Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granitic orthogneiss during continental subduction (Orlica–Śnieżnik dome, Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 30: 347–376.

Chorowska M., 1978. Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 245–261.

Chorowska M., Milewicz J., Radlicz K., 1986. Wstępne wyniki badań otworu Zdanów IG-1. Przegląd Geologiczny, 34: 596–597.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Collett S., Schulmann K., Štípská P., Míková J., 2020. Chronological and geochemical constraints on the pre-variscan tectonic history of the Erzgebirge, Saxothuringian Zone. Gondwana Research, 79: 27–48.

Collett S., Štípská P., Schulmann K., Míková J., Kröner A., 2021. Tectonic significance of the Variscan suture between Brunovistulia and the Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 178, jgs2020-176.

Collins A.S., Kryza R., Zalasiewicz J.A., 2000. Macrofabric fingerprints of Late Devonian – Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. Journal of the Geological Society, London, 157: 283–288.

Crowley Q., Floyd P., Winchester J., Franke W., Holland J., 2000. Early Palaeozoic rift related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. Terra Nova, 12: 171–180.

Cymerman Z., 1992. Rotational ductile deformations in the Śnieżnik metamorphic complex (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 393–420.

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.

Cymerman Z., 2002. Waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu Kaczawy na podstawie analizy strukturalnej i kinematycznej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 175.

Cymerman Z., Jerzmański J., 1987. Skały metamorficzne wschodniej części bloku przedsudeckiego w rejonie Niedźwiedzia, koło Ziębic. Kwartalnik Geologiczny, 31: 239–262.

Cymerman Z., Piasecki M.A.J., Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.

Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.), 1995. Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Tectonics, 31, TC2003.

Dewey J.F., Burke K.C., 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. The Journal of Geology, 81: 683–692.

Domańska-Siuda J., Słaby E., Szuszkiewicz A., 2019. Ambiguous isotopic and geochemical signatures resulting from limited melt interactions in a seemingly composite pluton: a case study from the Strzegom–Sobótka Massif (Sudetes, Poland). International Journal of Earth Sciences, 108: 931–962.

Domečka K., 1970. Pre-Variscan granitoids of the West Sudetes. Sborník Geologických Věd, Řada G: Geologie, 18: 161–189.

Don J., 1982. Tektonika łupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika. Geologia Sudetica, 17: 103–124.

Don J., 1990. The differences in Paleozoic facies-structural evolution of the West Sudetes. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 307–328.

Don J., Dumicz M., Wojciechowska I., Żelaźniewicz A., 1990. Lithology and tectonics of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: recent state of knowledge. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 159–188.

Don J., Skácel J., Gotowała R., 2003. The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50 000 scale geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units. Geologia Sudetica, 35: 25–59.

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.

Dubińska E., Gunia P., 1997. The Sudetic ophiolite: current view on its geodynamic model. Geological Quarterly, 41: 1–20.

Dubińska E., Bylina P., Kozłowski A., Dörr W., Nejbert K., 2004. U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). Chemical Geology, 203: 183–203.

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: 3–85.

Duretz T., Kaus B.J.P., Schulmann K., Gapais D., Kermarrec J.J., 2011. Indentation as an extrusion mechanism of lower crustal rocks: Insight from analogue and numerical modelling, application to the Eastern Bohemian Massif. Lithos, 124: 158–168.

Dumicz M., 1979. Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Geologia Sudetica, 14: 29–46.

Dziedzic H., 1995. N-MORB and E-MORB source of the Bielawa tholeiitic metabasalts in the Góry Sowie gneisses of the Fore-Sudetic Block. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 153–164.

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.

Ebert H., 1943. Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. Preisschriften gekrönt und hg. von der Fürstlich Jablonowskischen Gesellschaft, 58, Leipzig.

Eckelmann K., Nesbor H.-D., Königshof P., Linnemann U., Hofmann M., Lange J.-M., Sagawe A., 2014. Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. Gondwana Research, 25: 1484–1500.

Edel J.B., Weber K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. Geologische Rundschau, 84: 412–432.

Edel J.B., Schulmann K., Lexa O., Lardeaux J.M., 2018. Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt. Earth-Science Reviews, 177: 589–612.

Ellenberger F., Tamain A.L.G., 1980. Hercynian Europe. Episodes, 1: 22–25.

Engel W., Franke W., Langenstrassen F., 1983. Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the mid-European Variscides – essay of an interpretation. *W*: Intracontinental fold belts (red. H. Martin, F.W. Eder): 9–41. Springer, Berlin.

Fajst M., 1976. Nová diskordance v prekambriu Českého massivu. Časopis pro Mineralogii a Geologii, 21: 257–275.

Faryad S.W., Kachlík V., 2013. New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 31: 63–82.

Faryad S.W., Mazur S., Plomerová J., 2024. Location and polarity of Variscan sutures based on petrological and seismological data from the Bohemian Massif and the implications for the European Variscides. Journal of Geodynamics, 159, 102020.

Literatura

Ferrero S., Wunder B., Walczak K., O'Brien P.J., Ziemann M.A., 2015. Preserved near ultrahigh-pressure melt from continental crust subduced to mantle depths. Geology, 43: 447–450.

Finckh L., 1925. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Lauterbach, Berlin.

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

Fischer G., 1936. Der Bau des Glatzer Schneegebirges. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 56: 712–732.

Floyd P.A., Winchester J.A., Ciesielczuk J., Lewandowska A., Szczepański J., Turniak K., 1996. Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. Geologische Rundschau, 85: 225–238.

Floyd P., Kryza R., Crowley Q., Winchester J., Wahed M.A., 2002. Ślęża ophiolite: geochemical features and relationship to Lower Palaeozoic rift magmatism in the Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 197–215.

Franke W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. Tectonophysics, 169: 221–228.

Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *W*: Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). Geological Society, London, Special Publication, 179: 35–61.

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.

Franke W., Dallmeyer R.D., Weber K., 1995. Geodynamic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 579–593. Springer, Berlin.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Geological Society, London, Special Publications, 201: 279–293.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2023. Variscan Evolution of the Bohemian Massif (Central Europe): fiction, facts and problems. Gondwana Research, 124: 351–377.

Franke W., Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research, 48: 257–284.

Freyer G., 1977. Das Unterkambrium von Görlitz, seine geologische Erforschung und Fossilführung – ein Überblick. Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums, Görlitz, 51: 1–14.

Friedl G., Finger F., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America – derived Gondwana fragments in central Europe. Geology, 28: 1035–1038.

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, London, 151: 91–109.

Gehmlich M., Linnemann U., Tichomirowa M., Lützner H., Bombach K., 1997. Die Bestimmung des Sedimentation salters cadomischer Krustenfragmente im Saxothuringikum durch die Einzzelzircon – Evaporatios methode. Terra Nostra, 5: 46–49.

Gordon S., Schneider D.A., Manecki M., Holm D.K., 2005. Exhumation and metamorphism of an ultrahigh-grade terrane: geochronometric investigations of the Sudetes Mountains (Bohemia), Poland and Czech Republic. Journal of the Geological Society, London, 162: 841–855.

Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 52–64.

Götte W., Hirschmann G., 1972. Geologische Übersichtskarte DDR 1:400 000, Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt. Leipzig, Freiberg.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108, B11.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcová P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113 (B10), B10304.

Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Geologia Sudetica, 3: 181–249.

Gunia T., 1967. Cambrotrypa (Tabulata) ze skał metamorficznych Sudetów Zachodnich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37: 417–427.

Gunia T., 1984. Mikroskamieniałości z łupków kwarcytowych okolicy Goszowa w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Środkowe). Geologia Sudetica, 18: 47–57.

Gunia T., 1990. Acritarcha i mikroproblematyki z wapieni krystalicznych okolicy Romanowa Górnego (Sudety Środkowe – Krowiarki). Geologia Sudetica, 24: 101–137.

Gunia T., 1999. Microfossils from the high-grade metamorphic rocks in the Góry Sowie Mts. (Sudetes area) and their stratigraphical importance. Geological Quarterly, 43: 519–536.

Gürich G., 1902. Zur Diskussion über das Profil von Ebersdorf. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 54: 57–65.

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, London, 158: 137–150.

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.

Hirschmann G., 1966. Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der Geologie des östlichen Görlizter Schiefergebirges). Freiberger Forschungshefte, C 212: 1–146.

Hladil J., 1986. Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups. Facies, 15: 1–34.

Hladil J., Mazur S., Galle A., Ebert J., 1999. 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.

Ilnicki S., Szczepański J., 2019. Prograde segment of the Variscan P–T path in the Saxothuringian domain: inferences from phengite (lawsonite?) eclogites from the Kamieniec Metamorphic Belt (Sudetes, SW Poland). *W*: Geophysical Research Abstracts (vol. 21).

Ilnicki S., Szczepański J., Pin C., 2013. From back-arc to rifted margin: Geochemical and Nd isotopic records in Neoproterozoic?-Cambrian metabasites of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains (Sudetes, SW Poland). Gondwana Research, 23: 1104–1121.

Ilnicki S., Szczepański J., Pin C., 2020. Tholeiitic-and boninite-series metabasites of the Nové Město Unit and northern part of the Zábřeh Unit (Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif): petrogenesis and tectonic significance. International Journal of Earth Sciences, 109: 1247–1271.

Jaeger H., 1964. Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Geologie, 13: 249–273.

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 multidisciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). International Journal of Earth Sciences, 103: 455–483.

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.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Nowak I., Murtezi M., Larionov A.N., 2010. Protolith age and provenance of metasedimentary rocks in Variscan allochthon units: U-Pb SHRIMP zircon data from the Orlica–Śnieżnik dome, West Sudetes. Geological Magazine, 147: 416–433.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Majka J., Murtezi M., Bazarnik J., Kapitonov I., 2013. Constraints on the Devonian-Carboniferous closure of the Rheic Ocean from a multi-method geochronology study of the Staré Město Belt in the Sudetes (Poland and the Czech Republic). Lithos, 170: 54–72.

Jastrzębski M., Stawikowski W., Budzyń B., Orłowski R., 2014. Migmatization and large-scale folding in the Orlica–Śnieżnik Dome, NE Bohemian Massif: pressure–temperature–time–deformation constraints on Variscan terrane assembly. Tectonophysics, 630: 54–74.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Murtezi M., Larionov A.N., Sergeev S., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – a terrane boundary in the Central European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. Lithos, 220: 116–132.

Jastrzębski M., Machowiak K., Krzemińska E., Farmer G.L., Larionov A.N., Murtezi M., Majka J., Sergeev S., Ripley E.M., Whitehouse M., 2018. Geochronology, petrogenesis and geodynamic significance of the Visean igneous rocks in the Central Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Lithos, 316: 385–405.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Budzyń B., Sláma J., Konečny P., 2020. Age constraints on the Pre-Variscan and Variscan thermal events in the Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic belt (the Fore-Sudetic Block, SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 27–49.

Jastrzębski M., Budzyń B., Żelaźniewicz A., Konečný P., Sláma J., Kozub-Budzyń G.A., Skrzypek E., Jaźwa A., 2021a. Eo-Variscan metamorphism in the Bohemian Massif: Thermodynamic modelling and monazite geochronology of gneisses and granulites of the Góry Sowie Massif, SW Poland. Journal of Metamorphic Geology, 39: 751–779.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Sláma J., Machowiak K., Śliwiński M., Jaźwa A., Kocjan I., 2021b. 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.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Stawikowski W., Budzyń B., Krzemińska E., Machowiak K., Madej S., Białek D., Sláma J., Czupyt Z., Jaźwa A., 2023. The eastern part of the Saxothuringian Terrane characterized by zircon and monazite data from the Doboszowice Metamorphic Complex in the Sudetes (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 93: 229–249.

Jeřábek P., Konopásek J., Žáčková E., 2016. Two-stage exhumation of subducted Saxothuringian continental crust records underplating in the subduction channel and collisional forced folding (Krkonoše-Jizera Mts., Bohemian Massif). Journal of Structural Geology, 89: 214–229.

Johnston J.D., Tait J.A., Oliver G.J.H., Murphy J.C., 1994. Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 85: 131–142.

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.

Literatura

Kemnitz H., Budzinski G., 1994. Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden, 40: 37–98.

Klemd R., Bröcker M., 1999. Fluid influence on mineral reactions in ultrahigh-pressure granulites: a case study in the Śnieżnik Mts. (West Sudetes, Poland). Contributions to Mineralogy and Petrology, 136: 358–373.

Kondracki J., 2013. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

Konopásek J., Anczkiewicz R., Jeřábek P., Corfu F., Žáčková E., 2019. Chronology of the Saxothuringian subduction in the West Sudetes (Bohemian Massif, Czech Republic and Poland). Journal of the Geological Society, London, 176: 492–504.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts, 1: 1–39.

Koverdynský B., Prokop R.J., 2006. Crinoid skeletal ossicles in the Šléglov Formation of the Velké Vrbno Dome (Moravia, Czech Republic) and their stratigraphic significance. Casopis Národního muzea, Rada prírodovedná, 175: 91–96.

Kowalski A., 2020. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 37–66.

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

Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.H., Krauss M., Eidam J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. Geologische Rundschau, 83: 375–376.

Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *W*: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner), Geological Society, London, 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 (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžnik Complex). International Journal of Earth Sciences, 90: 304–324.

Kryza R., 1981. Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Geologia Sudetica, 14: 7–100.

Kryza R., Awdankiewicz M., 2012. Ambiguous geological position of Carboniferous rhyodacites in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) clarified by SHRIMP zircon ages. Geological Quarterly, 56: 55–66.

Kryza R., Fanning C.M., 2007. Devonian deep-crustal metamorphism and exhumation 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.

Kryza R., Mazur S., 1995. Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze-Izera block (Western Sudetes, SW Poland). Neues Jahrbuch f r Mineralogie, Abhandlungen, 169: 157–192.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Przedwaryscyjska sukcesja wulkaniczno-osadowa środkowo-południowych Gór Kaczawskich w południowej Polsce: zarys geologii. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 117–140.

Kryza R., Pin C., 2010. The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. Gondwana Research, 17: 292–305.

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., Muszyński A., Vielzeuf D., 1990. Glaucophane-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. Journal of Metamorphic Geology, 8: 345–355.

Kryza R., Muszyński A., Turniak K., Zalasiewicz J.A., 1994. A Lower Palaeozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): provenance and depositional history. Geologische Rundschau, 83: 5–19.

Kryza R., Mazur S., Pin C., 1995. Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, Western Sudetes: trace element and Nd isotope study. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 170: 59–74.

Kryza R., Pin C., Vielzeuf D., 1996. High pressure granulites from the Sudetes (SW Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. Journal of Metamorphic Geology, 14: 531–546.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., 1999. Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area excavated: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. Geologia Sudetica, 32: 127–137.

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., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007a. 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.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., Zalasiewicz J.A., Sergeev S., Presnyakov S., 2007b. 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, London, 164: 1207–1215.

Kryza R., Zalasiewicz J., Rodionov N., 2008. Enigmatic sedimentary-volcanic successions in the central European Variscides: a Cambrian/Early Ordovician age for the Wojcieszów Limestone (Kaczawa Mountains, SW Poland) indicated by SHRIMP dating of volcanic zircons. Geological Journal, 43: 415–430.

Kryza R., Willner A.P., Massonne H.J., Muszyński A., Schertl H.P., 2011. Blueschist-facies metamorphism in the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland) of the Central-European Variscides: PT constraints from a jadeite-bearing metatrachyte. Mineralogical Magazine, 75: 241–263.

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.

Lange U., Bröcker M., Mezger K., Don J., 2002. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of a ductile shear zone in the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland). International Journal of Earth Sciences, 91: 1005–1016.

Lange U., Bröcker M., Armstrong R., Żelaźniewicz A., Trapp E., Mezger K., 2005. The orthogneisses of the Orlica–Śnieżnik complex (West Sudetes, Poland): geochemical characteristics, the importance of pre-Variscan migmatization and constraints on the cooling history. Journal of the Geological Society, London, 162: 973–984.

Laurent A., Janoušek V., Magna T., Schulmann K., Míková J., 2014. Petrogenesis and geochronology of a post-orogenic calc-alkaline magmatic association: the Žulová Pluton, Bohemian Massif. Journal of Geosciences, 59: 415–440.

Linnemann U., Buschmann B., 1995. Die cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch-tremadocische overlap-Sequenzen). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 23: 707–727.

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K., 2000. From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). Geological Society, London, Special Publications, 179: 131–153.

Linnemann U., McNaughton N.J., Romer R.L., Gehmlich M., Drost K., Tonk C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93: 683–705.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). Special Papers-Geological Society of America, 423: 61–96.

Lorenz V., 1976. Formation of Hercynian subplates; possible causes and consequences. Nature, 262: 374–377.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

Machowiak K., Muszyński A., Armstrong R., 2004. High-level volcanic-granodioritic intrusions from Żelaźniak Hill (Góry Kaczawskie, Sudety, SW Poland). Geological Society, London, Special Publications, 234: 67–74.

Majerowicz A., 1972. Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka. Geologia Sudetica, 6: 7–96.

Majerowicz A., Pin C., 1994. The main petrological problems of the Mt. Ślęża ophiolite complex, Sudetes, Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 989–1018.

Majka J., Mazur S., Kośmińska K., Dudek K., Klonowska I., 2016. Pressure-temperature estimates of the blueschists from the Kopina Mt., northern Bohemian Massif, Poland-constraints on subduction of the Saxothuringian continental margin. European Journal of Mineralogy, 28: 1047–1057.

Majka J., Mazur S., Młynarska M., Klonowska I., Tual L., Kośmińska K., Tarasiuk J., Wroński S., 2019. Integrating X-ray mapping and microtomography of garnet with thermobarometry to define the P-T evolution of the (near) UHP Międzygórze eclogite, Sudetes, SW Poland. Journal of Metamorphic Geology, 37: 97–112.

Maluski H., Patočka F., 1997. Geochemistry and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rýchory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic significance. Geological Magazine, 134: 703–716.

Maluski H., Rajlich P., Souček J., 1995. Pre-Variscan, Variscan and early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: $^{40}Ar/^{39}Ar$ study. Geologische Rundschau, 84: 345–358.

Marheine D., Kachlík V., Maluski H., Patočka F., Żelaźniewicz A., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase-tectonothermal development. Geological Society, Special Publications, London, 201: 133–155.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S., 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109: 1105–1131.

Martínez Catalán J.R.M., Schulmann K., Ghienne J.F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tec-

Literatura

tonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth-Science Reviews, 220, 103700.
Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.
Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.
Mattern F., 1996. The Elbe zone at Dresden – a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147: 57–80.
Mazur S., 1987. Tektonika utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie w Dzikowcu (Góry Bardzkie). Przegląd Geologiczny, 35: 327–332.
Mazur S., 1995. Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. Geologia Sudetica, 29: 31–98.
Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Teplá(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.
Mazur S., Józefiak D., 1999. Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Ząbkowicki, Sudetic foreland, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 1–26.
Mazur S., Kryza R., 1996. Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze-Izera Block, NE Bohemian Massif. *W*: Basement Tectonics 11, Europe and Other Regions Oncken: 51–66.
Mazur S., Puziewicz J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 23–52.
Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, jgs2024-075.
Mazur S., Turniak K., Bröcker M., 2004. Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, Poland): new insights from U/Pb zircon dating. International Journal of Earth Sciences, 93: 758–772.
Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2005. The presumed Teplá-Barrandian / Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. Lithos, 82: 85–112.
Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006a. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.
Mazur S., Dunlap W.J., Turniak K., Oberc-Dziedzic T., 2006b. Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from the sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. Journal of the Geological Society, London, 163: 1011–1024.
Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007. Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. Granitoidy w Polsce, Monografia AM, 1: 59–87.
Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Paderin I., Sergeev S.A., 2010a. 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.
Mazur S., Szczepański J., Turniak K., McNaughton N.J., 2012. Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: evidence from detrital zircon data. Terra Nova, 24: 199–206.
Mazur S., Turniak K., Szczepański J., McNaughton N.J., 2015. Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. Gondwana Research, 27: 825–839.
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.
McCann T., Pascal C., Timmerman M.J., Krzywiec P., López-Gómez J., Wetzel A., Krawczyk C.M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in western and central Europe. Geological Society of London, Memoirs, 32: 355–388.
Meister E., 1932. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Gnadenfrei. Berlin
Mikulski, S.Z., Williams, I.S. 2014. 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., 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.
Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–114.
Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1989. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, objaśnienia, arkusz Jelenia Góra. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
Młynarska M., Collett S., Anczkiewicz R., Turniak K., Bukała M., Mazur S., 2023. Vestiges of late Cambrian arc-related magmatism within the Variscan belt of Europe: zircon geochronological and whole-rock geochemical data from the Leszczyniec Metaigneous Complex, Sudetes, Poland. Lithos, 460, 107394.
Młynarska M., Barnes C.J., Zack T., Majka J., Mazur S., 2024. In situ white mica Rb/Sr geochronology of the Leszczyniec metaigneous complex, West Sudetes: evidence of upper plate deformation at the onset of Variscan collision. International Journal of Earth Sciences, 113: 319–333.
Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a neoproterozoic suture? Geology, 34: 325–328.
Muszyński A., Machowiak K., Kryza R., Armstrong R., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the late Variscan Żeláźniak rhyolite intrusion, Polish Sudetes – preliminary results. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne, 20: 156–158.
Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. Geoscience Frontiers, 3: 125–135.
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.
Nawrocki J., Żylińska 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, London, 161: 513–522.
Nejbert K., Ilnicki S., Anczkiewicz R., Pieczka A., Szełęg E., Szuszkiewicz A., Turniak K., 2013. Geochronological constrains on metamorphism of eclogites from Piława Górna (Góry Sowie Block, Sudetes). Mineralogia – Zeszyty Specjalne, 41, 66.
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, Akademie der Wissenschaften der DDR, 66: 267–278.
Nowak I., 1998. Polyphase exhumation of eclogite-bearing high-pressure mica schists from the Fore-Sudetic Block, SW Poland. Geologia Sudetica, 31: 3–31.
Nowak M., Szczepański J., Dąbrowski M., 2023. Discrepancy between equilibrium thermodynamics-based PT calculations and quartz-in-garnet elastic barometry in coesite-bearing eclogite (Śnieżnik Massif, NE Bohemian Massif). *W*: EGU General Assembly Conference.
Nowak M., Tajcmanova L., Szczepanski J., Dąbrowski M., 2024. Metamorphic evolution of coesite-bearing Śnieżnik eclogites. 20th CETEG Meeting.
Oberc J., 1960. Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Acta Geologica Polonica, 10: 1–48.
Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Oberc J., 1991. Systems of main longitudinal strike-slip faults in the vicinity of the Góry Sowie Block (Sudetes). Geological Quarterly, 35: 403–420.
Oberc-Dziedzic T., Żelaźniewicz A., Cwojdziński S., 1999. Granitoids of the Odra Fault Zone: late-to post-orogenic Variscan intrusions in the Saxothuringian Zone, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 55–71.
Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003a. 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., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., Madej S., 2003b. SHRIMP zircon ages from gneiss help locate the West-East Sudetes boundary (NE Bohemian Massif, SW Poland). Journal of the Czech Geological Society, 48, 98.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Klimas K., Fanning M.C., Madej S., 2005a. Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Geological Quarterly, 49: 363–378.
Oberc-Dziedzic T., Pin C., Kryza R., 2005b. Early Palaeozoic crustal melting in an extensional setting: petrological and Sm-Nd evidence from the Izera granite-gneisses, Polish Sudetes. International Journal of Earth Sciences, 94: 354–368.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Mochnacka K., Larionov A., 2010a. Ordovician passive continental margin magmatism in the Central-European Variscides: U-Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 27–46.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Białek J., 2010b. Variscan multistage granitoid magmatism in Brunovistulicum: petrological and SHRIMP U-Pb zircon geochronological evidence from the southern part of the Strzelin Massif, SW Poland. Geological Quarterly, 54: 301–324.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Pin C., Madej S., 2013. Variscan granitoid plutonism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the composite Strzelin granite intrusion. Geological Quarterly, 57: 269–288.
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.
Oberc-Dziedzic T., Pin C., Madej S., Kryza R., 2021. Reconstruction of the thermal history of the northwestern part of the Brunovistulicum. International Journal of Earth Sciences, 110: 2091–2114.
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.
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, London, 150: 355–369.
Opluštil S., Schmitz M., Kachlík V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic 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.

Literatura

Pacholska A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. Geologia Sudetica, 13: 1–63.

Parry M., Štípská P., Schulmann K., Hrouda F., Ježek J., Kröner A., 1997. Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 280: 61–81.

Patočka F., Valenta J., 1996. Geochemistry of the late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseniky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. Geolines, 4: 42–54.

Patočka F., Pin C., 2005. Sm-Nd isotope and trace element evidence for heterogeneous igneous protoliths of Variscan mafic blueschists in the East Krkonoše Complex (West Sudetes, NE Bohemian Massif, Czech Republic). Geodinamica Acta, 18: 363–374.

Patočka F., Smulikowski W., 2000. Early Palaeozoic intracontinental rifting and incipient oceanic spreading in the Czech/Polish East Krkono e/Karkonosze Complex, West Sudetes (NE Bohemian Massif). Geologia Sudetica, 33: 1–15.

Patočka F., Pivec E., Oliveriová D., 1996. Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchory Mts crystalline complex (West Sudetes, Bohemian Massif). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 170: 313–330.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

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., Storey C., Kierczak J., 2013. Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at ca. 340 Ma. Geological Quarterly, 57: 325–334.

Pin C., Majerowicz A., Wojciechowska I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd, Sr isotope and trace element evidence. Lithos, 21: 195–209.

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.

Pin C., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Mazur S., Turniak K., Waldhausrová J., 2007. The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. Geological Society of America Special Paper, 423: 209–229.

Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from Ždanów section, Bardo Mts. (Sudetes). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 89–209.

Porębski S., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Geologia 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 Świebodzice succession. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 259–274.

Pouba Z., Padera K., Fiala J., 1985. Omphacite granulite from the NE marginal area of the Bohemian Massif (Rychleby Mts). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 151: 29–52.

Puziewicz J., 1990. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka – aktualny stan wiedzy. Archiwum Mineralogiczne, 46: 95–141.

Puziewicz J., Koepke J., 2001. Partial melting of garnet - hornblende granofels and the crystallisation of igneous epidote in the Niedźwiedź Amphibolite Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 12: 529–547.

Puziewicz J., Mazur S., Papiewska C., 1999. Petrography and origin of two-mica paragneisses and amphibolites of the Doboszowice metamorphic unit (Sudetes, SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 52: 35–65.

Quenardel J.M., Brochwicz-Lewiński W., Chorowska M., Cymerman Z., Grocholski A., Kossowska I., Pique A., Ploquin A., Santallier D., Sylwestrzak H., Szalamacha M., 1988. The Polish Sudetes: a mosaic of Variscan terranes. Trabajos de Geologia, 17: 139–145.

Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarzowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B., 2022. A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). GSA Bulletin, 134: 2373–2398.

Rajlich P., 1987. Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. Geologische Rundschau, 76: 755–786.

Rajlich P., 1990. Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif. Mineralogia Slovaca, 22: 33–40.

Scheumann K.H., 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher Kristallinzone. Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 49: 216–240.

Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten-(Oberdevon). Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 178, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart.

Schneider D.A., Zahniser S.J., Glascock J.M., Gordon S.M., Manecki M., 2006. Thermochronology of the west Sudetes (Bohemian Massif): Rapid and repeated eduction in the eastern Variscides, Poland and Czech Republic. American Journal of Science, 306: 846–873.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R, Lardeaux J.M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

Schulmann K., Kröner A., Hegner E., Wendt I., Konopásek J., Lexa O., Štípská P., 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. American Journal of Science, 305: 407–448.

Schulmann K., Lexa O., Štípská P., Racek M., Tajčmanová L., Konopásek J., Edel J-B., Peschler A., Lehmann J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: Key exhumation mechanisms in large hot orogens? Journal of Metamorphic Geology, 26: 273–297.

Schulmann K., Edel J.B., Catalán J.R.M., Mazur S., Guy A., Lardeaux J.M., Ayarza P., Palomeras I., 2022. Tectonic evolution and global crustal architecture of the European Variscan belt constrained by geophysical data. Earth-Science Reviews, 234, 104195.

Seston R., Winchester J.A., Piasecki M.A.J., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2000. A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. Journal of the Geological Society, London, 157: 1155–1167.

Skowronek A., Steffahn K., 2000. The age of the Kauffung Limestones (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie, Monatshefte, 2: 65–82.

Skrzypek E., Lehmann J., Szczepański J., Anczkiewicz R., Štípská P., Schulmann K., Kröner, A., Białek D., 2014. Time scale of deformation and intertectonic phases revealed by P-T-D-t relationships in the orogenic middle crust of the Orlica-Śnieżnik Dome, Polish/Czech Central Sudetes. Journal of Metamorphic Geology, 32: 981–1003.

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.

Smulikowski K., 1967. Eklogity Gór Śnieżnickich. Geologia Sudetica, 3: 157–174.

Smulikowski W., 1995. Evidence for glaucophane-schist facies metamorphism in the East Karkonosze complex, West Sudetes, Poland. Geologische Rundschau, 84: 720–737.

Steltenpohl M.G., Cymerman Z., Kunk M.J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. Geology, 21: 1111–1114.

Štipska P., Schulmann K., Thompson A.B., Ježek J., Kröner A., 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 332: 239–253.

Štípská P., Schulmann K., Kröner A., 2004. Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: A model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). Journal of Metamorphic Geology, 22: 179–198.

Štípská P., Pitra P., Powell R., 2006. Separate or shared metamorphic histories of eclogites and surrounding rocks? An example from the Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 24: 219–240.

Štípská P., Chopin F., Skrzypek E., Schulmann K., Pitra P., Lexa O., Martelat J.E., Bollinger C., Žáčková E., 2012. The juxtaposition of eclogite and mid-crustal rocks in the Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 30: 213–234.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschrifte der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematik und Naturwissenschaften, 78: 541–631.

Suess F.E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

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.

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.

Szczepański J., Mazur S., 2004. Syn-collisional extension in the West/East Sudetes boundary zone (NE Bohemian Massif): structural and metamorphic record in the Jegłowa Beds from the Strzelin Massif (East Fore-Sudetic Block). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 233: 297–331.

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.

Szczepański J., Goleń M., 2022. Tracing exhumation record in high-pressure micaschists: A new tectonometamorphic model of the evolution of the eastern part of the Fore-Sudetic Block, Kamieniec Metamorphic Belt, NE Bohemian Massif, SW Poland. Geochemistry, 82, 125859.

Szczepański J., Ilnicki S., 2014. From Cadomian arc to Ordovician passive margin: geochemical records preserved in metasedimentary successions of the Orlica-Śnieżnik Dome in SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 103: 627–647.

Szczepański J., Turniak K., Anczkiewicz R., Gleichner P., 2020. Dating of detrital zircons and tracing the provenance of quartzites from the Bystrzyckie

Literatura

Mts: implications for the tectonic setting of the Early Palaeozoic sedimentary basin developed on the Gondwana margin. International Journal of Earth Sciences, 109: 2049–2079.

Szczepański J., Zhong X., Dąbrowski M., Wang H., Goleń M., 2022. Combined phase diagram modelling and quartz-in-garnet barometry of HP metapelites from the Kamieniec Metamorphic Belt (NE Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 40: 3–37.

Szczepański J., Kaszuba G., Anczkiewicz R., Ilnicki S., 2023. Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 160: 1498–1534.

Tabaud A.S., Štípská P., Mazur S., Schulmann K., Míková J., Wong J., Sun M., 2020. Evolution of Cambro-Ordovician North Gondwana active margin: geochemistry and zircon geochronology evidence from Góry Sowie metasedimentary rocks. Gondwana Research, 90: 1–26.

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau, 86: 585–598.

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: 1–135.

Teisseyre H., 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 106: 5–60.

Teisseyre H. (red), 1957. Geologia regionalna Polski. Tom III, Sudety, część 1: Skały przedtrzeciorzędowe. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.

Teisseyre H., 1968. Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzic. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 222: 77–106.

Teisseyre J.H., 1973. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Pasma Lasockiego. Geologia Sudetica, 8: 7–120.

Thomas U., 1990. Unterkarbone Wildflysch-Ablagerungen im Südteil der DDR. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 36: 182–184.

Tikhomirova M., 2002. Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology – a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). Chemical Geology, 191: 209–224.

Timmermann H., Parrish R.R., Noble S.R., Kryza R., Patočka F., 1999. Single cycle Variscan orogeny inferred from new U-(Th-)Pb data from the Sudetes Mountains in Poland and the Czech Republic. *W*: PACE Mid-term Review and 4th PACE Network Meeting.

Timmermann H., Parrish R.R., Noble S.R., Kryza R., 2000. New U-Pb monazite and zircon data from the Sudetes Mountains in SW Poland: evidence for a single-cycle Variscan orogeny. Journal of the Geological Society, London, 157: 265–268.

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. Geologia Sudetica, 34: 9–16.

Turniak K., Mazur S., Wysoczański R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Śnieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. Geodinamica Acta, 13: 1–20.

Turniak K., Mazur S., Domańska-Siuda J., Szuszkiewicz A., 2014. SHRIMP U-Pb zircon dating for granitoids from the Strzegom-Sobótka Massif, SW Poland: Constraints on the initial time of Permo-Mesozoic lithosphere thinning beneath Central Europe. Lithos, 208: 415–429.

Tyszka R., Kryza R., Zalasiewicz J.A., Larionov A.N., 2008. Multiple Archean to Early Palaeozoic events in the northern Gondwana margin witnessed by detrital zircons from the Radzimowice Slates, Kaczawa Complex (Central European Variscides). Geological Magazine, 145: 85–93.

Ulrych J., Fediuk F., Lang M., Martinec P., 2004. Late Paleozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. Geochemistry, 64: 127–153.

Urbanek Z., Baranowski Z., 1986. Revision of age of the Radzimowice slates from Góry Kaczawskie Mts (Western Sudetes, Poland) based on conodonts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 399–408.

Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995. Western Sudetes (Lugicum). Stratigraphy. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 315–327. Springer, Berlin.

Valverde-Vaquero P., Dörr W., Bełka Z., Franke W., Wiszniewska J., Schastok J., 2000. U-Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of central Poland: Implications for Gondwana versus Baltica provenance studies. Earth and Planetary Science Letters, 184: 225–240.

Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D.R., Dudek A., Misař Z., Povondra P., Vrána S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 73: 89–108.

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

Vangerov E.F., 1943. Das Normalprofil des Algonkium und Kambriums in den mittleren Sudeten. Geologische Rundschau, 34: 10–12.

Vavrdová M., 2004. Brunovistulicum: założenia i dane. Zeitschrift der deutschen Geologische Gesellschaft, 155: 1–9.

Wajsprych B., 1978. Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 99–127.

Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. *W*: IAS 7th Regional Meeting, Excursion Guidebook. Ossolineum, Kraków, Wrocław: 141–164.

Walczak K., Anczkiewicz R., Szczepański J., Rubatto D., Košler J., 2017. Combined garnet and zircon geochronology of the ultra-high temperature metamorphism: Constraints on the rise of the Orlica-Śnieżnik Dome, NE Bohemian Massif, SW Poland. Lithos, 292–293: 388–400.

Werner T., Mazur S., Jeleńska M., 2000. Changing direction of magnetic fabric in a thrust unit: an example from the Karkonosze-Izera Massif (SW Poland). Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 25: 511–517.

Winchester J.A., Floyd P.A., Chocyk M., Horbowy K., Kozdrój W., 1995. Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. Journal of the Geological Society, London, 152: 105–115.

Winchester J., Floyd P., Awdankiewicz M., Piasecki M., Awdankiewicz H., Gunia P., Gliwicz T., 1998. Geochemistry and tectonic significance of metabasic suites in the Góry Sowie Block, SW Poland. Journal of the Geological Society, London, 155: 155–164.

Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 350 (360): 5–21

Winchester J.A., Patočka F., Kachlík V., Melzer M., Nawakowski C., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2003. Geochemical discrimination of metasedimentary sequences in the Krkonoše-Jizera Terrane (West Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic and stratigraphic constraints. Geologia Carpathica, 54: 267–280.

Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz anocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 37: 173–180.

Wojtulek P.M., Schulz B., Delura K., Dajek M., 2019. Formation of chromitites and ferrogabbros in ultramafic and mafic members of the Variscan Ślęża ophiolite (SW Poland). Ore Geology Reviews, 106: 97–112.

Wojtulek P.M., Schulz B., Klemd R., Gil G., Dajek M., Delura K., 2021. The Central-Sudetic ophiolites – remnants of the SSZ-type Devonian oceanic lithosphere in the European part of the Variscan Orogen. Gondwana Research, 105: 343–365.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2018. A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

Żaba J., 1984. Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 19: 89–195.

Žáček V., 1996. Retrograded eclogite from the Staré Město Belt, NE margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society, 41: 167–175.

Žáčková E., Konopásek J., Jeřábek P., Finger F., Košler J. 2010. Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 28: 361–379.

Žáčková E., Konopásek J., Košler J., Jeřábek P., 2012. Detrital zircon populations in quartzites of the Krkonoše-Jizera Massif: implications for pre-collisional history of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 443–458.

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.

Żelaźniewicz A., 1987. Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 57: 203–348.

Żelaźniewicz A., 1990. Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 129–157.

Żelaźniewicz A., Franke W., 1994. Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 151: 1050–1052.

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.

5.1.4.2. Eksternidy: zewnętrzne waryscyjskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Stanisław Mazur, Piotr Krzywiec, Paweł Aleksandrowski, Łukasz Gągała

Zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze waryscydów jest w Polsce całkowicie pogrzebane pod permo-mezozoicznymi osadami basenu polskiego. Na podstawie danych z wierceń, profili sejsmicznych oraz badań geofizycznych odtworzono główne cechy jego budowy geologicznej i powiązania z basenem przedgórskim waryscydów, rozwiniętym na obrzeżeniu Laurussii. Przedstawiono historię interpretacji struktury polskich waryscydów, podkreślając przełomowe znaczenie badań sejsmicznych, które umożliwiły weryfikację starszych modeli tektonicznych. Omówiono również nowe ujęcie geometrii pasma eksternidów waryscyjskich, zakładające istnienie półorokliny – wygięcia waryscydów o ok. 90° równolegle do obrzeżenia Laurussii – w miejsce wcześniej postulowanych modeli pełnej orokliny lub dominacji efektów przemieszczeń przesuwczych. Obecność eksternidów waryscyjskich rozpoznano także w południowo-wschodniej Polsce, aż po granicę ukraińską, co umożliwiło integrację obszaru wielkopolskiego, basenu lubelskiego i wyniesienia radomsko-kraśnickiego w jedną strukturę zewnętrznego pasma waryscydów. Osobno scharakteryzowano morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze jako odrębne odgałęzienie eksternidów waryscyjskich, powstałe w obrębie strefy kolizji między terranami Masywu Czeskiego a Brunowistulią. Przeprowadzona analiza pozwoliła na udoskonalenie dotychczasowych rekonstrukcji waryscyjskich pasm fałdowo-nasuwczych Niemiec, Czech, Polski i Ukrainy oraz powiązanie ich w spójny model regionalny.

Wprowadzenie

Waryscyjskie zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze południowej Polski jest całkowicie przykryte przez permsko-mezozoiczne wypełnienie basenu polskiego oraz pokrywę kenozoiczną zdeponowaną po jego inwersji (zob. też rozdział 5.2.1). Głębokość, na której orogen waryscyjski został udokumentowany danymi podpowierzchniowymi – wierceniami i profilami sejsmicznymi – wzrasta od ok. 1 km w pobliżu północnowschodniej granicy Sudetów (w strefie uskoku Odry) do ponad 8 km w regionalnym depocentrum bruzdy środkowopolskiej (Dadlez i in., 1995; van Wees i in., 2000). Zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze obejmuje karbońską syn- i postorogeniczną, klastyczną („fliszową") sukcesję osadową o minimalnej pierwotnej miąższości przekraczającej 2,5 km, która została zdeponowana w rozległym basenie przedgórskim. W południowo-wschodniej Polsce w obręb waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego tektonicznie włączone zostały także jednostki paleozoicznej przedwaryscyjskiej pokrywy osadowej, w pierwszym rzędzie serie dewońskie oraz starsze, aż po ediakar. Podobne pre-fliszowe elementy pasma fałdowo-nasuwczego nie zostały dotychczas rozpoznane w Polsce zachodniej i centralnej, ponieważ, jeśli istnieją, znajdują się poniżej zasięgu wierceń. Ich obecności nie można wykluczyć ze względu na niewystarczające obrazowanie sejsmiczne podłoża cechsztyńskich ewaporatów (Malinowski i in., 2007).

Basen przedgórski stanowił część waryscyjskiego systemu basenów przedpola rozciągającego się od Anglii do zachodniej Ukrainy wzdłuż północnego obrzeżenia waryscyjskiego pasma orogenicznego (np. Franke, Engel, 1986). Polska część basenu przedgórskiego waryscydów, obejmująca obszary Ziemi Lubuskiej, północnego Dolnego Śląska, Wielkopolski, Ziemi Łęczyckiej i Sieradzkiej, Kujaw, południowego Mazowsza, Górnego Śląska, północnej Małopolski i Lubelszczyzny (fig. 1), rozwinęła się na wycienionym obrzeżeniu Laurussii, pokrytym osadami dolnego paleozoiku i dewonu–dolnego karbonu (Mazur i in., 2015; Smit i in., 2016; Mikołajczak i in., 2019). W swojej południowo-wschodniej części basen przedgórski przekroczył strefę Teisseyre'a-Tornquista, wyznaczającą południowo-zachodnią granicę prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Skały podłoża karbońskiej sukcesji fliszowej w południowo-zachodniej Polsce, na północ od uskoku Odry, pozostają w zasadzie nieznane, z wyjątkiem dwóch wyniesień krystalicznych o kierunku WNW–ESE tj. wyniesień Wolsztyna i Bielaw. Tworzące je fyllity wykazują analogie z seriami krystalicznymi Masywu Czeskiego i w świetle danych strukturalnych (patrz poniżej) nie wchodzą w skład basenu przedgórskiego, ale są elementami jego podłoża.

Struktura pasma fałdowo-nasuwczego polskich waryscydów została zobrazowana na dwóch regionalnych przekrojach, A i B, przebiegających po obu stronach tradycyjnie zakładanego położenia frontu waryscyjskiego (fig. 1, 2; Jubitz i in., 1986; Pożaryski i in., 1992). Oba przekroje kończą się na kratonie wschodnioeuropejskim, który reprezentuje ostateczne przedpole deformacji waryscyjskich. Przekrój A pokrywa się z fragmentem sejsmicznego profilu refrakcyjnego P4 (Grad i in., 2003). Przechodzi on przez karbońskie pasmo fałdowo-nasuwcze występujące w zachodniej Polsce pod permo-mezozoikiem i kończy się na granicy Sudetów (fig. 1). Przekrój B wyznaczono wzdłuż profilu refrakcyjnego CEL02 (Malinowski i in., 2005). Przecina on główne jednostki strukturalne południowo-wschodniej Polski: basen lubelski, wyniesienie radomsko-kraśnickie, bloki Łysogór i Małopolski oraz blok Brunowistulii i kończy się w Karpatach zewnętrznych, które skrywają południową kontynuację struktur waryscyjskich.

Osobnym elementem zewnętrznych waryscydów jest morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, przebiegające południkowo przez Morawy i Górny Śląsk (fig. 1). Niegdyś było łączone z waryscydami wielkopolskimi i uznawane za fragment tzw. orokliny waryscyjskiej – wygięcia zewnętrznego pasma waryscyjskiego o niemal 180°, okalającego Masyw Czeski (Kossmat, 1927; Lorenz, 1976; Engel i in., 1983; Lorenz, Nicholls, 1984; Franke, 1989; Tait i in., 1997; Narkiewicz, 2007, 2020). Konkurencyjnym rozwiązaniem była hipoteza przesuwcza, zgodnie z którą strefy orogeniczne waryscydów miały zostać obcięte i przemieszczone prawoskrętnie na obszarze Polski wzdłuż walnych uskoków przesuwczych, takich jak uskoki Odry, Kraków–Lubliniec czy śródsudecki (Arthaud, Matte, 1977; Badham, 1982; Behr i in., 1984; Matte, 1991; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Zagadnienie to, dyskutowane przez dziesięciolecia, dziś jest bliskie wyjaśnienia w obliczu dostępności nowych danych. Akceptację zdobywa hipoteza orokliny postulująca zmianę kierunku pasma waryscyjskiego o ok. 90° z SW–NE w Niemczech, na WNW–ESE, a następnie NW–SE w Polsce, tj. do położenia równoległego z kopalnym obrzeżeniem Laurussii (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002, 2023; Martínez Catalán i in., 2020, 2021; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025). Interpretacja ta jest zgodna z klasyczną koncepcją orokliny Careya (1955), definiującą ją jako zakrzywienie pasa fałdowego pod dowolnym kątem, mogące mieć charakter pierwotny bądź wtórny. Podobne ujęcie terminu przedstawiają Fossen i Teyssier w najnowszym podręczniku tektoniki (2025). Współcześnie wśród badaczy panuje szeroki konsensus, że oroklina waryscyjskich eksternidów, zakreślająca skręt rzędu 90° pomiędzy wschodnią częścią Niemiec a południowo-zachodnią Polską, ma charakter pierwotny. Struktury waryscyjskich eksternidów na obszarze południowo-zachodniej Polski od samego początku wykazywały rozciągłość WNW–ESE, dostosowując się do konfiguracji obrzeżenia Laurussii (Mazur i in., 2020; Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Duże uskoki na tym obszarze wykazują przebieg WNW–ESE i są równoległe do obrzeżenia Laurussii, a hipoteza orokliny nie wyklucza przemieszczeń przesuwczych na tych uskokach. Przemieszczenia te nie są jednak niezbędnym elementem przy powstaniu orokliny (Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Ważnym argumentem za przyjęciem istnienia orokliny o wygięciu ok. 90° było odkrycie przedłużenia waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego o rozciągłości NW–SE w południowo-wschodniej Polsce, sięgającego aż po granicę Ukrainy (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Mazur i in., 2020; fig. 1). W tej sytuacji fałdowo-nasuwcze pasmo morawsko-śląskie na wschodniej flance Masywu Czeskiego należy interpretować jako osobne odgałęzienie eksternidów waryscyjskich (Mazur i in., 2020). Powstało ono we wschodniej części strefy morawsko-śląskiej orogenu waryscyjskiego, stanowiącej strefę kolizji między terranami Masywu Czeskiego a terranem Brunowistulii. Tak jak sama Brunowistulia jest ograniczona od północy przez uskok Kraków–Lubliniec, tak i morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze nie przedłuża się na północ od tego uskoku (fig. 1).

Rys historyczny

Pomimo zgromadzenia dużej ilości danych geofizycznych i otworowych budowa zewnętrznej strefy polskich waryscydów nie była bliżej rozpoznana do lat 80. poprzedniego wieku (np. Sokołowski, 1967; Wierzchowska-Kicułowa, 1984). Wpływ na to miała ówczesna izolacja polskiego środowiska geologicznego w czasach realnego socjalizmu. Dopiero współpraca w ramach projektu European Geotraverse w latach 80. pozwoliła na bliższe interakcje z geologami i geofizykami z Europy Zachodniej oraz na przepływ informacji dotyczących struktury pasma waryscyjskiego. Zaowocowało to wkrótce przełomowymi publikacjami na temat budowy i zasięgu zewnętrznych waryscydów w Polsce, których główne tezy są aktualne do dzisiaj (Jubitz i in., 1986; Pożaryski i in., 1992; Dadlez i in., 1994). Jubitz i in. (1986) i Pożaryski i in. (1992) zaprezentowali dwie konkurencyjne interpretacje przebiegu frontu waryscyjskiego, powielane później z niewielkimi poprawkami w licznych pracach przez kolejne 25 lat (np. Narkiewicz, 2007, 2020; Malinowski i in., 2007; Mazur i in., 2010). Wspólną cechą obu tych interpretacji było to, że zbiegały się w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego, zakreślając oroklinę na przedpolu waryscydów. Nawet mniej konserwatywna interpretacja Pożaryskiego i in. (1992) zakładała ostre wygięcie frontu waryscyjskiego tak, aby mógł on ominąć Góry Świętokrzyskie, uznawane za element przedpola pasa fałdowo-nasuwczego. Powodem tego było rozumienie orogenu w sensie facjalnym, zakorzenione w teorii geosynklin. Zgodnie z tą koncepcją orogen powinien wy-

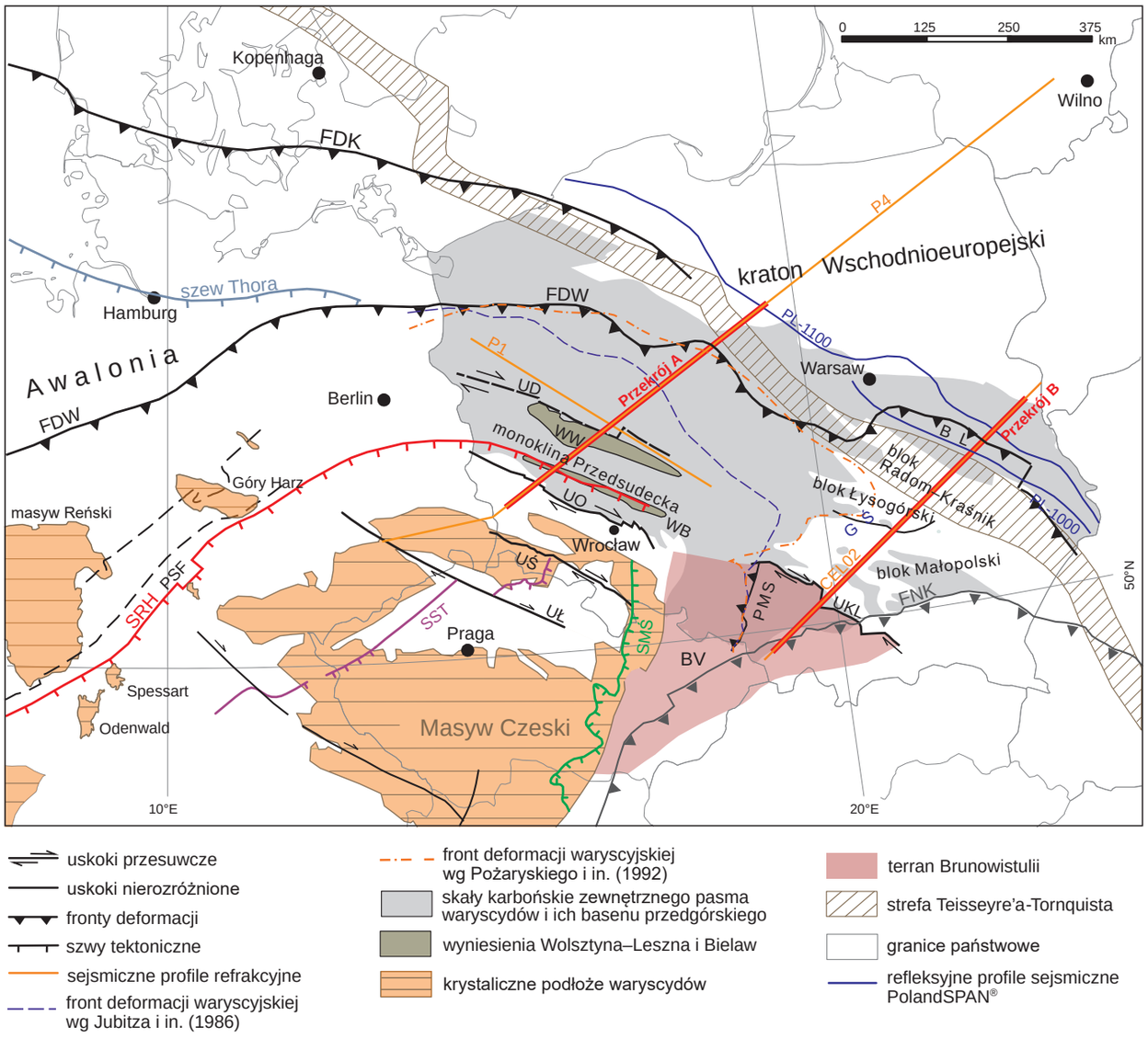


FIG. **1.** Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej przedstawiająca szwy tektoniczne, fronty deformacji i uskoki omawiane w tekście. Mapa podkładowa zmodyfikowana na podstawie kilku źródeł, w tym: Franke i in. (1995); Mazur i in. (2020). Przebieg waryscyjskiego frontu deformacji w Polsce wg Mazura i in. (2020). BL – basen lubelski; BV – terran Brunowistulii; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; GŚ – Góry Świętokrzyskie; PMS – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; PSF – północna strefa fyllitowa; SRH – szew renoherczyński; SMS – szew morawsko-śląski; SST – szew saksoturyński; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki; WB – wyniesienie Bielaw; WW – wyniesienie Wolsztyna

różniać się obecnością hemipelagicznych osadów turbidytowych, równowiekowych z orogenezą, których brak w Górach Świętokrzyskich. Warto tu zauważyć, że do lat 60. XX wieku rozszerzenie deformacji waryscyjskich w kierunku Gór Świętokrzyskich i dalej na wschód, oparte wyłącznie na odsłonięciach skał przedpermskich, było powszechnie akceptowaną interpretacją (np. Bertrand, 1887; Nowak, 1927; Bederke, 1930; Książkiewicz i in., 1965; por. także bardziej współczesną interpretację Zieglera, 1990). Mimo to, pierwsze propozycje przywrócenia w Górach Świętokrzyskich istotnego znaczenia orogenezy waryscyjskiej (Mizerski, 1979) spotkały się ze stanowczą krytyką. Konon (2008), interpretując strukturę i ewolucję Gór Świętokrzyskich, zaproponował dla nich neutralny termin „pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich", nie implikując korelacji regionalnych, a przez to pozostawiając otwartą kwestię ich pozycji względem orogenu waryscyjskiego. Podobnie rzecz się miała z rozpoznaniem tektoniki basenu lubelskiego. Dominował tam klasyczny model (Żelichowski, 1964, 1972; por. też Kotas i in., 1983a) przedstawiający basen jako ekstensyjny rów tektoniczny o głęboko zakorzenionych uskokach ramowych. Przełomu nie przyniosły nawet prace Antonowicza i Iwanowskiej (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004), które zostały potraktowane z rezerwą przez środowisko naukowe, być może ze względu na niewystarczającą jakość danych sejsmicznych, i w efekcie również po roku 2003 w literaturze dominowało rozumienie basenu lubelskiego jako rowu tektonicznego na przedpolu orogenu (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Punktem zwrotnym był regionalny eksperyment sejsmiczny PolandSPAN® firmy ION Geophysical i prowadzone równocześnie na szeroką skalę poszukiwania gazu łupkowego w basenie lubelskim. Pozyskane w ten sposób wysokiej jakości dane sejsmiczne pozwoliły na nową interpretację tektoniki obszaru, rozpoznanie waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego w obrębie wyniesienia radomsko-kraśnickiego i w południowo-zachodniej części basenu lubelskiego oraz na powiązanie tego pasma z eksternidami waryscyjskimi zachodniej Polski (Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Mazur i in., 2020).

Waryscydy wielkopolskie

Główne cechy budowy geologicznej waryscydów wielkopolskich oraz ich podłoża przedstawia przekrój A z figury 2, przeprowadzony w kierunku NE–SW przez monoklinę przedsudecką i bruzdę środkowopolską. Na całej długości tego przekroju podłoże paleozoiczne jest pogrzebane pod grubą, permsko-mezozoiczną sukcesją basenu niemiecko-polskiego (fig. 2). Karbon znajduje się na głębokości 5 km w depocentrum i wznosi się ku SW i NE, odpowiednio, w kierunku Sudetów i kratonu wschodnioeuropejskiego. Strop skał starszych od permu jest dowiązany na północnym wschodzie przekroju do linii sejsmicznej PolandSPAN PL1-1100 (Krzywiec i in., 2014). Gdzie indziej, do wyznaczenia stropu podpermskiego podłoża został użyty model prędkościowy z profilu P-4 (Grad i in., 2003). Strop podłoża oparty na danych refrakcyjnych opada stromo na południowy zachód od otworu Karnkowo IG 1 (fig. 2), co wraz ze wznoszeniem się Moho, powoduje gwałtowne wycienienie skorupy krystalicznej kratonu wschodnioeuropejskiego z 35–38 do 16–18 km. Cienka skorupa jest uważana za pasywne obrzeżenie Baltiki (Grad i in., 2003; Mazur i in., 2015; Mikołajczak i in., 2019).

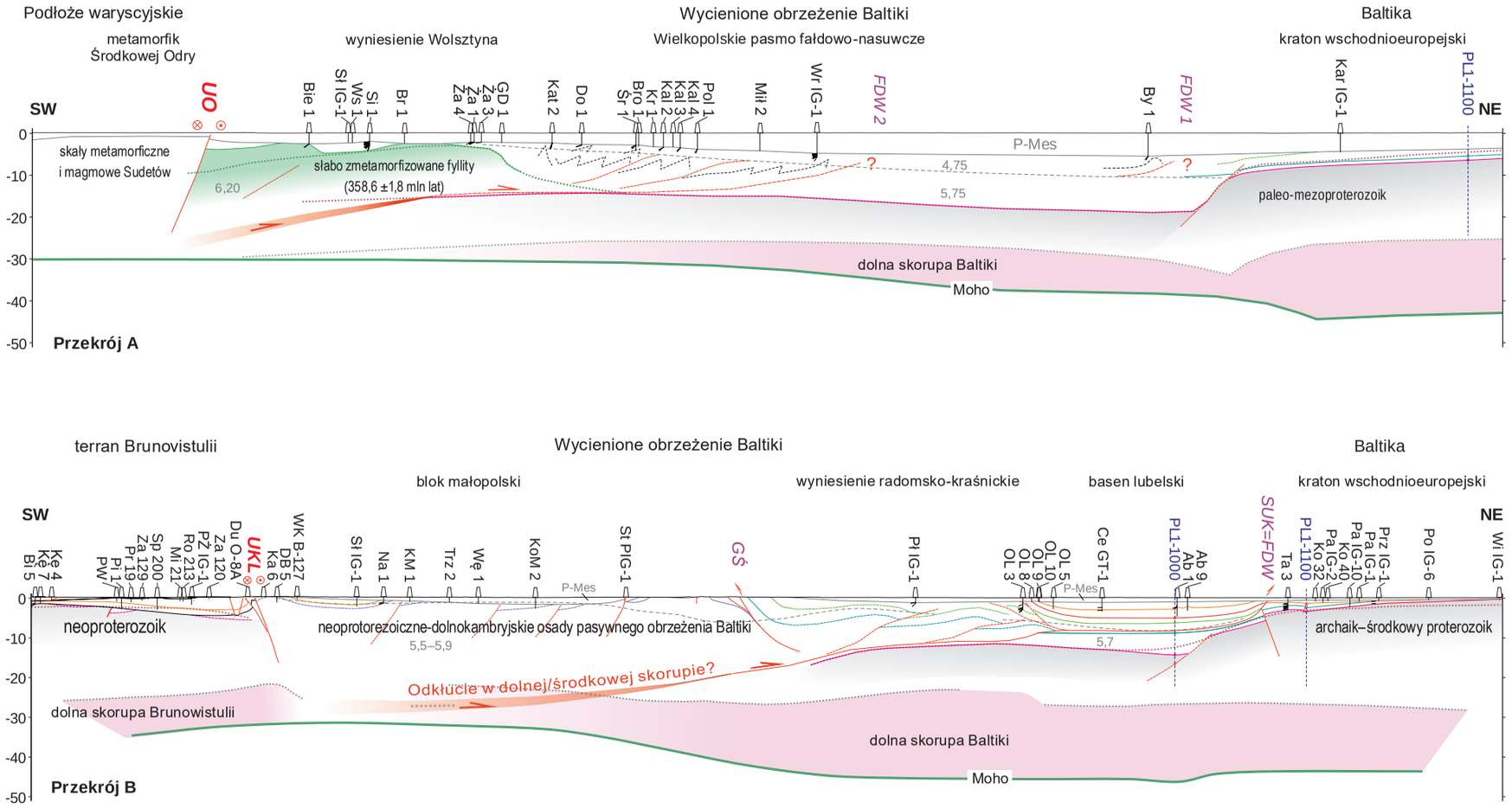


FIG. 2. Regionalne przekroje przez zewnętrzną część pasma waryscyjskiego w Polsce (wg Gągały w: Mazur i in., 2020, zmodyfikowano). Lokalizację przekrojów pokazuje fig. 1. FDW – front deformacji waryscyjskiej. GŚ – Góry Świętokrzyskie; SUK – strefa uskokowa Kocka; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UO – uskok Odry; WB – wyniesienie Bielaw; skrócone nazwy otworów (numery pominięto): Ab – Abramów; Bi – Bielsko, Bie – Bielawy; Br – Brenno; Bro – Brodnica; By – Byczyna; Ce – Celejów; DB – Dolina Będkowska; Do – Donatowo; Du – Dubie; GD – Górka Duchowna; Ka – Karniowice; Kal – Kaleje; Kar – Karnkowo; Kat – Katarzynin; Kę – Kęty; KM – Kalina Mała; Ko – Kolechowice; KoM – Kostki Małe; Kr – Krajkowo; Mi – Mirów; Mił – Miłosław; Na – Nasiechowice; OL – Opole Lubelskie; Pa – Parczew; Pi – Piotrowice; Pł – Płusy; Po – Podedwórze; Pol – Polwica; Pr – Przeciszów; Prz – Przewłoka; PW – Polanka Wielka; PŻ – Poręba Żegoty; Ro – Rozkochów; Si – Siciny; Sł – Słomniki; Sła – Sława; Sp – Spytkowice; St – Straszniów; Śr – Śrem; Ta – Tarkawica; Trz – Trzonów; Wę – Węchadłów; Wi – Wisznice; WK – Wola Kalinowska; Wr – Września; Ws – Wschowa; Za – Zator; Zal – Zalas; Ża – Żakowo

Południowo-zachodnia granica wycienionej skorupy kratonu nie jest zaznaczona na przekroju, ponieważ główne przedziały w modelu prędkościowym wyklinowują się stopniowo przy przejściu do skorupy waryscyjskiej o niskiej prędkości.

Karboński flisz został nawiercony na całym obszarze Wielkopolski i Kujaw poniżej niezgodności w spągu permu. Większość odwiertów zatrzymano po przewierceniu krótkich odcinków (100–200 m) warstw karbońskich, ale kilka z nich kontynuowano w karbonie na odcinkach przekraczających 1000 m, nie osiągając spągu. Umiarkowane do stromych (30–80°) upady warstw karbońskich dominują na odcinku ok. 160 km na północny wschód od strefy uskokowej Odry, stanowiącej granicę bloku przedsudeckiego odsłaniającego waryscyjskie internidy (fig. 1). Nie zaobserwowano wyraźnego trendu zmiany kąta upadu w miarę oddalania się od internidów. Przewaga umiarkowanych do stromych upadów może być wyrazem naskórkowego fałdowania i nasuwczej imbrykacji serii karbońskiej (Mazur i in., 2020). Alternatywną interpretacją byłaby głęboko zakorzeniona inwersja, ale ten styl strukturalny zwykle skutkuje szerokimi domenami o niskim lub średnim upadzie, rozdzielonymi przez wąskie domeny o stromym nachyleniu warstw. Takiej sytuacji nie potwierdzają dane strukturalne uzyskane z otworów wiertniczych. Dane te pozostawiają duży margines niepewności co do położenia frontu deformacji waryscyjskiej, ponieważ istnieje duża luka w rozmieszczeniu otworów wiertniczych nawiercających karbon na obszarze bruzdy środkowopolskiej, pomiędzy otworami Września IG 1 i Byczyna 1 (fig. 2), gdzie miąższość permu i mezozoiku sięga 8 km. Otworami tymi nawiercono stromo nachylone warstwy karbońskie, co może sugerować, że deformacje waryscyjskie obejmują cały obszar podpowierzchniowych wystąpień karbonu sięgający co najmniej do otworu Byczyna 1 (FDW 1 na fig. 2). Podobne rozumowanie zastosowali Pożaryski i in. (1992) do wyznaczenia swojej wersji przebiegu frontu deformacji waryscyjskich. Z drugiej strony, Malinowski i in. (2007) umieścili front deformacji naskórkowej na północ od otworu Września IG 1, wykorzystując dane sejsmiczne, choć o nie w pełni satysfakcjonującej jakości obrazowania (FDW 2 na fig. 2). Deformacja serii karbońskiej w otworze Byczyna 1 musiałaby być w takim przypadku związana np. z waryscyjską aktywacją uskoków podłoża na dalekim przedpolu lub inwersją alpejską basenu niemiecko-polskiego.

Wyniesienia Wolsztyna i Bielaw (fig. 1 i 2) występują na zapleczu waryscyjskiego, zewnętrznego pasma fałdowo-nasuwczego, tworząc wewnętrzny *backstop* (tj. mechaniczny element oporowy, umożliwiający deformację nasuwczą na przedpolu). Kulminacje te są zbudowane z fyllitów o niskim stopniu metamorfizmu, które zostały przewiercone kilkoma otworami wiertniczymi. Na przykład otwór Bielawy 1 (profil na fig. 3), w którym nawiercono cienki interwał karbońskiego fliszu, a następnie ok. 150 m fyllitów. Podczas gdy wiek piku metamorfizmu tych skał z otworu Święciechowa 1 został oznaczony na 358,6± 1,8 mln lat (Mazur i in., 2006a), wiek ich protolitu pozostaje niepewny. Badania paleontologiczne sugerują protolit o wieku dewońskim (Haydukiewicz i in., 1999). Wyniesienia Wolsztyna i Bielaw są podścielone wycienioną skorupą kratonu wschodnioeuropejskiego należącą pierwotnie do Baltiki (Grad i in., 2008; Mazur, Schulmann, 2025), lub klinem górnej skorupy Awalonii podścielonej przez środkową i dolną skorupę Baltiki (Mazur i in., 2025). Protolit fyllitów występujących na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw został prawdopodobnie zdeponowany na pasywnym obrzeżeniu Laurussii jako dystalna sekwencja klastyczna (Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Klastyki karbońskie występują w pozycji transgresywnej na stropie wyniesień Wolsztyna i Bielaw, np. w otworach Bielawy 1 i Święciechowa 1 (fig. 3), świadcząc o przekraczającym cofaniu się basenu przedgórskiego ku południowemu zachodowi w stronę jego głęboko zerodowanego metamorficznego zaplecza (Mazur i in., 2020). Według Mazura i in. (2010) serie karbońskie zawierają znaczącą sygnaturę detrytyczną źródła późnodewońskiego, co jest zgodne z erozją i późniejszym pogrzebaniem wyniesień Wolsztyna i Bielaw.

Północno-wschodnia granica wyniesienia Wolsztyna jest wyznaczona przez pogrzebany pod permsko-mezozoiczną pokrywą basenu polskiego uskok Dolska, o którego subwertykalnej geometrii, przynajmniej na głębokościach górnej skorupy, wnioskuje się na podstawie łącznej interpretacji danych sejsmicznych i otworowych (Dadlez, 2006; Kiersnowski i in., 2010). Na interpretacji sejsmicznego profilu refrakcyjnego P-4 (Grad i in., 2003) uskok Dolska ma kontynuację wgłębną jako granica między dwuwarstwową skorupą typu waryscyjskiego o niskiej prędkości na południowym zachodzie, a trójwarstwową skorupą leżącą pod basenem niemiecko-polskim na północnym wschodzie (np. Grad i in., 2003, 2008).

Pomimo skąpych danych strukturalnych wiele przesłanek geologicznych i geofizycznych pomaga określić wewnętrzną geometrię strukturalną waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego. Jednak mimo fałdowania i imbrykacji serii karbońskiej oraz, lokalnie, bardzo gęstego pokrycia siecią otworów wiertniczych, pod niezgodnością w spągu permu nie nawiercono żadnych skał przedkarbońskich. Może to wynikać z pozycji stratygraficznej waryscyjskiego nasunięcia spągowego (ang. *sole thrust*) w obrębie warstw karbońskich. Dopuszczalne jest również głębsze położenie nasunięcia spągowego, pod warunkiem niewielkich przemieszczeń wzdłuż tego nasunięcia i/lub niewielkiego nachylenia skłonu rampy, które nie prowadziłyby do odsłonięcia jednostek przedkarbońskich na powierzchni podpermskiej. Dane sejsmiki refrakcyjnej wskazują, że seria karbońska odpowiada domenie prędkości 4,75 km/s (Grad i in., 2003, 2008). Prędkość ta jest charakterystyczna dla osadów klastycznych poddanych silnej kompakcji, co odpowiada dominującym w serii karbońskiej turbiditom. Interwał o prędkości 4,75 km/s jest jednak stosunkowo cienki i pogrubia się w kierunku przedpola, w przeciwieństwie do typowej klinowej geometrii przekroju poprzecznego pasm fałdowo-nasuwczych. Poniżej znajduje się warstwa o prędkości fal podłużnych 5,75 km/s, interpretowana jako przedkarbońska pokrywa osadowa pasywnego obrzeżenia Baltiki (Grad i in., 2003, 2008). Podobne prędkości, 5,5–5,9 km/s, występują w odsłoniętych, nawierconych lub dobrze rozpoznanych sejsmicznie osadach klastycznych ediakaru–dolnego kambru bloku małopolskiego i basenu lubelskiego wzdłuż profilu CEL02 (fig. 2), co wzmacnia tę interpretację. Podniesienie stropu interwału o prędkości fal podłużnych 5,75 km/s w kierunku wyniesienia Wolsztyna do 2–3 km p.p.t. może wskazywać na tektoniczne zaangażowanie skał przedkarbońskich w wewnętrznej części pasma fałdowo-nasuwczego. Trajektoria nasunięcia spągowego w kierunku jednej z wersji waryscyjskiego naskórkowego frontu deformacji (FDW 1 i FDW 2 na fig. 2) nie jest znana. W szczególności nie wiadomo, czy nasunięcie to przebiega w serii karbońskiej, czy też jest położone niżej w skałach przedkarbońskich aż do osiągnięcia czołowej rampy frontu nasuwczego.

Dane kierunkowe uzyskane przy użyciu sześcioramiennego upadomierza Halliburton SED z 34 odwiertów gazowych zostały zastosowane przez Mazura i in. (2010) do przetestowania geometrii strukturalnych warstw karbońskich leżących w podłożu monokliny przedsudeckiej. Przetworzone dane zostały wykorzystane do zbadania złoża gazu Brońsko (k. Kościana), położonego na północno-wschodnim stoku wyniesienia Wolsztyna (fig. 4A). Karbońskie skały klastyczne na tym obszarze wykazują generalnie homoklinalne nachylenie ku północnemu wschodowi pod kątem 30–50°. Tak strome zanurzenie na dystansie kilku kilometrów powinno spowodować występowanie starszych elementów serii karbońskiej w południowo-zachodniej części obszaru. Tak się jednak nie dzieje i według niepublikowanych, przemysłowych danych palinologicznych (Mazur i in., 2010) warstwy o wieku od późnego wizenu po westfal zalegają pod permem na całym obszarze pola Brońsko. W jednym z otworów, zbadanym szczegółowo ze względu na stosunkowo dobrą jakość danych upadomierza (fig. 5), ujawniono, że na generalnie homoklinalne położenie warstw (średnie nachylenie 40–50° ku NE do ENE) zostały nałożone fałdy o wielkości do 50 m (amplituda/długość falowa), mające osie zorientowane NW–SE i połogo nachylone płaszczyzny osiowe z polarnością (o wergencji) ku północnemu wschodowi. Styl fałdowania, zinterpretowany na podstawie danych z upadomierza, został potwierdzony w rdzeniach wiertniczych, zawierających liczne przeguby metrowej wielkości fałdów z lokalnymi, połogo nachylonymi płaszczyznami osiowymi lub wachlarzowatym kliważem, szczególnie dobrze rozwiniętym w odwróconych skrzydłach fałdów (fig. 6). Kliważ został również zarejestrowany w zapisie upadomierza (fig. 5). Rdzenie i dane stratygraficzne z badanego złoża gazu pokazują, że sukcesja karbońska występuje w pozycji normalnej, z wyjątkiem dolnych skrzydeł fałdów obalonych. Dane geofizyczne, lokalnie wsparte obserwacjami rdzeni, pozwoliły na identyfikację kilku dajek trachyandezytowych, nachylonych ku południowemu zachodowi. W kontekście regionalnym, zidentyfikowane fałdy obalone o wergencji ku północnemu wschodowi można wyjaśnić jako związane z procesami fałdowo-nasuwczymi skierowanymi ku przedpolu orogenu, ewentualnie też z pozytywną strukturą kwiatową, która mogła utworzyć się wzdłuż regionalnych rozmiarów uskoku Dolska, prawdopodobnie wykazującego składową przesuwczą. Dane upadomierza z karbonu w wielu otworach z innych obszarów przyległych do monokliny przedsudeckiej (fig. 4B) wykazały, że trend struktur fałdowych o kierunku NW–SE jest tam dominujący. Taka orientacja jest analogiczna do tej, która przeważa w Sudetach (Teisseyre, 1971; Oberc, 1972; Aleksandrowski, Mazur, 2002) i do położenia frontu deformacji waryscyjskiej. Lokalne biegi warstw o niekompatybilnej orientacji (np. NE–SW; fig. 4) wydają się z kolei odzwierciedlać lokalne fałdy, które ciągną się przy uskokach transwersalnych.

Waryscydy południowo-wschodniej Polski

Podpermskie podłoże na przekroju B zalega płycej w porównaniu z przekrojem A (fig. 2). Maksymalna miąższość permu i mezozoiku niewiele przekracza 1,5 km, a w Górach Świętokrzyskich i w rejonie Krakowa podłoże odsłania się na powierzchni, co, wraz z niedawno opublikowanymi danymi sejsmicznymi (Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020), zapewnia stosunkowo dobry wgląd w geometrię strukturalną waryscyjskiego pasma

fałdowo-nasuwczego. Jednostkami frontalnymi pasma waryscyjskiego w południowo-wschodniej Polsce są struktury basenu lubelsko-lwowskiego oraz pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska (na obszarze Polski tradycyjnie zwane wyniesieniem radomsko-kraśnickim). Ich wewnętrzna struktura jest na przekroju B (fig. 2) przedstawiona zgodnie z aktualnymi danymi sejsmicznymi (Antonowicz i in., 2003; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Mazur i in., 2018; Kufrasa i in., 2019, 2020). Dane sejsmiczne przedstawione w tych pracach ilustrują naskórkowy styl deformacji nasuwczej powyżej skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Strop krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż linii przekroju jest dobrze wyznaczony przez odwierty Wisznice-1, Parczew IG 10 i Tarkawica-3 na północnym wschodzie (fig. 2). Przecięcia z profilami sejsmicznymi PolandSPAN® PL1-1000 i PL1-1100 zapewniają dodatkowe dowiązania w basenie lubelskim. Kontrast prędkościowy na profilu CEL02, zinterpretowany przez Malinowskiego i in. (2005) jako strop krystalicznego podłoża, znajduje się na głębokości 12–15 km p.p.t. w basenie lubelskim, wznosząc się w kierunku wyniesienia radomsko-kraśnickiego (fig. 2). Na południowy zachód od tego wyniesienia strop krystalicznego podłoża opada nieprzerwanie do ponad 20 km p.p.t. pod blokiem małopolskim.

Front deformacji waryscyjskiej przebiega wzdłuż strefy uskoku Kocka (fig. 2), gdzie nasunięcie spągowe pasma fałdowo-nasuwczego wyłania się na powierzchni podpermskiej, wznosząc się na skłonie naskórkowej rampy utworzonej nad stopniem podłoża (Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Basen lubelski stanowi pasywną synklinę odkłutą i przesuniętą ku północnemu wschodowi wzdłuż spągowego nasunięcia ulokowanego w spągu serii sylurskiej. Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska buduje seria łusek, odkłutych wzdłuż kontaktu podłoża z pokrywą osadową, obejmujących miąższe pakiety osadów neoproterozoicznych i paleozoicznych. Ponieważ nie ma bezpośrednich wskazówek dotyczących geometrii struktur podpowierzchniowych wzdłuż przekroju B, przyjęto ich prawdopodobną geometrię przez analogię do stylu tektonicznego znanego z sąsiadujących obszarów (Krzywiec i in., 2017a, b). Minimalne naskórkowe skrócenie w paśmie fałdowo-nasuwczym Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i basenie lubelsko-lwowskim szacuje się na ~15 do 20 km. Skrócenie zostało przeniesione z południowego zachodu, co świadczy o transferze waryscyjskich naprężeń kompresyjnych poprzez blok małopolski (Krzywiec i in., 2017b).

Deformacja waryscyjska w bloku małopolskim obejmuje podłoże ediakarsko-dolnokambryjskie i wysoce niekompletną oraz nieciągłą pokrywę paleozoiczną postdolnokambryjskich skał osadowych. Niemal zupełnie brak tam środkowego i górnego kambru oraz ordowiku i syluru (poza Górami Świętokrzyskimi, gdzie odsłania się mniej zerodowany północno-wschodni skraj bloku małopolskiego). Fałdy o dużych długościach falowych lub bloki ograniczone uskokami definiują główny styl strukturalny. Stosunkowo niewielka liczba otworów nie pozwala jednak na rozpoznanie szczegółów tektoniki. Jest również prawdopodobne, że liczba struktur niższego rzędu jest niedoszacowana z tego samego powodu. Odkłucie spągowe musi być zlokalizowane w obrębie neoproterozoicznych skał osadowych lub w podłożu, prawdopodobnie w środkowej/dolnej skorupie. Ta druga możliwość jest wspierana przez wyniki głębokiego profilu refleksyjnego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013), który wykazuje silne, ale nieciągłe i pionowo przesunięte reflektory w głębokim podłożu bloku małopolskiego. Co istotne, oba scenariusze nie wykluczają się wzajemnie.

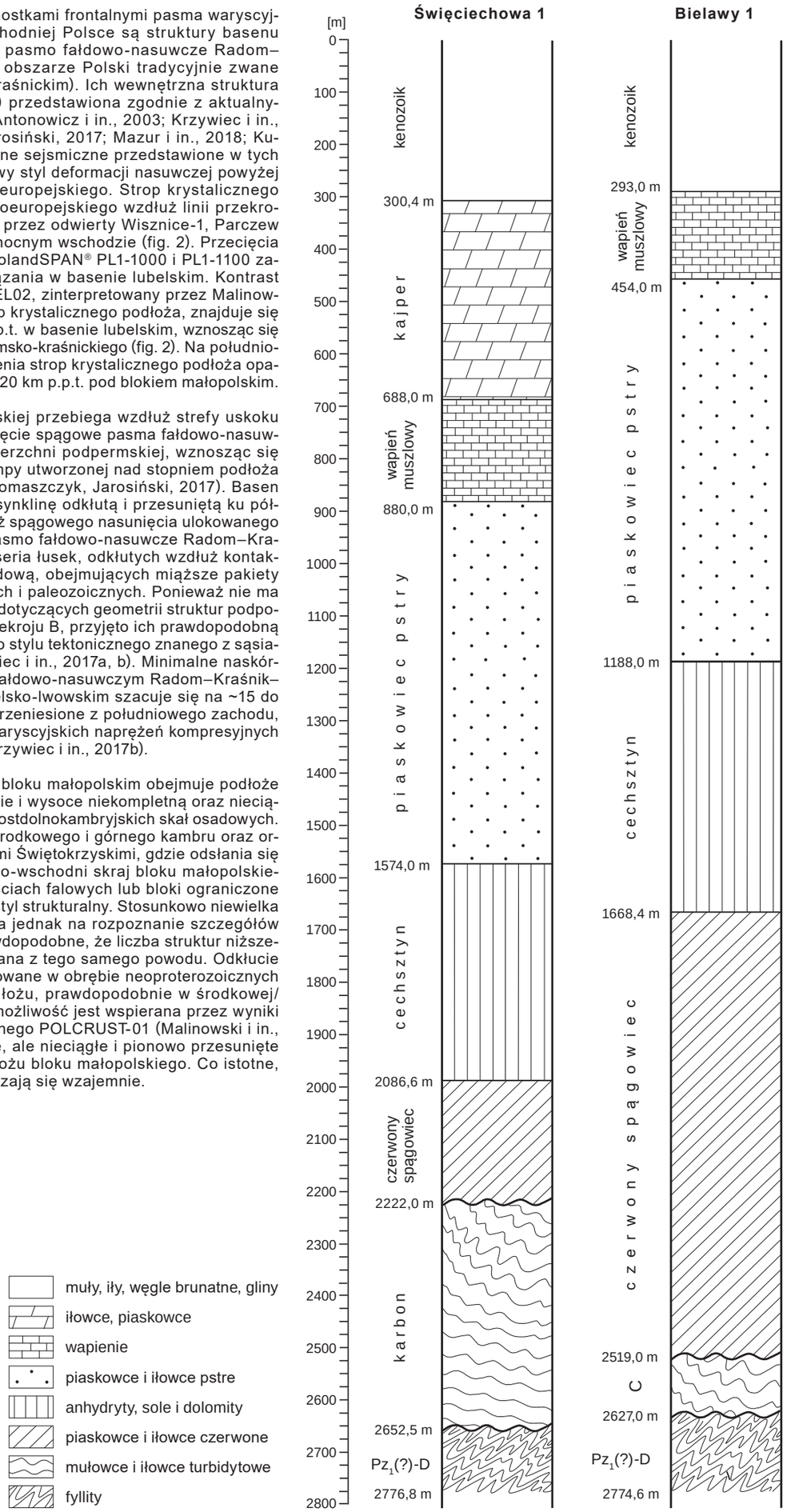


FIG. 3. Uproszczone przekroje stratygraficzne otworów Święciechowa 1 i Bielawy 1, zlokalizowane, odpowiednio, na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw, wraz z pozycją serii karbońskich i metamorficznego podłoża (wg Mazura i in., 2006a). C – karbon; D – dewon; Pz1 – dolny paleozoik. Deformacja karbonu została przedstawiona schematycznie

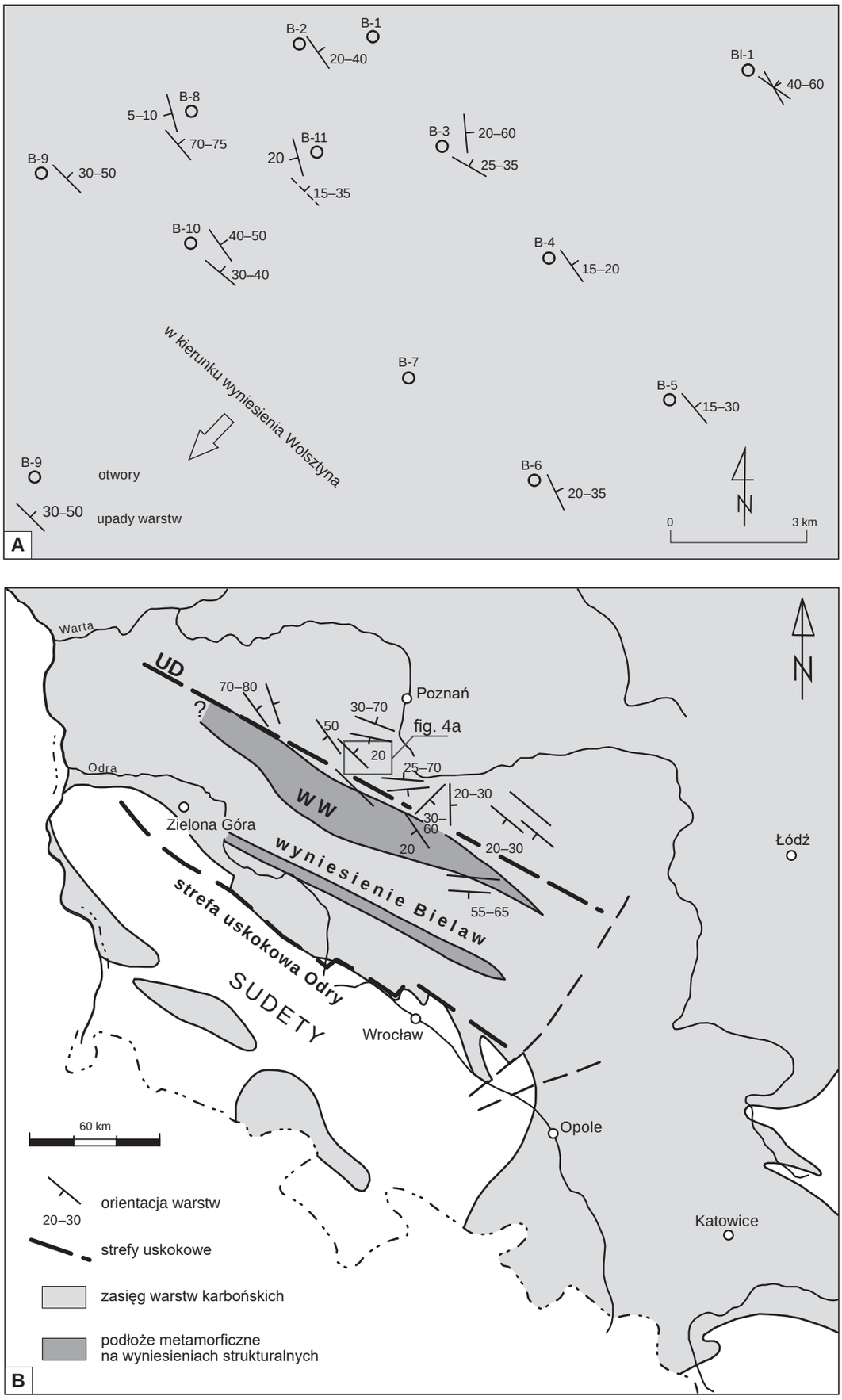


FIG. 4. Dane strukturalne dla warstw karbońskich w południowo-zachodniej Polsce na podstawie danych upadomierza (wg Aleksandrowskiego *w*: Mazur i in., 2010). A orientacja warstw karbońskich (od późnego wizenu do westfalu) w złożu gazu ziemnego Brońsko koło Kościana, położonym na północno-wschodnim skłonie wyniesienia Wolsztyna na podstawie danych z 13 otworów gazowych: generalnie upad homoklinalny pod kątem 30–50°. Zapisy biegu i upadu uogólnione dla co najmniej kilkudziesięciometrowych interwałów głębokościowych. Linia przerywana – symbole biegu i upadu – lokalna orientacja warstw zarejestrowana w krótkich interwałach. B częściowo uogólniona orientacja warstw w 34 otworach gazowych; strzałki – osie fałdów; UD – uskok Dolska; WW – wyniesienie Wolsztyna

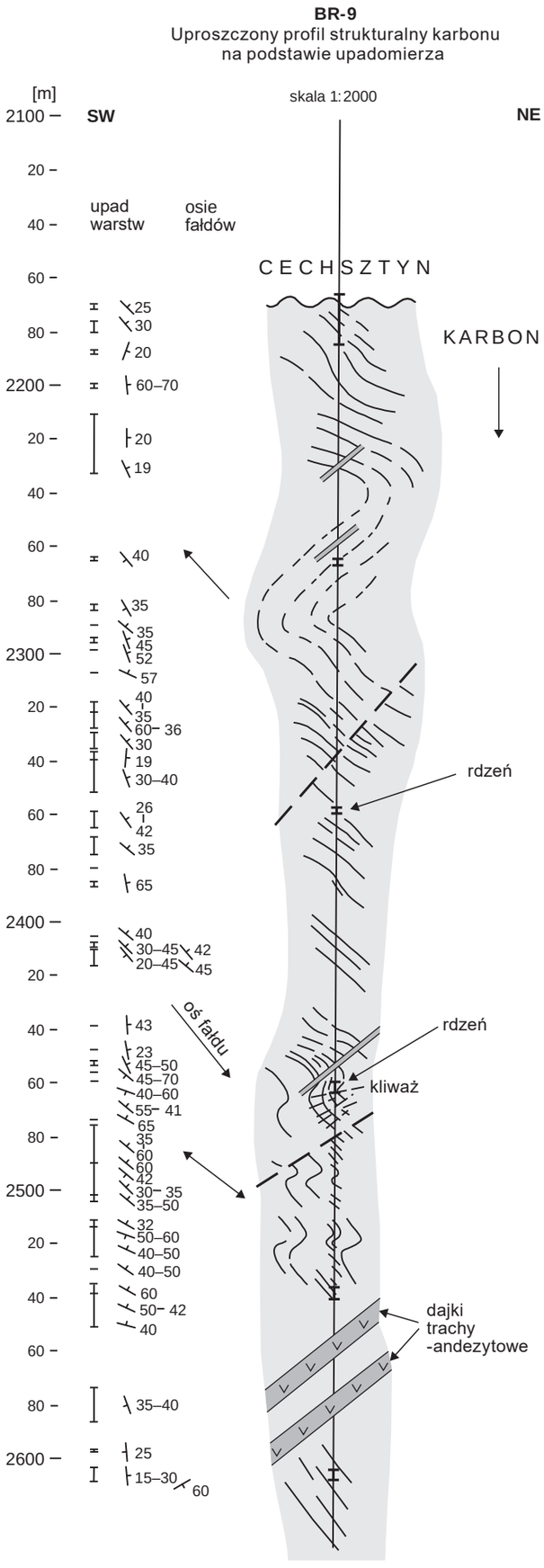


FIG. 5. Profil strukturalny karbonu w otworze poszukiwawczym BR-9 ze złoża gazu Brońsko, zbadany szczegółowo dzięki stosunkowo dobrej jakości danych upadomierza (wg Aleksandrowskiego *w*: Mazur i in., 2010).
Na generalnie homoklinalną orientację warstw (średni upad 40–50°NE do ENE) nakładają się fałdy o osiach NW–SE, płaszczyznami osiowymi o niewielkim nachyleniu i wergencją ku NE. Zapis upadomierza obejmuje orientację lokalnego kliważu i dajek trachyandezytowych.
Wskazano nieliczne interwały rdzeniowane



FIG. 6. Rdzenie wiertnicze z warstw karbońskich w otworach na polu gazowym Brońsko potwierdzają styl strukturalny rozpoznany w otworze BR-9 na podstawie zapisu upadomierza (fig. 5). Rdzenie pokazują liczne przeguby fałdów obalonych w skali pojedynczych metrów w serii piaskowcowo-ilastej z płytko zanurzonymi płaszczyznami osiowymi i kliważem, szczególnie dobrze rozwiniętym w odwróconych skrzydłach fałdów (fot. P. Aleksandrowski *w*: Mazur i in., 2010)

Terran Brunowistulii jest koherentnym blokiem skorupy ziemskiej z płytkim stropem podłoża i wyraźną strukturą prędkościową kontrastującą ze strukturą bloku małopolskiego (Malinowski i in., 2005). Wykazuje on kadomskie podłoże (Żelaźniewicz i in., 2009) i nieciągłą pokrywę paleozoiczną, z miąższymi skałami osadowymi dolnego kambru i niemal zupełnym brakiem pozostałej części dolnego paleozoiku. Blok małopolski i terran Brunowistulii są oddzielone przez uskok Kraków–Lubliniec, którego skrzydło po stronie Brunowistulii jest mniej zerodowane niż skrzydło małopolskie. Strop podłoża terranu Brunowistulii jest dobrze wyznaczony przez otwór Kęty 7 w skrajnie południowo-zachodniej części przekroju. Dane z otworu sugerują zanurzanie się stropu podłoża w kierunku uskoku Kraków–Lubliniec, co znajduje potwierdzenie w danych refrakcyjnych profilu CEL02 (Malinowski i in., 2005).

Korelacja zewnętrznego pasma waryscydów po biegu

Wzdłuż pasma eksternidów waryscyjskich w zachodniej, środkowej i południowo-wschodniej Polsce jest zachowana kontynuacja głównych cech ich geometrii strukturalnej, ale ujawniają się także pewne istotne różnice. Tak w środkowej, jak w południowo-wschodniej Polsce frontalna część orogenu wydaje się wykazywać naskórkowy charakter, uwidoczniony – częściowo koncepcyjnie – na przekroju A (fig. 2) i – na podstawie dobrej dokumentacji sejsmicznej – na przekroju B. Czy jest to ten sam front deformacji przecinający Polskę z NW na SE, czy też dwa niezależne elementy, oddzielone – według powszechnych do niedawna poglądów – oroklinalną gałęzią morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (front deformacji waryscyjskiej wg Jubitza i in., 1986, na fig. 1 oraz warianty wg różnych autorów na fig. 7)?

Mapa maksymalnych upadów zarejestrowanych w rdzeniach wiertniczych z warstw karbońskich i dewońskich pozwala w przybliżeniu wytyczyć linię rozdzielającą obszar deformacji waryscyjskich od słabo zdeformowanego basenu przedgórskiego (fig. 7). Umożliwia to wyznaczenie położenia waryscyjskiego frontu deformacji na obszarze pomiędzy przekrojami A i B, a także na zewnątrz tego obszaru. W warstwach dewońsko-karbońskich na całym wspomnianym obszarze dominują upady umiarkowane do stromych. Otwory nawiercające serie dewońsko-karbońskie o niższych upadach występują mniej powszechnie i koncentrują się na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw, gdzie warstwy karbonu są mniej zdeformowane ze względu na ich transgresywne położenie na kulminacjach metamorficznego podłoża waryscyjskiego. Pas skał dewońsko-karbońskich o niskich do subhoryzontalnych upadach warstw rozciąga się tylko wzdłuż północno-wschodniego obrzeżenia ich podpowierzchniowych wystąpień (fig. 7). Interpretujemy tę strefę jako północno-wschodnie przedpole orogenu waryscyjskiego poza zasięgiem deformacji naskórkowych jego frontu. Dlatego też z dwóch skrajnych pozycji frontu deformacji waryscyjskiej zaznaczonych na przekroju A (fig. 2), preferujemy tę

5
Platforma paleozoiczna

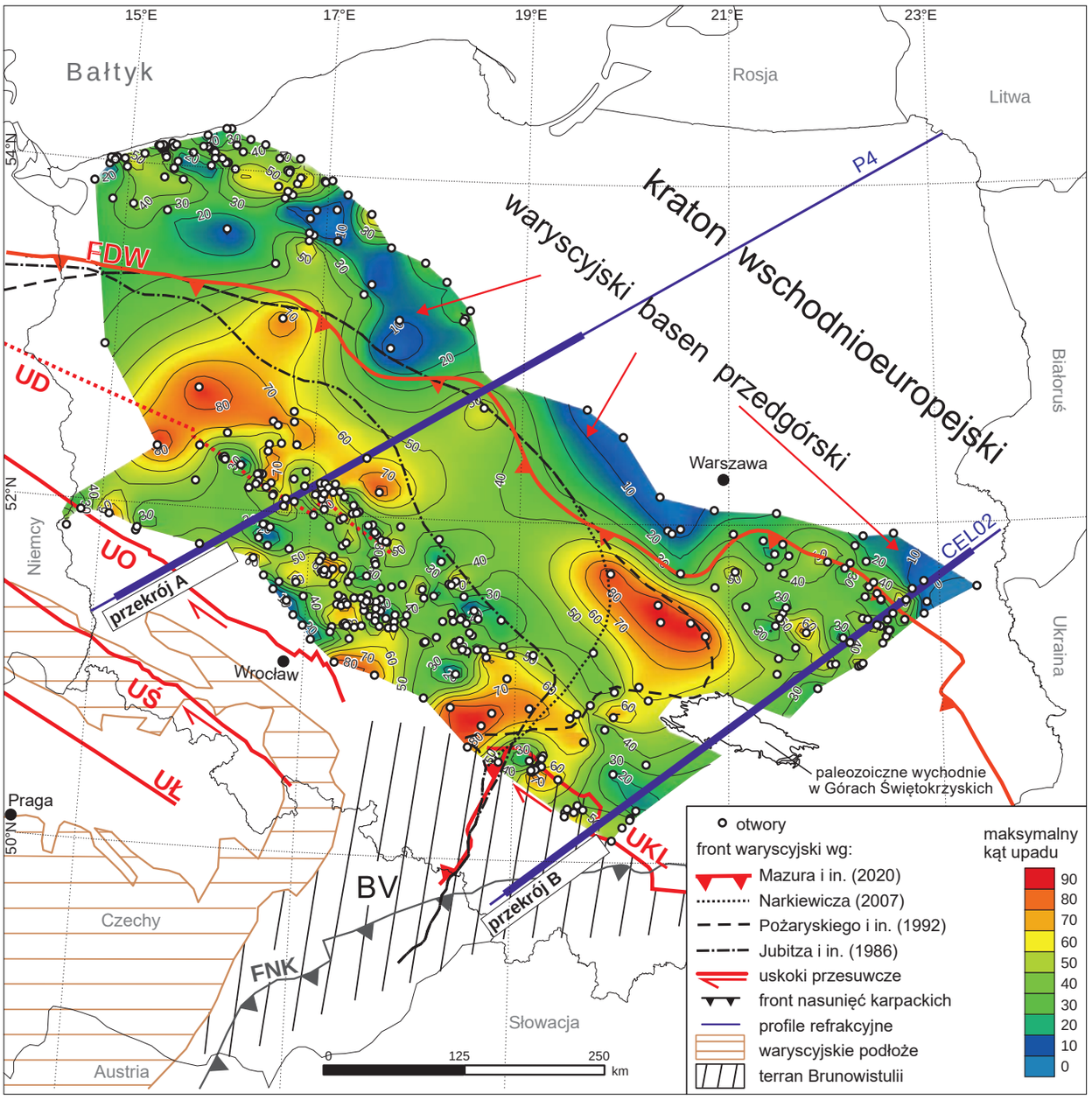


FIG. 7. Rozkład maksymalnych kątów upadu w sukcesji dewońsko-karbońskiej strefy zewnętrznej orogenu waryscyjskiego w Polsce (wg Mazura i in., 2020). BV – terran Brunowistulii; FDW – najbardziej prawdopodobny ślad frontu deformacji waryscyjskiej w Polsce; FNK – front nasunięć karpackich; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok środkowej Odry; UŚ – uskok śródsudecki

bardziej dystalną, oznaczoną jako FDW 1 na figurze 2 i FDW na figurach 1 i 7. Rozwiązanie to pozostaje w zgodzie z wynikami interpretacji danych grawimetrycznych i magnetycznych (Mazur i in., 2020). Co istotne, w przypadku wszystkich proponowanych dotąd wersji orokliny waryscyjskiej, po obu stronach (tj. na zapleczu oraz przedpolu) sugerowanego frontu deformacji waryscyjskiej (fig. 7) nie obserwuje się zróżnicowania upadów. Zamiast tego występuje ciągła strefa stromych upadów o orientacji WNW–ESE, która nie odpowiada wcześniej postulowanym przebiegom waryscyjskiego pasa fałdowo-nasuwczego. Kierunek ten jest zgodny z trendem WNW–ESE wskazywanym przez anomalie grawimetryczne i magnetyczne (fig. 8) i sugeruje istnienie pewnego stopnia ciągłości tektonicznej pomiędzy strukturami waryscyjskimi zachodniej, środkowej oraz południowo-wschodniej Polski.

Pomimo wspólnego frontu deformacji o trendzie NW–SE, architektura skorupy ziemskiej uwidoczniająca się wzdłuż przekrojów A i B jest odmienna. Waryscydom w południowo-wschodniej Polsce (przekrój B) brakuje jądra orogenicznego (internidów), a podłoże składa się ze zdeformowanych, ale niezmetamorfizowanych skał paleozoicznych. I odwrotnie, na przekroju A zaznacza się wyraźne jądro metamorficzne orogenu (Masyw Czeski/Sudety) i karboński pas fałdowo-nasuwczy, które wspólnie składają się na dość regularną i typową strefowość strukturalną orogenu kolizyjnego. A zatem, podczas gdy zewnętrzna strefa orogenu waryscyjskiego jest równoległa do południowo-zachodniego obrzeżenia kratonu wschodnioeuropejskiego o kierunku WNW–ESE, strefy wewnętrzne orogenu muszą otaczać stanowiący sztywną masę oporową terran Brunowistulii od zachodu i południowego zachodu. Różnica ta odpowiada zróżnicowanemu wycienieniu skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego – gwałtownemu na przekroju A i stopniowemu na przekroju B. Obecność lub brak terranu Brunowistulii wzdłuż danego przekroju przez orogen decyduje więc o położeniu jednostek wewnętrznych waryscydów względem kratonu: w Polsce zachodniej znajdują się one bliżej jego obrzeżenia niż w Polsce południowo-wschodniej. Inną konsekwencją odmiennej anatomii pasma waryscyjskiego w zachodniej i południowo-wschodniej Polsce jest kwestia ciągłości uskoków Odry i Krakowa–Lublińca (por., odpowiednio, przekroje A i B; fig. 1). Chociaż te ważne uskoki są położone w jednej linii na mapie, trudno je skorelować, ponieważ pierwszy oddziela od siebie jednostki waryscyjskie o średnim i niskim stopniu metamorfizmu, odpowiednio na SW i NE, podczas gdy drugi stanowi granicę między przedwaryscyjskim terranem Brunowistulii a blokiem małopolskim. Jeśli oba uskoki połączyć w jedną strukturę, musiałyby powstać po umiejscowieniu waryscyjskich jednostek metamorficznych zachodniej Polski (przekrój A). Można również hipotetycznie uznać uskoki Odry i Kraków–Lubliniec za struktury sygnalizujące na powierzchni obecność w głębokim podłożu dystalnej krawędzi Baltiki (Laurosji) podsuniętej pod orogen waryscyjski w zachodniej Polsce (przekrój A) i w znacznym stopniu zachowującej swoją przedwaryscyjską konfigurację w południowo-wschodniej Polsce (przekrój B).

Ostatnim etapem deformacji, jaka dotknęła pasmo zewnętrznych waryscydów w Polsce, było regionalne skrócenie o kierunku NE–SW do NNE–SSW (Mazur i in., 2020). Dane stratygraficzne pozwalają ograniczyć czas tej deformacji do późnego westfalu (ok. 305–300 mln lat; Mazur i in., 2010; Waksmundzka, 2014).

Kontynuacja waryscyjskiego frontu deformacji co najmniej do granicy polsko-ukraińskiej (fig. 7) sugeruje, że późnoorogeniczna kompresja w kierunku północno-wschodnim miała swoje źródło nie tylko w części orogenu odsłoniętej obecnie w Masywie Czeskim, lecz również w rejonie dzisiejszych Karpat. W konsekwencji, skrócenie waryscyjskie musiało zostać przeniesione na obrzeża kratonu wschodnioeuropejskiego przez cały zespół przedwaryscyjskich jednostek strukturalnych i paleogeograficznych południowo-wschodniej Polski. Sugeruje to, że waryscyjskie pasmo orogeniczne otaczało terran Brunowistulii również od południa, będąc głównym źródłem skracania w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Rekonstrukcje tektoniczne Matte'a (1986, 1991) wskazują na kontynuację pasma waryscyjskiego wokół południowego obwodu Laurussii w przybliżeniu do obszaru obecnego Kaukazu.

Ewolucja termiczna i historia erozji pasma waryscyjskiego południowo-zachodniej Polski

Analizy $^{40}Ar/^{39}Ar$ detrytycznego jasnego łyszczyku z karbońskich piaskowców waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego, nawierconych w otworach Marcinki IG 1 i Września IG 1, wyznaczają wiek plateau w zakresie ok. 370–355 mln lat (Mazur i in., 2006a). Porównywalny wiek plateau 358,6 ±1,8 mln lat otrzymano z neokrystalicznego jasnego łyszczyku z fyllitu z wyniesienia Wolsztyna (otwór Święciechowa 1), reprezentującego podłoże pasma fałdowo-nasuwczego (Mazur i in., 2006a). Dane z fuzji laserowej pojedynczych kryształów wskazują na niewielką dyspersję wieków dla próbki wizeńskich piaskowców z otworu Marcinki IG 1, ze średnim wiekiem ważonym 372 mln lat, który odpowiada danym ze stopniowego ogrzewania (Mazur i in., 2006a). Natomiast próbki piaskowców namuru A z otworu Września IG 1 zawierają niejednorodne populacje wiekowe pojedynczych ziaren z najmłodszym klastrem wiekowym 335 mln lat. Wiek ten jest tylko nieznacznie starszy od wieku stratygraficznego próbek. Wyniki te wskazują, że basen przedgórski waryscydów był początkowo zasilany przez detrytus ze skał źródłowych, które zostały ekshumowane i schłodzone w najpóźniejszym dewonie. Postęp erozji musiał być jednak szybki, bo już na przełomie missisipu i pensylwanu w obszarze źródłowym erodowane były skały o wieku chłodzenia tylko o kilka milionów lat starszym. Ponieważ dzisiejszy obszar wychodni pasma waryscyjskiego w Sudetach, sąsiadujących od południowego zachodu, zawiera jedynie niewielki procent skał ekshumowanych i schłodzonych przed karbonem (w postaci masywu sowiogórskiego wraz z otoczeniem), znaczna część skał o dewońskich sygnaturach wieku chłodzenia została prawdopodobnie usunięta przez erozję. Niewykluczone, że skały te stanowiły niegdyś grupę wczesnych płaszczowin waryscyjskich, zajmując najwyższą pozycję strukturalną w wewnętrznej części orogenu i stanowiąc odpowiednik słabo zmetamorfizowanych serii fyllitowych (takich jak na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw). Te ostatnie uniknęły erozji ze względu na swe położenie na zrzuconym skrzydle uskoku Odry, które zostało obniżone o co najmniej 1000 m (Mazur i in., 2006a). W konsekwencji, można przypuszczać, że płaszczowiny waryscyjskie o strukturalnie najwyższej pozycji występują dziś w podłożu południowej części monokliny przedsudeckiej.

Wiek ochłodzenia (ok. 340 mln lat), uzyskany wcześniej dla fyllitu z otworu Święciechowa 1 przez Żelaźniewicza i in. (2003), może zostać przypisany nałożonemu, późnemu fałdowaniu, na co wskazuje złożona więźba fyllitów. Może to być to samo wydarzenie termiczne, które zostało zidentyfikowane w próbkach z otworu Września IG 1 na podstawie danych z fuzji laserowej pojedynczych kryształów jasnego łyszczyku. Wiek ten dobrze koreluje z końcową fazą kolizji waryscyjskiej, po której nastąpiła dobrze udokumentowana faza chłodzenia świeżo odsłoniętego orogenu (Marheine i in., 2002).

Geochronologia cyrkonów detrytycznych z otworów Siciny IG 1 wskazuje na dwa główne składniki skorupy ziemskiej, które były obecne w obszarze źródłowym piaskowców namuru A. Reprezentują one skały umiejscowione lub zmetamorfizowane, odpowiednio, w późnym dewonie i wczesnym karbonie (Mazur i in., 2010). Populacja cyrkonów detrytycznych z warstw westfalu w otworze Września IG 1 jest znacznie bardziej zróżnicowana i zawiera domieszkę cyrkonów późnokarbońskich, co sugeruje szybką erozję i ekshumację waryscyjskich kompleksów krystalicznych na przyległym obszarze Sudetów pomiędzy namurem A a westfalem (Mazur i in., 2010). Również wyniki Zagórskiej i in. (2020) pokazują nagłą zmianę proweniencji cyrkonu detrytycznego między warstwami, które zostały sklasyfikowane jako missisip i pensylwan na podstawie wcześniej opublikowanej zonacji miosporów. Skały pensylwanu z otworów Września IG 1 i Siciny IG 1 zawierają znaczną populację ziaren cyrkonu wieku wczesnokarbońskiego (350–330 mln lat), podczas gdy w próbkach missisipu z otworów Paproć-29 i Kobylin 1 nie występują ziarna młodsze niż dewońskie.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Strefa morawsko-śląska rozciąga się od Górnej Austrii, przez Morawy do Śląska Opolskiego i Górnego w Polsce (fig. 1). Powstała w wyniku kolizji waryscyjskiego klina orogenicznego na zachodzie z terranem Brunowistulii na wschodzie (fig. 1). Strefa morawsko-śląska o południkowym przebiegu ma szerokość ok. 80 km i długość 300 km. Składa się ona w większości ze skał metamorficznych, których opis znajduje się w rozdziale 5.1.4.1, poświęconym Sudetom. Jednak na wschodzie w jej skład wchodzi morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze położone przed frontem metamorficznych internidów waryscyjskich (Dvořák, Paproth, 1969; Unrug, Dembowski, 1971; Čížek, Tomek, 1991; Dvořák, 1994; Fritz, Neubauer, 1995; Kumpera, Martinec, 1995; Mazur i in., 2006b). Wschodnia wergencja tego pasma wskazuje na kierunek i zwrot konwergencji między terranami Masywu Czeskiego a Brunowistu-

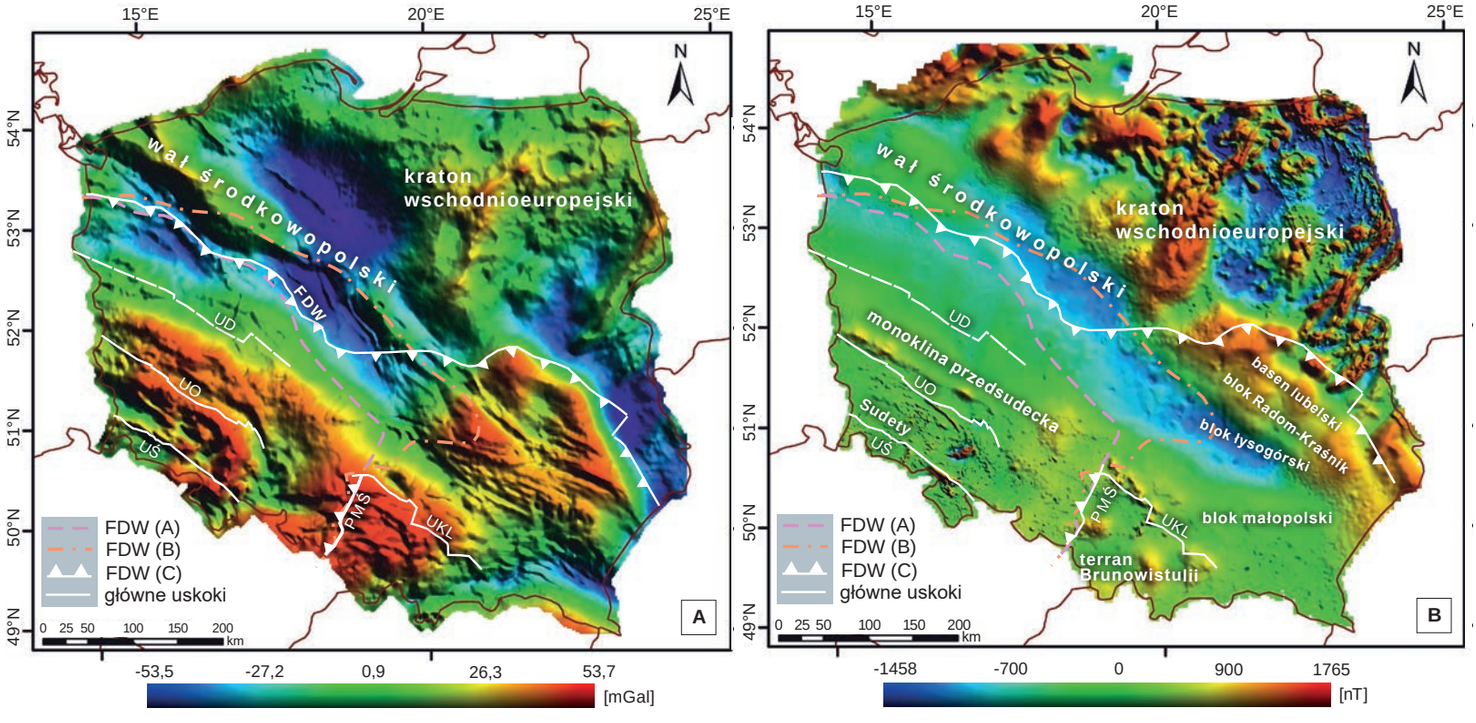


FIG. 8. Mapy pól potencjalnych Polski (w układzie współrzędnych Polska 1992) z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi: A mapa grawimetryczna z poprawką izostatyczną i B mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna. FDW – front deformacji waryscyjskiej wg: (A) Jubitza i in. (1986); (B) Pożaryskiego i in. (1992); (C) Mazura i in. (2020). PMŚ – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; UD – uskok Dolska, UKL – uskok Kraków–Lubliniec, UO – uskok Odry, UŚ – uskok śródsudecki

lią. Jeszcze dalej ku wschodowi rozciąga się niezdeformowany basen przedgórski waryscydów, którego częścią jest górnośląski basen węglowy (Unrug, Dembowski, 1971; Hartley, Otava, 2001; Kalvoda i in., 2008; zob. też rozdział 5.1.1). Zachodnią część tego basenu, wypełnioną sekwencjami klastycznymi dolnego karbonu, określa się często jako morawsko-śląski basen kulmowy.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze składa się z niezmetamorfizowanych lub lekko zmetamorfizowanych (formacja andělskohorska) karbońskich skał osadowych pierwotnie zdeponowanych w basenie przedgórskim przed czołem nasuwającego się orogenu. Struktura pasma jest interpretowana jako naskórkowy klin akrecyjny złożony z cienkich płaszczowin fliszowych (Čížek, Tomek, 1991) nasuniętych na parautochtoniczny basen przedgórski (morawsko-śląski basen kulmowy), neoproterozoiczne podłoże krystaliczne terranu Brunowistulii i jego przedorogeniczną, dewońską pokrywę osadową (fig. 9; Dudek, 1980; Kalvoda i in., 2008). Nasunięcie płaszczowin i deformacja basenu miały miejsce podczas późnych faz konwergencji orogenu waryscyjskiego (325–310 mln lat; późny karbon) w reżimie tektonicznym przechodzącym od frontalnej kompresji po prawoskrętną transpresję (Schulmann, Gayer, 2000). Intensywność deformacji i metamorfizmu maleje ku wschodowi i południowemu wschodowi, prostopadle do biegu nasunięć, w kierunku przedpola. W tym samym kierunku zmienia się również skład osadów klastycznych. Fakty te potwierdzają wschodnią polarność morawsko-śląskiej gałęzi orogenu waryscyjskiego (Rajlich, 1990; Bábek i in., 2006; Chadima i in., 2006). Walne, regionalne systemy uskoków o kierunkach NE–SW i NW–SE są również efektem tektoniki waryscyjskiej (Rajlich, 1990; Schulmann i in., 1991; Chadima i in., 2006; Kalvoda i in., 2008).

Osady kulmu wypełniają dolnokarboński basen przedgórski, który rozwinął się przed frontem płaszczowin krystalicznych strefy morawsko-śląskiej i został częściowo włączony w obręb klina akrecyjnego jako morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (Čížek, Tomek, 1991; Bábek i in., 2006; Chadima i in., 2006). Synorogeniczne, głębokowodne osady silikoklastyczne basenu kulmowego obejmują zlepieńce, szarogłazy, piaskowce i mułowce. Zostały one zdeponowane z prądów zawiesinowych oraz piaszczystych i spoistych spływów gruzowych (Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004). Osady te są odsłonięte w dwóch częściach pasma morawsko-śląskiego i basenu kulmowego, na Wy-

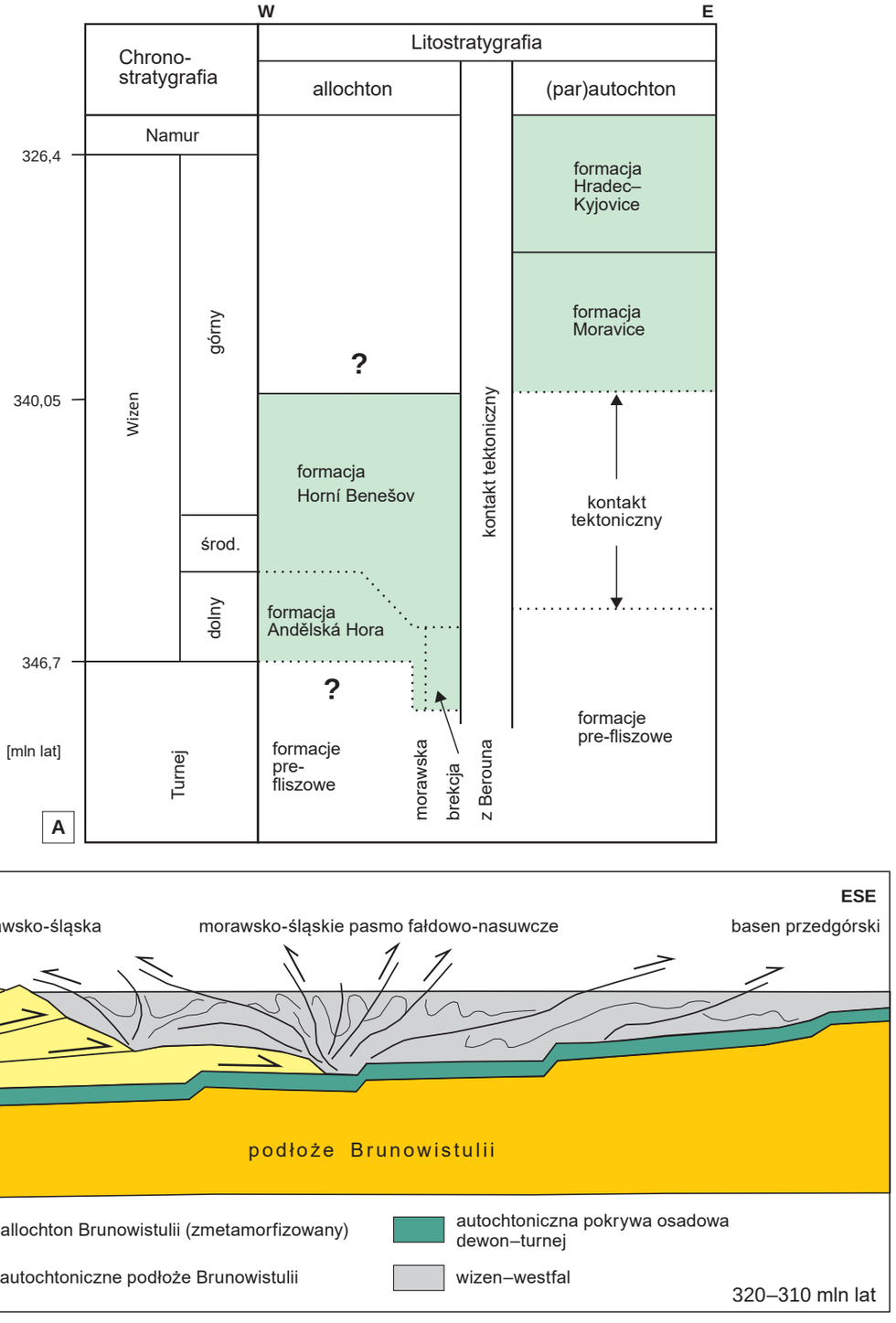


FIG. 9. Stratygrafia i stuktura morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego. **A** stratygrafia formacji karbońskich w Niskim Jeseniku (na podstawie Kumpery, 1983; Zapletala i in., 1989; Kalvody i in., 2008, Jiráska i in., 2014); **B** uproszczony przekrój geologiczny oparty na różnych źródłach (m.in. Grygar, Vavro, 1995)

żynie Drahańskiej i w Niskim Jeseniku (fig. 10; Kumpera, 1983; Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004). Wyróżnia się dwie główne jednostki tektoniczne (fig. 9): (1) jednostkę allochtoniczną, w skład której wchodzą takie formacje jak andělskohorská i hornobenešovská (nazwa od miejscowości *Andělská Hora* oraz *Horní Benešov* w części Śląska na terenie Republiki Czeskiej), protivanovská i – częściowo – z Rozstáni (nazwy od miejscowości *Protivanov* i *Rozstáni* na Morawach), oraz (2) jednostkę parautochtoniczną, do której należą formacje moravická, hradecko-kyjovická, myslejovická (nazwy od miejscowości *Moravice*, *Hradec-Kyjovice* i *Myslejovice* na Śląsku i Morawach) i częściowo formacja z Rozstáni (Cháb, 1990; Čížek, Tomek, 1991; Kumpera, Martinec, 1995; Bábek i in., 2006). Obszar Wyżyny Drahańskiej reprezentuje część proksymalną, a Niski Jesenik część dystalną dawniej ciągłego basenu kulmowego (Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001).

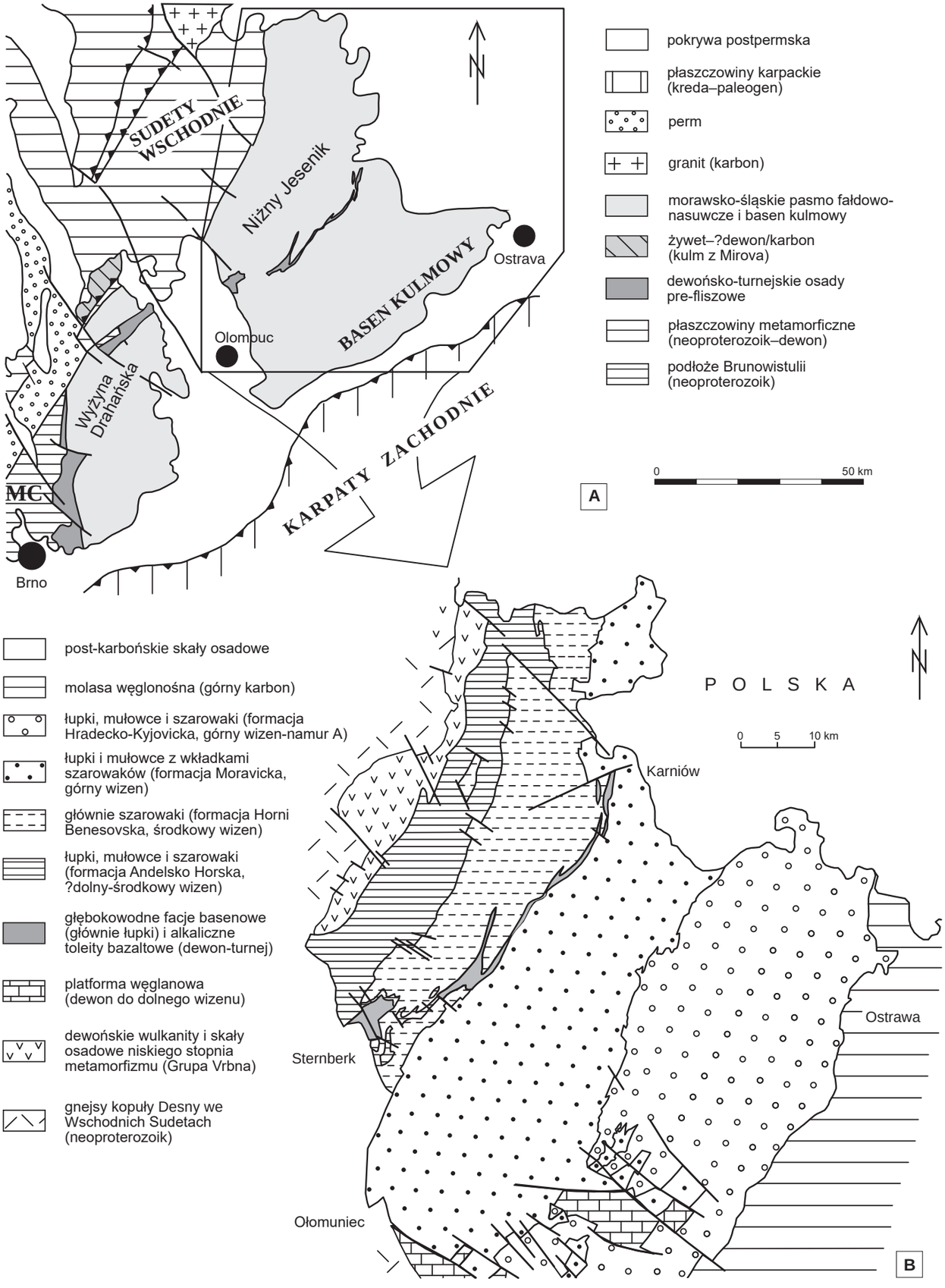


FIG. 10. Położenie morawsko-śląskiego pasa fałdowo-nasuwczego na wschodnim krańcu Masywu Czeskiego wg Dvořáka (1994) i Kronera i in. (2008). A Mapa lokalizacyjna i B powiększenie obszaru Niskiego Jeseniku

Ugięcie zachodniego obrzeżenia terranu Brunowistulii, spowodowane nasunięciem płaszczowin waryscyjskich strefy morawsko-śląskiej, doprowadziło do depozycji synorogenicznych, głębokomorskich osadów klastycznych w facji kulmowej, trwającej od wczesnego wizenu do najwcześniejszego namuru (fig. 9; Dvořák, 1973, 1994; Kumpera, 1983; Kalvoda i in., 2008; Jirásek i in., 2014). W późnym wizenie basen zaczął się przepełniać (Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004), co ostatecznie doprowadziło do jego spłycenia i rozpoczęcia sedymentacji płytkomorskiej i kontynentalnej we wczesnym namurze. Synorogeniczne facje fliszowe przechodzą stopniowo ku górze profilu i ku wschodowi do paralicznej i kontynentalnej, namursko-westfalskiej molasy węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kotas i in., 1983b; Kalvoda i in., 2008). Dolnokarbońska sekwencja kulmowa ma miąższość od 4,7 do 7,5 km (Kumpera, 1983; Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001; Mazur i in., 2006b). Na wschodzie jest ona przykryta przez osady Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, reprezentujące ostatnią fazę depozycyjną w ewolucji basenu (Kalvoda i in., 2008).

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze zostało poddane diachronicznej deformacji po wczesnym namurze, co manifestuje się stopniowym spadkiem wieku i intensywności deformacji w kierunku wschodnim (Kumpera, Martinec, 1995). Deformacja wschodniej części basenu była związana z utworzeniem zimbrykowanego systemu nasuwczego o wschodniej wergencji (Rajlich, 1990). W tym samym czasie, zachodnia część basenu została nasunięta na zachód, tj. została włączona w stos nasunięć wstecznych, umiejscowionych na zmetamorfizowanej sukcesji dewońskiej należącej do stosu płaszczowinowego strefy morawsko-śląskiej o wergencji wschodniej (fig. 9B; Cháb, 1990; Čížek, Tomek, 1991; zob. też rozdział 5.1.1). W ten sposób deformacja basenu doprowadziła do powstania bipolarnej wergencji morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Buła i in., 2008; Botor i in., 2017). Osiowa część pasma odsłania skały dewońskie, wypiętrzone wzdłuż wysokokątowych, regionalnych stref ścinania tworzących strukturę typu *pop-up* (Kumpera, Martinec, 1995; Schulmann, Gayer, 2000). Zachodnia, brzeżna część pasma fałdowo-nasuwczego była początkowo przykryta płaszczowinami krystalicznymi strefy morawsko-śląskiej przed główną fazą deformacji basenu. W wyniku tektonicznego pogrubienia ich nadkładu, kompleksy karbońskie w tej części basenu uległy metamorfizmowi niskiego stopnia (Cháb, 1990) i wykształciły więźbę analogiczną do występującej w zmetamorfizowanych skałach dewońskich płaszczowin morawsko-śląskich (fig. 9; Kroner i in., 2008). Skały kulmowe niskiego stopnia metamorfizmu zawierają stromą foliację i lineację z rozciągania o orientacji NNE–SSW i niewielkim kącie upadu (Kroner i in., 2008).

Na wschodzie parautochtoniczne serie morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego ogranicza południkowo przebiegające nasunięcie orłowsko-boguszowickie, które oddziela je od słabo zdeformowanej części basenu przedgórskiego i pełni na Śląsku rolę frontu deformacji waryscyjskiej. Na wschód od tego nasunięcia, w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, dominuje tektonika uskokowa, której towarzyszą łagodne fałdy. Podczas późnych faz konwergencji kompresyjny reżim tektoniczny został zastąpiony przez dekstralną transpresję ukierunkowaną wzdłuż strefy morawsko-śląskiej, która zapisała się w jej części metamorficznej, ale pozostawiła słabiej zdeformowane pasmo fałdowo-nasuwcze w większości nietknięte (Rajlich, 1990; Schulmann, Gayer, 2000).

Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska oraz basen lubelsko-lwowski w południowo-wschodniej Polsce i zachodniej Ukrainie

Wprowadzenie

Przez wiele lat powszechnie przyjęty model tektoniczny zakładał występowanie w południowo-wschodniej Polsce regionalnych rozmiarów rowu tektonicznego, zwanego rowem lubelskim bądź rowem mazowiecko-lubelskim (np. Żelichowski, 1964, 1972; Pożaryski i in., 1982; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 11A). Rów ten ograniczony miał być stromymi czy wręcz nieomal pionowymi uskokami (strefami uskokowymi) zakorzenionymi w podłożu krystalicznym – strefą uskokową Kazimierz–Ursynów oraz strefą uskokową Kocka. Ta pierwsza, zdaniem niektórych będąca dyslokacją wyznaczającą brzeg platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski i in., 1982), oddzielać ma basen lubelski (mazowiecko-lubelski) od położonego od niego na południowy zachód bloku (wyniesienia) Radom–Kraśnik. Występowanie bardzo stromych uskoków obrzeżających basen lubelski zakorzenionych w głębokim podłożu było jednym z argumentów na rzecz jego transtensyjnej genezy, a następnie inwersji w reżimie transpresyjnym (por. Narkiewicz, 2007, 2020).

We wczesnych latach 2000' został opublikowany nowy, zupełnie odmienny model tektoniczny piętra paleozoicznego południowo-wschodniej Polski, który jako punkt odniesienia miał późnokarbońskie naskórkowe deformacje opisane w obrębie frontalnej części Appalachów (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004). Model ten zakładał występowanie regionalnej powierzchni odkłucia ponad stropem podłoża prekambryjskiego, wzdłuż której ediakarsko-karbońska pokrywa osadowa miała zostać w różnym stopniu kompresyjnie zdeformowana w późnym karbonie, na etapie ruchów waryscyjskich. Obecność podrzędnych powierzchni odkłucia została również zasugerowana w stropie syluru oraz w obrębie górnego dewonu (Antonowicz i in., 2003: fig. 11). Basen lubelski został w tym modelu zdefiniowany jako pasywna synklina powstała w wyniku uformowania się dwóch stref trójkątnych wypełnionych zdupleksowanymi utworami kambru-syluru, i stanowiącymi odpowiedniki strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów (powiązanej z antykliną Pionek przez Antonowicza i in., 2003) oraz strefy uskokowej Kocka. Model ten był oparty na ówcześnie dostępnych danych sejsmicznych o ograniczonym zasięgu głębokościowym, sięgającym maksymalnie 6–7 km, co – ze względu na regionalne nachylenie w kierunku W do SW stropu krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego – nie pozwoliło na zobrazowanie stropu krystalicznego podłoża w centralnej i południowo-zachodniej części basenu lubelskiego ani w obrębie wyniesienia Radom–Kraśnik. W rezultacie, model ten w swojej głębszej części był na tym etapie badań w pełni hipotetyczny. Jedną z jego charakterystycznych cech był brak uskoków tnących strop podłoża prekambryjskiego. W opozycji do klasycznego modelu rowu tektonicznego, powiązanego z uskokami normalnymi definiującymi głębokie depocentrum basenu lubelskiego, pozostawały również interpretacje danych sejsmicznych ilustrujące występowanie uskoków odwróconych wzdłuż strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów, wzdłuż których uniesione miało być wyniesienie (blok) Radom–Kraśnik (Krzywiec, 2009a). Również te dane miały jednak zbyt ograniczony zasięg głębokościowy i nie były w stanie zobrazować stropu krystalicznego podłoża prekambryjskiego (tj. stropu południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego), a tym samym nie pozwalały na jednoznaczne określenie relacji między deformacjami w obrębie pokrywy osadowej i podłożem krystalicznym. Zasadniczy przełom nastąpił po pozyskaniu głębokich profili sejsmicznych z projektów POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) i PolandSPAN® (Krzywiec i in., 2014; Mazur i in., 2018). Dane obu tych projektów sejsmicznych zobrazowały strop podłoża prekambryjskiego i fanerozoiczną pokrywę osadową. Profil POLCRUST-01 to klasyczny głęboki profil refleksyjny, którego zasadniczym celem było zobrazowanie powierzchni Moho i górnej skorupy, a jego zasięg głębokościowy dochodzi do ok. 50 km. Profile projektu PolandSPAN® zostały zrealizowane na potrzeby poszukiwań gazu łupkowego, a ich zasięg głębokościowy jest nieco mniejszy, czyli ok. 30 km, natomiast jakość obrazowania w obrębie pokrywy osadowej – dużo wyższa.

W południowo-wschodniej części Lubelszczyzny nowe dane przemysłowej sejsmiki refleksyjnej również zobrazowały strop podłoża prekambryjskiego (Krzywiec i in., 2017a). Wszystkie te dane jednoznacznie potwierdziły, iż wyniesienie Radom–Kraśnik reprezentuje naskórkowe pasmo fałdowo-nasuwcze o maksymalnej miąższości sięgającej 20 km, składające się z szeregu łusek zbudowanych z utworów ediakaru–dewonu nasuniętych na północny wschód ponad połogo zapadającym na południowy zachód stropem podłoża prekambryjskiego (Krzywiec, 2017a, b; fig. 11B). Interpretacja profilu POLCRUST-01, postulująca występowanie pionowych uskoków przesuwczych sięgających powierzchni Moho na głębokości rzędu 40 km i przecinających ediakarsko-karbońską pokrywę (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) nie uwzględnia wyników interpretacji wielu innych profili sejsmicznych o istotnie wyższej jakości obrazowania utworów paleozoiku ulokowanych w tej samej części omawianego obszaru co profil POLCRUST-01. Te wyniki jednoznacznie pokazują dominację połogich, naskórkowych deformacji fałdowo-nasuwczych przy braku głęboko zakorzenionych pionowych uskoków (np. Krzywiec, 2008; Krzywiec i in., 2017a). Jest to reguła dla całego basenu lubelskiego (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Dodatkowo, wspomniane domniemane pionowe uskoki zostały zinterpretowane na profilach sejsmicznych, których znaczne przewyższenie (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) mogło prowadzić do często spotykanych w takich sytuacjach błędnych interpretacji strukturalnych danych sejsmicznych (Tucker, Yorston, 1973; Stewart, 2012; Turko, 2024).

Jak wyżej wspomniano, dla jednostek tektonicznych przedpermskiej sukcesji paleozoicznej omawianego obszaru były stosowane rozmaite nazwy, ograniczone często również do terytoriów Polski bądź Ukrainy. Uwzględniając wyniki najnowszych badań sejsmicznych oraz kompilacje danych z obszaru południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy (Chiżhnyakov, Żelichowski, 1974; Krzywiec i in., 2025) w niniejszym tekście proponowane jest wydzielenie dwóch zasadniczych jednostek (fig. 12): (1) pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska oraz (2) basenu lubelsko-lwowskiego, który od północnego zachodu ograniczony jest uskokiem Grójca (Krzywiec, 2009b; Waksmundzka, 2010a). Granicę – po części umowną – między tymi dwiema zasadniczymi

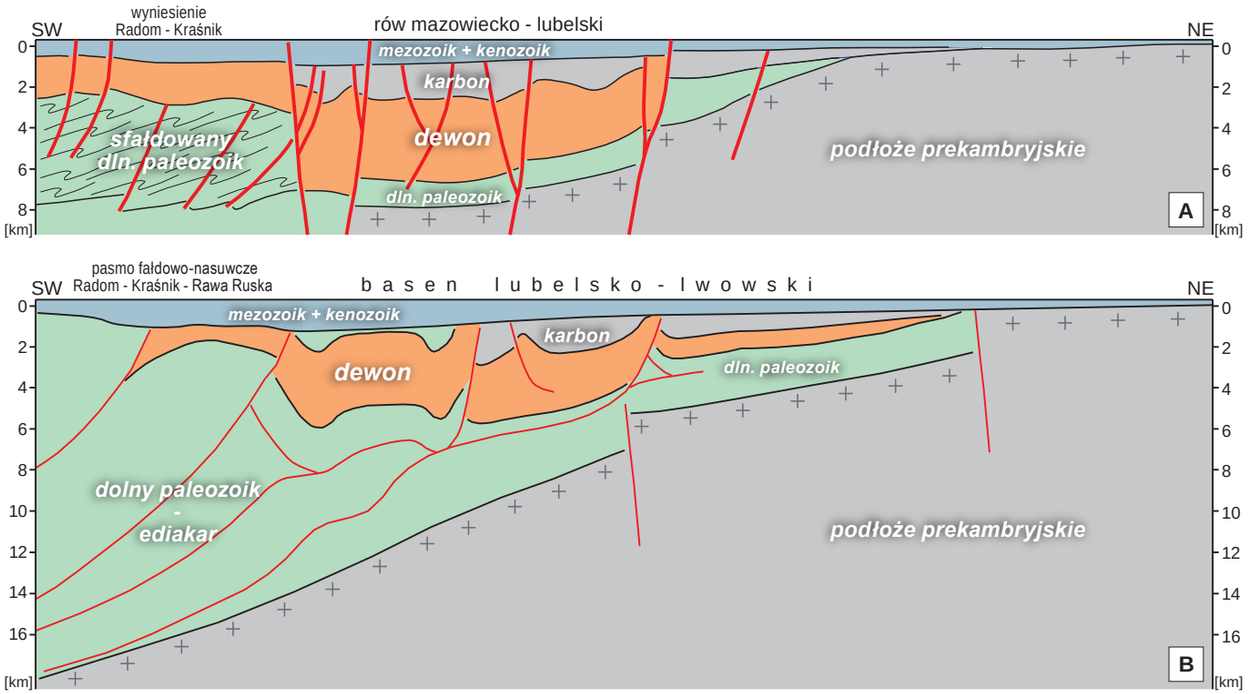


FIG. 11. Dwa modele budowy geologicznej południowo-wschodniej Polski. **A** Model rowu tektonicznego (wg Żelichowskiego, Kozłowskiego, 1983); **B** model waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (wg Krzywiec i in., 2017a)

jednostkami stanowią strefy uskokowe Ursynów–Kazimierz oraz Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska (por. Khizhnyakov, Żelichowski, 1974). Jest to front pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska, charakteryzujący się częstym występowaniem nasunięć wstecznych i stref trójkątnych.

Obie zasadnicze jednostki są wydzielone w obecnym planie podpermskim, jednak należy podkreślić, iż obszar pasma nasuwczego objęty był sedymentacją w karbonie, mimo że – zerodowanego – karbonu nie pokazują mapy geologiczne, a na obecność którego wskazywały wyniki badań Żelichowskiego i in. (1974), wyniki z otworu Kraśnik odwierconego przez firmę Chevron oraz rekonstrukcje paleotektoniczne (Antonowicz, Iwanowska, 2004; Kufrasa i in., 2019). Ponadto, system deformacji waryscyjskich obejmuje obie zasadnicze jednostki, tyle że w obrębie pasma fałdowo-nasuwczego sięgają one spągu fanerozoicznej pokrywy osadowej, podczas gdy w basenie lubelsko-lwowskim są w znacznej mierze ograniczone do utworów syluru–karbonu. W takim ujęciu obie jednostki należy traktować jako najbardziej wschodnią gałąź eksternidów waryscyjskich (Krzywiec i in., 2017a, b, 2025; Mazur i in., 2020).

Deformacje waryscyjskie południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy – perspektywa sejsmiczna

Budowę geologiczną eksternidów waryscyjskich południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy obrazują trzy regionalne profile sejsmiczne pochodzące z projektu PolandSPAN® dla obszaru Polski (fig. 13) oraz regionalny przekrój geologiczny – dla obszaru Ukrainy (fig. 14). Na przekrojach z Polski strop podłoża krystalicznego zapada dość jednostajnie na południowy zachód, a jedynym wyjątkiem jest strefa uskokowa Kocka, stanowiąca istotny stopień krystalicznego podłoża. W obrębie pasma fałdowego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska główny poziom odkłucia jest ulokowany w spągu pokrywy osadowej, tylko lokalnie występują podrzędne odkłucia w obrębie łupków syluru. W obrębie basenu lubelsko-lwowskiego główna powierzchnia odkłucia znajduje się w spągu sylurskich łupków, notowane są też uskoki nasuwcze zakorzenione w środkowodewońskich ewaporatach bądź też wygasające w dolnym dewonie. Najmłodsze utwory karbonu zdeformowane przez obserwowany na przekrojach sejsmicznych system uskoków i fałdów waryscyjskich oraz – jednocześnie – występujące pod niezgodnym przykryciem płasko leżących utworów permu i mezozoiku reprezentują westfal D (baszkir–moskow) (Waksmundzka, 1998, 2010b), co pozwala określić wiek tektoniki nasuwczej w tym segmencie eksternidów waryscyjskich na późny pensylwan (kasimow–gżel) (por. Kufrasa i in., 2020).

Na obszarze Ukrainy brak danych sejsmicznych porównywalnych jakością obrazowania paleozoiku z danymi z Polski, jednak w oparciu o liczne otwory i starsze dane sejsmiczne opracowano tam szereg profili geologicznych, które dość precyzyjnie obrazują taki sam styl strukturalny jak po polskiej stronie granicy – czyli system nasunięć obejmujących utwory karbonu i starsze, z regionalną wergencją ku północnemu wschodowi (fig. 14; por. Zayats, 2015). Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska jest pozbawione utworów karbonu (por. fig. 12), co jednak wiązać należy najprawdopodobniej z postorogeniczną erozją, a nie brakiem depozycji, podobnie jak w jego polskim segmencie.

W południowo-wschodnim segmencie lubelskich eksternidów waryscyjskich strefa przejścia z silnie zdeformowanego pasa fałdowego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska do znacznie słabiej zdeformowanego basenu lubelsko-lwowskiego znajduje się w obrębie strefy uskokowej Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska. Związana ona jest z rampą, wzdłuż której spągowe odkłucie eksternidów przemieszcza się ze spągu pokrywy osadowej do spągu syluru (fig. 15). Zjawisko migracji powierzchni spągowego odkłucia było połączone z powstaniem strefy trójkątnej i nasunięcia wstecznego (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004), ponad którym uniesione są utwory górnej części syluru, dewonu i karbonu. Zaangażowanie karbonu implikuje waryscyjski wiek tych deformacji. Na profilu tym widać również doskonale zobrazowany południowo-wschodni fragment naskórkowej antyklinalnej struktury nasuwczo-fałdowej Łopiennika (por. Krzywiec, 2008) ze spągowym nasunięciem sięgającym granicy między ordowikiem a sylurem.

Na podstawie danych sejsmicznych, z wykorzystaniem techniki konstrukcji przekrojów zbilansowanych, został opracowany model ilustrujący rozwój dwóch nasunięć związanych z dwiema głównymi powierzchniami odkłucia (fig. 16; Kufrasa, Krzywiec, 2021). Model ten oparty jest na danych sejsmicznych z centralnej części basenu lubelsko-lwowskiego, obrazujących rejon położony pomiędzy strefami uskokowymi Ursynów–Kazimierz i Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska (fig. 12). W tej części basenu jako pierwsze uaktywniło się nasunięcie w spągu syluru, co doprowadziło do powstania antykliny Wilczopola. W kolejnym etapie było aktywne głębiej położone nasunięcie przy spągu pokrywy osadowej, które spowodowało zimbrykowanie utworów ediakaru, kambru i ordowiku oraz przefałdowanie wcześniej powstałego nasunięcia (Kufrasa, Krzywiec, 2021).

Bardzo ważną rolę w ewolucji basenu lubelsko-lwowskiego odegrała strefa uskokowa Kocka. W klasycznym modelu rowu lubelskiego strefa ta jest związana z bardzo stromym uskokiem zakorzenionym w podłożu prekambryjskim (fig. 11; Żelichowski, Kozłowski, 1983). Jak pokazała interpretacja wysokiej jakości danych sejsmicznych 2D i 3D, należy traktować ją jako nałożone na siebie dwie odrębne strefy deformacji: (1) stromy uskok odwrócony przecinający utwory ediakaru, kambru i ordowiku, zakorzeniony w podłożu prekambryjskim oraz (2) skomplikowaną strefę nasuwczą obejmującą utwory syluru, dewonu i karbonu (fig. 13, 17; Krzywiec, 2009a; Pelc, 1999; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Krzywiec i in., 2017a; Kufrasa i in., 2018, 2019, 2020; Kufrasa, Krzywiec, 2021). W modelu zaproponowanym przez Antonowicza i in. (2003) nie występuje uskok w głębszym podłożu, a całość deformacji jest zlokalizowana powyżej stropu podłoża prekambryjskiego (Antonowicz i in., 2003: fig. 11). W trak-

5
Platforma paleozoiczna

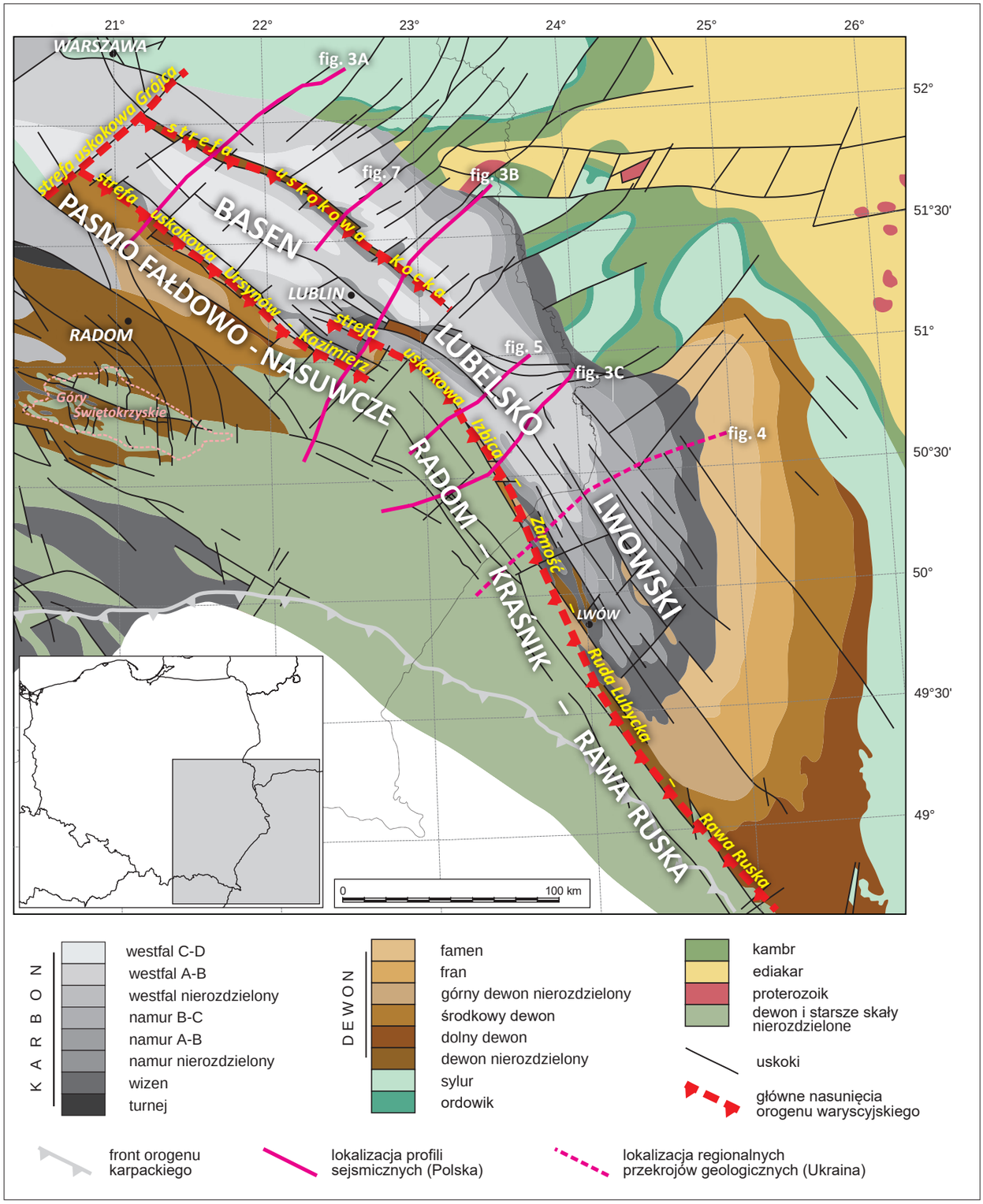


FIG. 12. Mapa południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy (bez permu i skał młodszych) z lokalizacją profili sejsmicznych i przekrojów geologicznych omawianych w tekście (Krzywiec i in., 2025, wg Chiżniakowa, Żelichowskiego, 1974; Pożaryskiego, Dembowskiego, 1983; Pożaryskiego i in., 1992; Gerasimova i in., 2004a, b, c; Plotnikova, 2004; Waksmundzkiej, 2010a; Poprawy, 2019). Front deformacji waryscyjskich jest pokazany jako nasunięcia skierowane w stronę przedpola, czyli na północny wschód, ale w wielu miejscach mamy tam do czynienia z tektoniką klinową (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004) o zróżnicowanej polarności i nasunięciami wstecznymi (por. Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Kufrasa, Krzywiec, 2021)

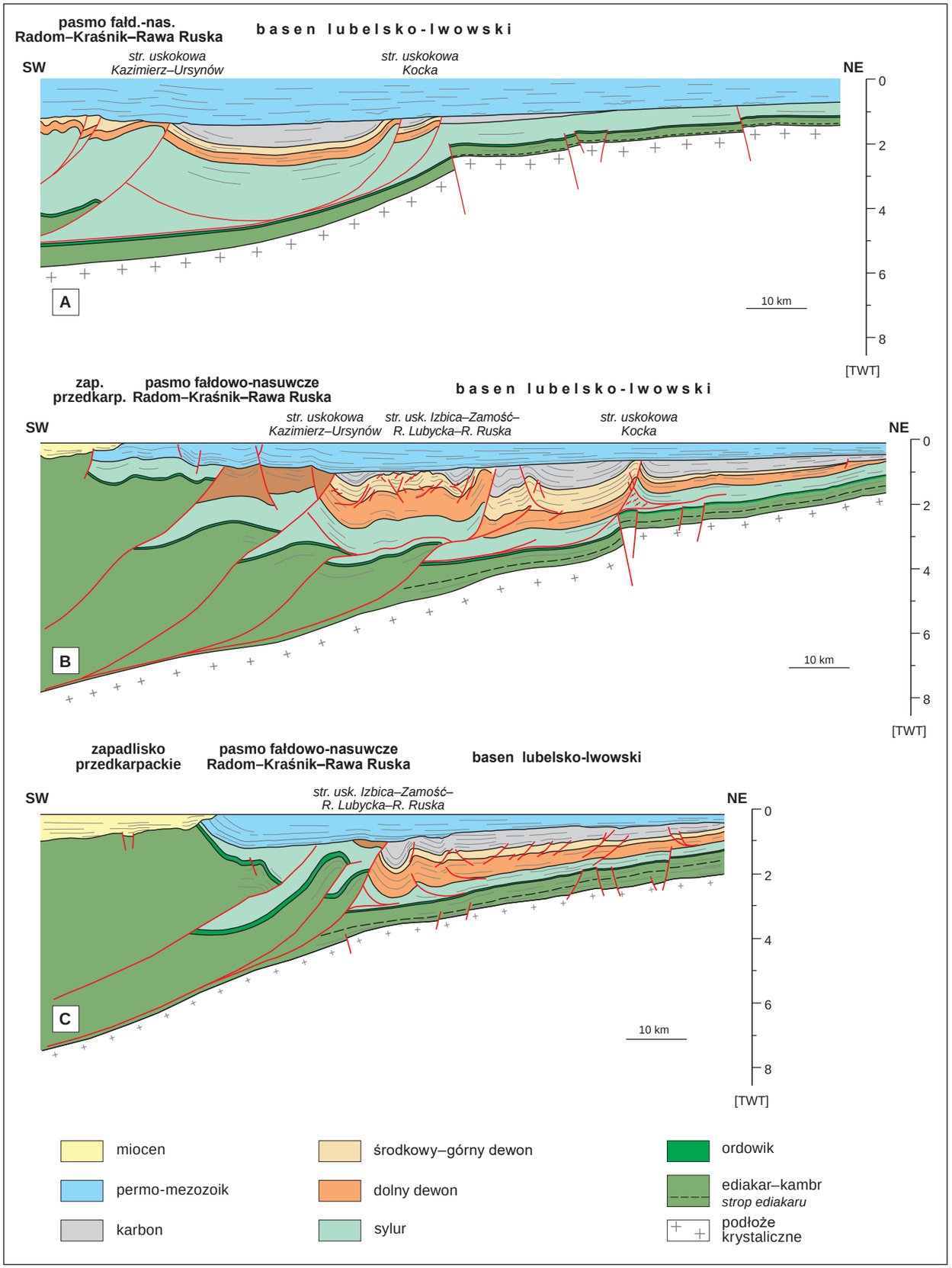


FIG. 13. Regionalne profile sejsmiczne ilustrujące budowę geologiczną polskiego segmentu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i jego przedpola (wg Krzywca i in., 2017a, 2025, uzupełniono i zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12. W obrębie pasma fałdowo-nasuwczego położenie stropu ediakaru nie jest zdefiniowane, możliwe też jest występowanie skał podłoża krystalicznego

5
Platforma paleozoiczna

cie deformacji waryscyjskich w późnym karbonie, próg w podłożu związany z uskokiem Kocka (fig. 17) pełnił rolę skarpy oporowej, w obrębie której koncentrowały się naprężenia kompresyjne. W połączeniu z dużą miąższością podatnych na deformacje sylurskich łupków doprowadziło to do utworzenia rampy, wzdłuż której spągowe nasunięcie w centralnej części basenu, leżące ponad stropem ordowiku, przemieściło się przez próg w obręb skrzydła wiszącego. Proces ten wiązał się z powstaniem niewielkich nasunięć wstecznych oraz strefy trójkątnej. W jądrze strefy trójkątnej znajdują się bardzo mocno zdeformowane łupki sylurskie (fig. 17). Może ona być porównana do tzw. strefy MUSHWAD (ang. *Malleable, Unctuous SHale, Weak-layer Accretion in a Ductile duplex*; Thomas, 2001, 2019), opisanej w obrębie południowego segmentu Appalachów, która jest związana z łupkami kambru bardzo silnie zdeformowanymi w późnym karbonie w otoczeniu progu w podłożu krystalicznym. Na występowanie w obrębie strefy Kocka silnie zdeformowanych łupków syluru zwrócił już uwagę Pelc (1999), który jednak powiązał ich występowanie ze zjawiskiem diapiryzmu ilastego. Obecność progu podłoża w północno-zachodnim i centralnym segmencie polskiej części basenu lubelsko-lwowskiego doprowadziła do lokalnej koncentracji naprężeń – a co za tym idzie zlokalizowania maksymalnej deformacji – wzdłuż strefy Kocka, poza którą, dalej na północny wschód, nie występują już znaczne efekty deformacji waryscyjskich. W segmencie południowo-wschodnim oraz w segmencie ukraińskim stopień podłoża nie występuje i w efekcie strefa deformacji waryscyjskich jest znacznie szersza, bez ostrej granicy na północnym wschodzie (fig. 12, 14). Pewien wpływ na styl strukturalny deformacji waryscyjskich miała również zmienność facjalna w obrębie utworów ludlowu i przydolu (Kufrasa i in., 2020).

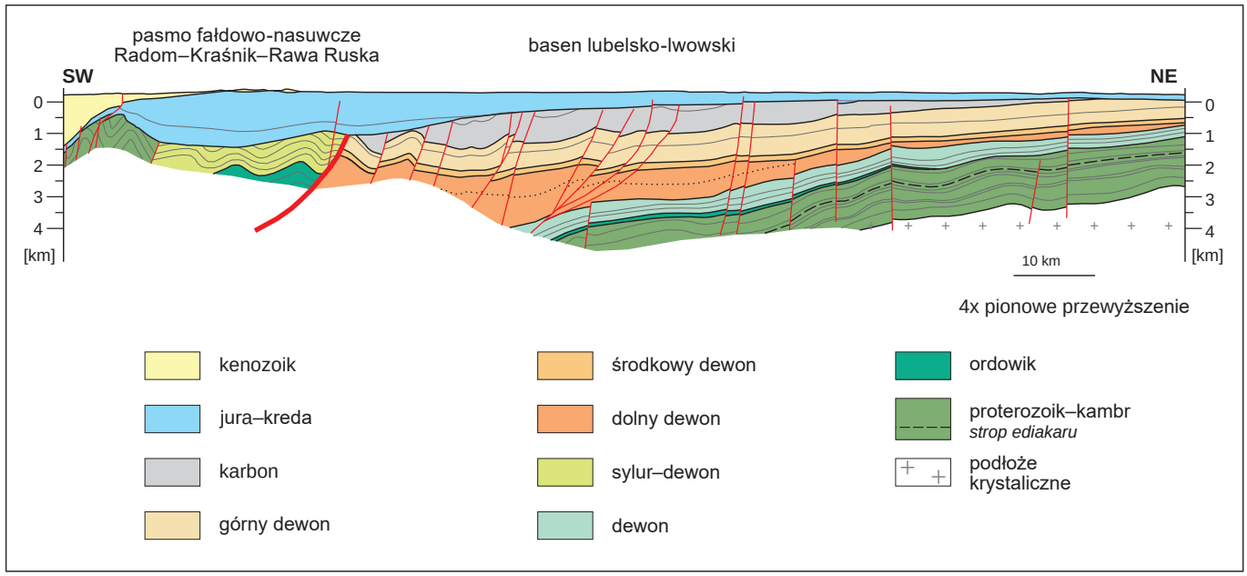


FIG. 14. Przekrój geologiczny ilustrujący budowę geologiczną ukraińskiego segmentu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i jego przedpola (wg Plotnikova, 2004, za Krzywcem i in., 2025, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

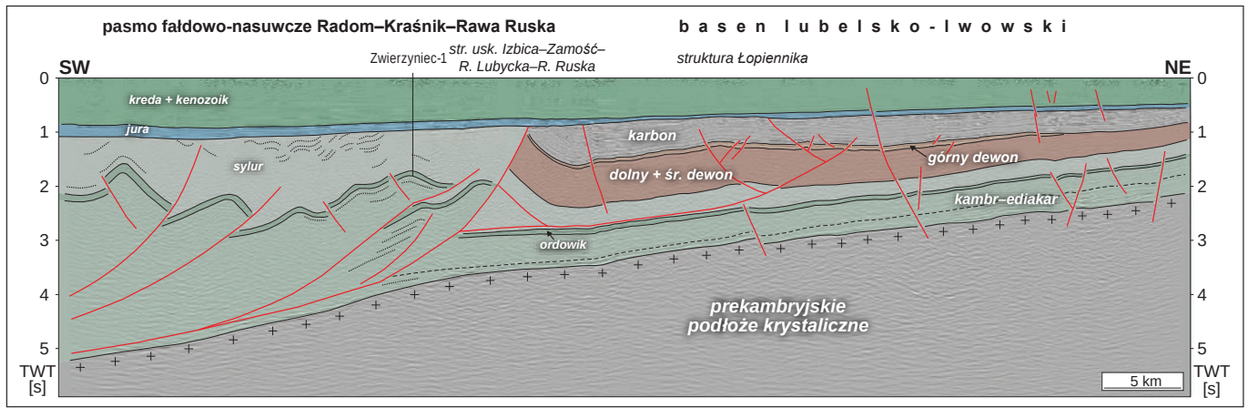


FIG. 15. Profil sejsmiczny obrazujący strukturę frontu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska (wg Krzywca i in., 2017a, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

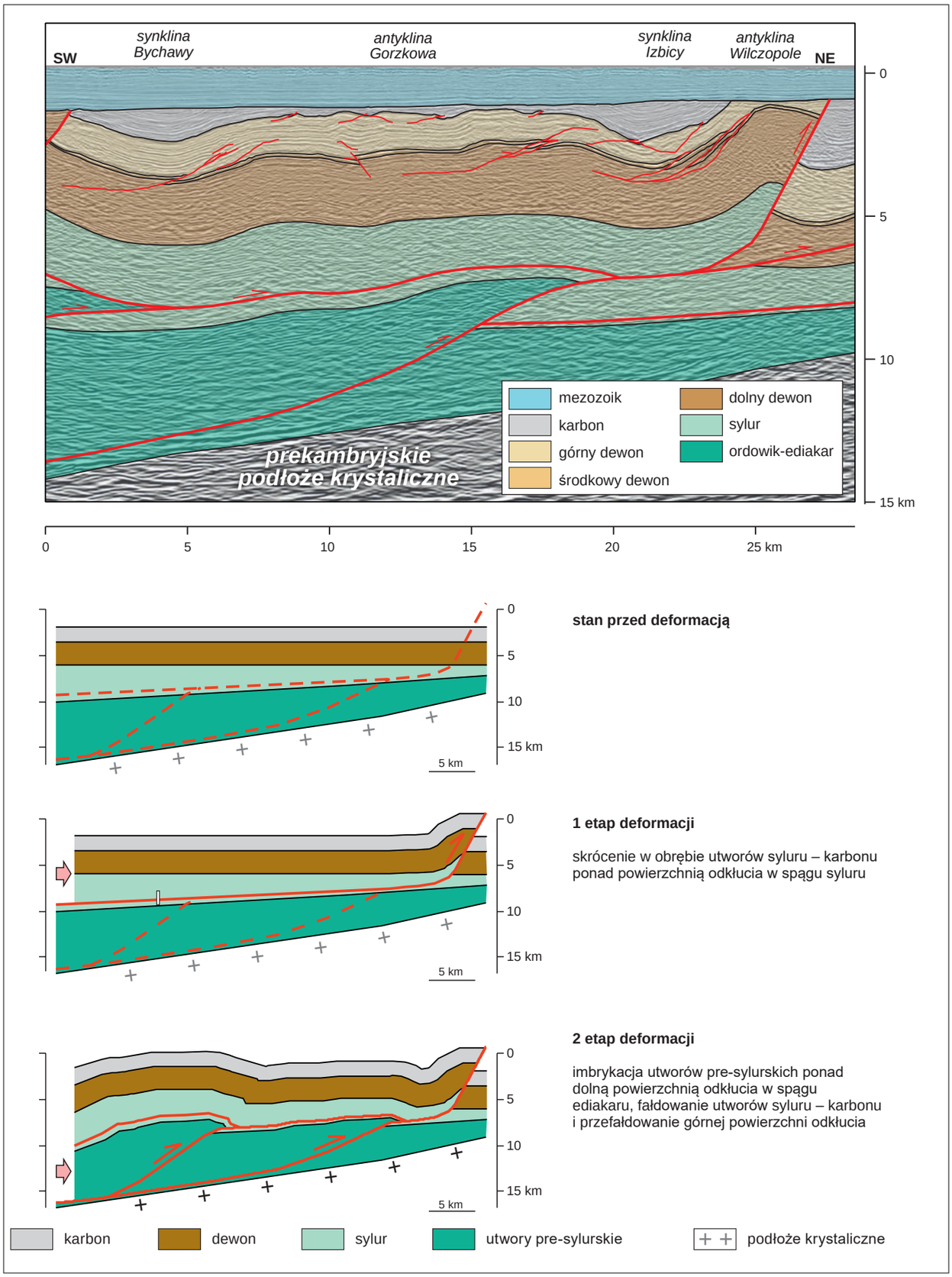


FIG. 16. Profil z centralnej części basenu lubelsko-lwowskiego oraz schematyczny model późnokarbońskiej ewolucji tektonicznej (wg Kufrasy, Krzywca, 2021, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

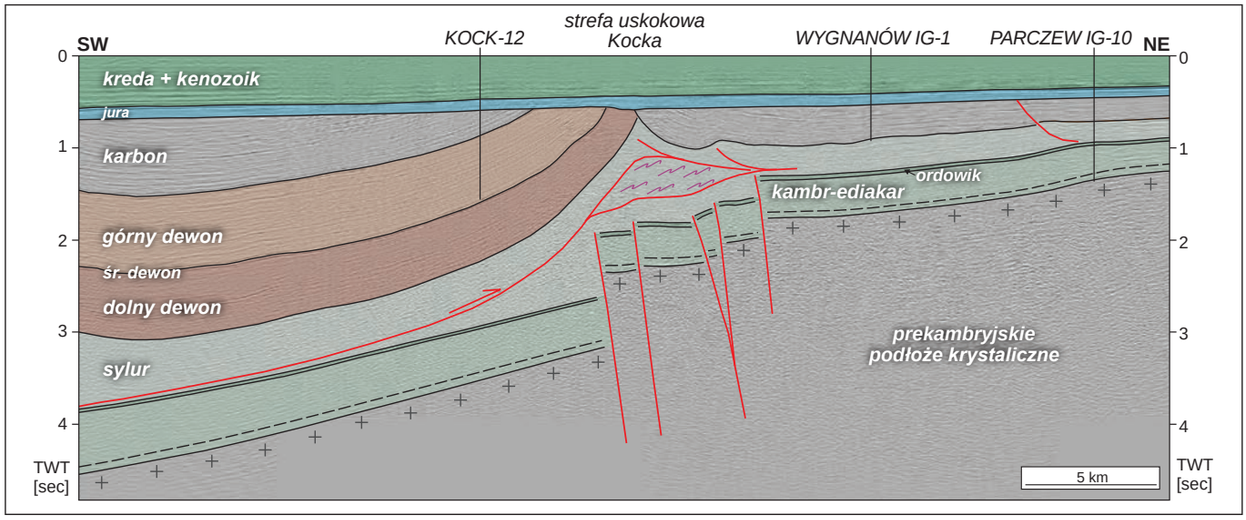


FIG. 17. Profil sejsmiczny przecinający strefę Kocka, przedstawiający strefę trójkątną rozwiniętą w obrębie utworów syluru, ponad progiem w podłożu pre-sylurskim. Próg ten pełnił rolę skarpy oporowej podczas waryscyjskich ruchów nasuwczych (wg Krzywca i in., 2017a, zmodyfikowano). Lokalizacja profilu patrz fig. 12. Szrafura wskazuje strefę intensywnej deformacji w sylurze, rozwiniętą w strefie uskokowej Kocka

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 43.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65 (12): 1499–1510.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 133: 727–739.

Antonowicz L., Iwanowska E., 2004. Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 52: 128–130.

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Lublin syncline as a result of thin-skinned Variscan deformation (SE Poland). Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Arthaud F., Matte P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bulletin, 88: 1305–1320.

Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T., 2004. Combined tectonic-sediment supply-driven cycles in a Lower Carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation, Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 93: 241–261.

Bábek O., Tomek C., Melichar R., Kalvoda J., Otava J., 2006. Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 239: 37–75.

Badham J.P.N., 1982. Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. Journal of Geological Society, London, 139: 493–504.

Bederke E., 1930. Oberschlesien und das varistische Gebirge. Geologische Rundschau, 21: 234–242.

Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K., 1984. The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109: 15–40.

Bertrand R., 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. Bulletin de la Société géologique de France, Série 3: 423–447.

Botor D., Dunkl I., Anczkiewicz A., Mazur S., 2017. Post-Variscan thermal history of the Moravo-Silesian lower Carboniferous Culm Basin (NE Czech Republic-SW Poland). Tectonophysics, 712: 643–662.

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

Carey S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania, 89: 255–288.

Cháb J., 1990. The problem of the Andelskahora thrust in the light of new deep boreholes (Hruby Jesnik Mts.). Časopis pro mineralogii a geologii, 35: 389–401.

Chadima M., Hrouda F., Melichar R., 2006. Magnetic fabric study of the SE Rhenohercynian Zone (Bohemian Massif): implications for dynamics of the Paleozoic accretionary wedge. Tectonophysics, 418: 93–109.

Chiżhnyakov A.W., Żelichowski A.M., 1974. Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 18: 707–719.

Čížek P., Tomek C., 1991. Large-scale thin-skinned tectonics in the Eastern boundary of the Bohemian Massif. Tectonics, 10: 273–286.

Dadlez R., 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline consolidated and sedimentary crust. Geological Quarterly, 50: 43–58.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

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.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy České akademie věd, 90: 1–85.

Dvořák J., 1973. Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). Tectonophysics, 17: 359–391.

Dvořák J., 1994. Variscan flysch development in the Nízký Jeseník Mts. in Moravia and Silesia. Czech Geological Survey Prague. 1–117 pp.

Dvořák J., Paproth E., 1969. Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Variszi-den. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte: 65–88.

Engel W., Franke W., Langenstrassen F., 1983. Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the mid-European Variscides – essay of an interpretation. *W*: Intracontinental Fold Belts (red. H. Martin, F.W. Eder): 9–41. Springer, Berlin.

Fossen H., Teyssier C., 2025. Plate Tectonics. Cambridge University Press, Cambridge.

Franke W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. Tectonophysics, 169: 221–228.

Franke W., Engel W., 1986. Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. Bulletin de la Société Géologique de France, 8: 25–33.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Geological Society, London, Special Publications, 201: 279–293.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2023. Variscan Evolution of the Bohemian Massif (Central Europe): fiction, facts and problems. Gondwana Research, 124: 351–377.

Franke W., Dallmeyer R.D., Weber K., 1995. Geodynamic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 579–593. Springer, Berlin.

Fritz H., Neubauer F., 1995. Moravo-Silesian Zone; autochthon; structure. *W*: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 490–494. Springer, Berlin.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004a. Geological Map and coal-bearing map of pre-Mesozoic units, 1:200000, sheet M-34-XVIII (Rava-Ruska), M-35-XIII (Chervonograd). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004b. Geological Map and coal-bearing map of pre-Mesozoic units, 1:200000, sheet M-35-XIX (Lviv). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004c. Geological Map and map of mineral resources of pre-Quaternary units, 1:200000, sheet M-35-XIX (Lviv). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108 (B11).

Literatura

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcová P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113 (B10).

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40: 65–90.

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, London, 158: 137–150.

Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapciński J., 1999. Dokumentacja paleontologiczna osadów subpermskich w okolicach Zbąszynia (monoklina przedsudecka). *W*: Wybrane problemy stratygrafii, tektoniki i mineralizacji rudnej na Dolnym Śląsku (red. A. Muszer): 7–17. Uniwersytet Wrocławski.

Jirásek J., Wlosok J., Sivek M., Matýsek D., Schmitz M., Sýkorová I., Vašíček Z., 2014. U-Pb zircon age of the Krásné Loučky tuffite: the dating of Visean flysch in the Moravo-Silesian Paleozoic Basin (Rhenohercynian Zone, Czech Republic). Geological Quarterly, 58: 659–672.

Jubitz K.B., Znosko J., Franke D. (red.), 1986. Tectonic Map, International Geological Correlation Programme, Project No 86: South-West Border of the East European Platform. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geologische Institut, Berlin.

Kalvoda J., Bábek 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.

Kiersnowski H., Peryt T.M., Buniak A., Mikołajewski Z., 2010. From the intradesert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend-Lower Zechstein) of the Wolsztyn-Pogorzela high, west Poland. Geological Journal, 45: 319–335.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen Sächsischen Geologischen Landesamts, 1: 1–39.

Kotas A., Pożaryski W., Tomczyk H., Żelichowski A.M., 1983a. Przekrój regionalny. *W*: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, skala 1:1 000 000 (red. W. Pożaryski, Z. Dembowski). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kotas A., Gądek S., Buła Z., Kwarciński J., Malicki J., 1983b. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego Część II, skala 1:100000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kroner U., Mansy J.-L., Mazur S., Aleksandrowski P., Hann H.P., Huckriede H., Lacquement F., Lamarche J., Ledru P., Pharaoh T.C., Zedler H., Zeh A., Zulauf G., 2008. Variscan tectonics. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann): 599–664. The Geological Society, London.

Krzywiec P., 2008. Interpretacja tektoniczna profilu sejsmicznego 1-10-97K w rejonie otworu wiertniczego Łopiennik IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych, 123: 201.

Krzywiec P., 2009a. Devonian–Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. Tectonophysics, 475: 142–159.

Krzywiec P., 2009b. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.

Krzywiec P., Malinowski M., Mazur S., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2014. Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high effort seismic reflection data (project PolandSPAN). Geologia Sudetica, 42: 46–48.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Special Papers, 213: 353–372.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Kufrasa M., Bubniak I., 2025. External Variscides in south-eastern Poland and western Ukraine. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe (red. U. Linnemann): 263–278. Springer Nature Switzerland.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965. Outline Geology of Poland. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kufrasa M., Krzywiec P., 2021. Impact of mechanical stratification on the structural style of the Lublin Basin, SE Poland: results of seismic interpretation and implications for quantification of deformation within the frontal parts of thin-skinned fold-and-thrust belts. International Journal of Earth Sciences, 111: 659–673.

Kufrasa M., Słonka Ł., Krzywiec P., Dzwinel K., Zacharski J., 2018. Fracture pattern of the Lower Paleozoic sedimentary cover in the Lublin Basin (SE Poland) derived from seismic attribute analysis and structural restoration. Interpretation, 6: SH73–SH89.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration, and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

Kufrasa M., Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Mikołajczak M., 2020. Sequence of deformation at the front of an orogen: Lublin basin case study (Poland). Journal of Structural Geology, 141: 104211.

Kumpera O., 1983. Geologie spodního karbonu jesenického bloku. Knihovna Ústředního Ústavu Geologického, Praha.

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.

Lorenz V., 1976. Formation of Hercynian subplates; possible causes and consequences. Nature, 262: 374–377.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

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 CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Malinowski M., Grad M., Guterch A., Takács E., Śliwiński Z., Antonowicz L., Iwanowska E., Keller G.R., Hegedüs E., 2007. Effective sub-Zechstein salt imaging using low-frequency seismics – results of the GRUNDY 2003 experiment across the Variscan front in the Polish Basin. Tectonophysics, 439: 89–106.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Środa P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczyński E., Majdański M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patočka F., Żelaźniewicz A., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. Geological Society, London, Special Publications, 201: 133–155.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S., 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109: 1105–1131.

Martínez Catalán J.R., Schulmann K., Ghienne J.F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth Science Reviews, 220: 1–65.

Matte P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126: 329–374.

Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, jgs2024-075.

Mazur S., Dunlap W.J., Turniak K., Oberc-Dziedzic T., 2006a. Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from the sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. Journal of the Geological Society, London, 163: 1011–1024.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006b. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

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., Mikołajczak 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., Gągała Ł., Kufrasa M., Krzywiec P., 2018. Application of two-dimensional gravity models as input parameters to balanced cross-sections across the margin of the East European Craton in SE Poland. Journal of Structural Geology, 116: 223–233.

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.

Mazur S., Schiffer C., Majka J., Stephenson R., 2025. The German-Polish Caledonides revisited: insights from the potential field data. Geological Society, London, Special Publications, 557 (1).

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

Mizerski W., 1979. Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 29: 1–38.

Literatura

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., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Narkiewicz M., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007. Regional controls on the Lublin Basin development and inversion in the Devonian and Carboniferous. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 19–34.

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., 2015. 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.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce, 1927, 1–160. Kraków.

Oberc J., 1972. Budowa Geologiczna Polski t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety. *W*: Budowa Geologiczna Polski t. 4 (red. W. Pożaryski). Wydaw. Geol., Warszawa.

Pelc T., 1999. Dewońsko-karboński diapiryzm sylurskich utworów ilastych basenu lubelskiego. Materiały V Konferencji Naukowo-Techniczna „Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska".

Plotnikov A.A., 2004. Geological map and map of mineral resources of pre-Quaternary units 1:200000, sheet M-34-XVIII (Rava-Ruska), M-35-XIII (Chervonograd). Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, State Geological Survey.

Poprawa P., 2019. Geological setting and Ediacaran – Palaeozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 347–380.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1000000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem. Przegląd Geologiczny, 30: 658–665.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Rajlich P., 1990. Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Tectonophysics, 174: 351–367.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J.M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

Smit J., van Wees J.D., Cloetingh S., 2016. The Thor suture zone: from subduction to intraplate basin setting. Geology, 44: 707–710.

Sokołowski J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geologia Sudetica, 3: 297–367.

Stewart S., 2012. Interpretation validation on vertically exaggerated reflection seismic sections. Journal of Structural Geology, 41: 38–46.

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau, 86: 585–598.

Teisseyre H., 1971. Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 93–118.

Thomas W.A., 2001. Mushwad: ductile duplex in the Appalachian thrust belt of Alabama. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 85: 1847–1869.

Thomas W.A., 2019. Evolution of the concept and structure of a MUSHWAD. Journal of Structural Geology, 125: 311–318.

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tucker P.M., Yorston H.J., 1973. Pitfalls in Seismic Interpretation. Society of Exploration Geophysicists.

Turko M., 2024. The structural risk of vertically exaggerated cross-sections. GeoExpro, 6: 93–95.

Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 118–168.

van Wees J.-D., Stephenson R.A., Ziegler P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Waksmundzka M.I., 1998. Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 89–100.

Waksmundzka M.I., 2010a. Mapa geologiczna dolnej strony przedpermomezozoicznej powierzchni niezgodności, skala 1:2000000. *W*: Atlas podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnieuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Waksmundzka M.I., 2010b. Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). Acta Geologica Polonica, 60 (4): 557–597.

Waksmundzka M.I., 2014. Carboniferous coarsening-upward and nongradational cyclothems in the Lublin Basin (SE Poland): palaeoclimatic implications. Geological Society, London, Special Publications, 376: 141–175.

Wierzchowska-Kicułowa K., 1984. Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. Geologica Sudetica, 19: 121–142.

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.

Zapletal J., Dvořák J., Kumpera O., 1989. Stratigraficka klasifikace kulmu Nizkého Jeseníku. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 64: 243–250.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd edn. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V, The Hague.

Zayats K., 2015. The structure of minerals of the Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the directions for oil and gas exploration studies[po ukraińsku]. Monograph, USGEI, Lviv.

Żelaźniewicz A., Marheine D., Oberc-Dziedzic T., 2003. A Late Tournaisian synmetamorphic folding and thrusting event in the eastern Variscan foreland: $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence from the phyllites of the Wolsztyn–Leszno High, western Poland. International Journal of Earth Sciences, 92: 185–194.

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.

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

Żelichowski A.M., 1964. Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. Przegląd Geologiczny, 1964, 10: 230–237.

Żelichowski A.M., 1972. Budowa geologiczna i rozwój obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 263: 1–97.

Żelichowski A.M., Juskowiakowa M., Miłaczewski L., 1974. Pokrywy dolnokarbońskich glin zwietrzelinowych w centralnej części Lubelszczyzny. Kwartalnik Geologiczny, 18: 506–515.

Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983. Atlas Geologiczno-Surowcowy Obszaru Lubelskiego. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

5.1.5. Podłoże platformowe wschodniej części Niemiec: od Pannocji do Pangei ze szczególnym uwzględnieniem sygnatur izotopowych

Ulf Linnemann, Andreas Gärtner

5.1.5.1. Wprowadzenie w sytuację tektoniczną

Jednostki podłoża platformy paleozoicznej Polski kontynuują się na terytorium wschodniej części Niemiec. Zwięzłe omówienie tej budowy przy wykorzystaniu danych izotopowych oraz w ramach paradygmatu tektoniki płyt i współczesnej wiedzy o historii geologicznej regionu podczas prekambru i paleozoiku stanowi zadanie niniejszego rozdziału.

Geneza i rozwój kratonicznych jednostek podłoża platformowego Laurosji i Gondwany sięgają czasów mezo- i paleoproterozoiku, a także archaiku (np. Gärtner i in., 2025; Linnemann, 2025). Ich dalsza ewolucja, w tym we wschodniej części Niemiec, wiąże się z cyklem superkontynentalnym (Nance i in., 2014; Li i in., 2019) i obejmuje okres od rozpadu i rozproszenia Pannocji („większej Gondwany") oraz równoczesnego otwarcia oceanu Japetus (np. Nance i in., 2008, 2010, 2014), a następnie połączenia Gondwany z Laurosją aż po powstanie Pangei. Finalne umiejscowienie jednostek podłoża platformowego w Niemczech nastąpiło podczas orogenezy alleghańsko-waryscyjskiej, która była skutkiem wzajemnego oddziaływania Gondwany, Awalonii, Baltiki, Laurencji oraz kilku mikrokontynentów (np. Murphy, Nance, 1989; Franke, 2000; Kroner i in., 2007; van Staal i in., 2012; Torsvik, Cocks, 2017).

Na północno-zachodniej flance orogenu waryscyjskiego w środkowej Europie znajdował się paleokontynent Baltika (fig. 1), obecnie reprezentowany przez kraton wschodnioeuropejski. Jego krystaliczne podłoże jest pokryte osadami platformowymi, zaś ku południowemu zachodowi zanurza się pod lub graniczy z przyłączonymi w trakcie wczesnopaleozoicznej akrecji mikrokontynentami i terranami, takimi jak wschodnia Awalonia (np. Murphy, Nance, 1989; zwana również Awalonią perybałtycką, np. Linnemann, 2025; fig. 1, 2, 3) oraz jednostki małopolska i łysogórska (Belka i in., 2002). W tej brzeżnej części Baltiki (kratonu wschodnioeuropejskiego) (fig. 2, 3; Linnemann, 2025) dane geofizyczne (zwłaszcza wyniki głębokich profili sejsmicznych) sugerują daleką kontynuację rozciągniętej i wycienionej dolnej oraz środkowej skorupy Baltiki, być może aż po linię uskokową środkowej Odry (fig. 2; np. Smit i in., 2016; Franke, 2020; Mazur, Schulmann, 2024).

Wschodnia Awalonia, rozpoznana początkowo w Wielkiej Brytanii, jest oddzieloną przez Atlantyk częścią mikrokontynentu perygondwańskiego, Awalonii, znanego już wcześniej z Ameryki Północnej, gdzie łączy w sobie kilka terranów: Karolinę, Ganderię oraz Awalonię *sensu stricto* (np. van Staal i in., 2012). Odłączyła się ona od krawędzi Amazonii jako niewielka część tego paleokontynentu przed ok. 550 mln lat, jednocześnie z Baltiką (np. Żelaźniewicz i in., 2020). Od tego czasu należała – w swej najbardziej wschodniej części – do strefy perybałtyckiej i prawdopodobnie przyłączyła się do obecnego południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki (fig. 3; Linnemann, 2025). Awalonia niemal całkowicie odłączyła się od obrzeżenia Gondwany w późnym kambrze i wczesnym ordowiku (np. Murphy, Nance, 1989), natomiast podczas zamykania się morza Tornquista jako fragmentu oceanu Japetus, przyłączyła się swą wschodnią częścią do południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki ok. 450 mln lat temu (fig. 3; np. Torsvik, Cocks, 2017; Linnemann i in., 2024). Wschodnia Awalonia podzieliła się następnie na część zachodnią i wschodnią podczas dolnego karbonu w procesach waryscyjskiej tektoniki kolizyjnej (Linnemann, 2025). Obie te części są ograniczone tektonicznie na swych północno-wschodnich krawędziach wzdłuż lineamentu dolnej Łaby – środkowej Odry. Część zachodnia, poza Wielką Brytanią, występuje w podłożu masywu reńskiego (Königshof i in., 2025), gór Harzu (Linnemann i in., 2024) oraz wzgórz Flechtingen (Linnemann i in., 2025a). Część wschodnia reprezentowana jest przez jednostkę Brunowistulii wraz z wchodzącym w jej skład podłożem bloku górnośląskiego (fig. 2; Dudek 1980; Hanžl i in., 2025; Kalvoda i in., 2025), a także przez jednostkę morawską (Friedl i in., 2004). W południowo-zachodnim zakończeniu tej ostatniej jednostki odsłaniają się gnejsy z Dobrej

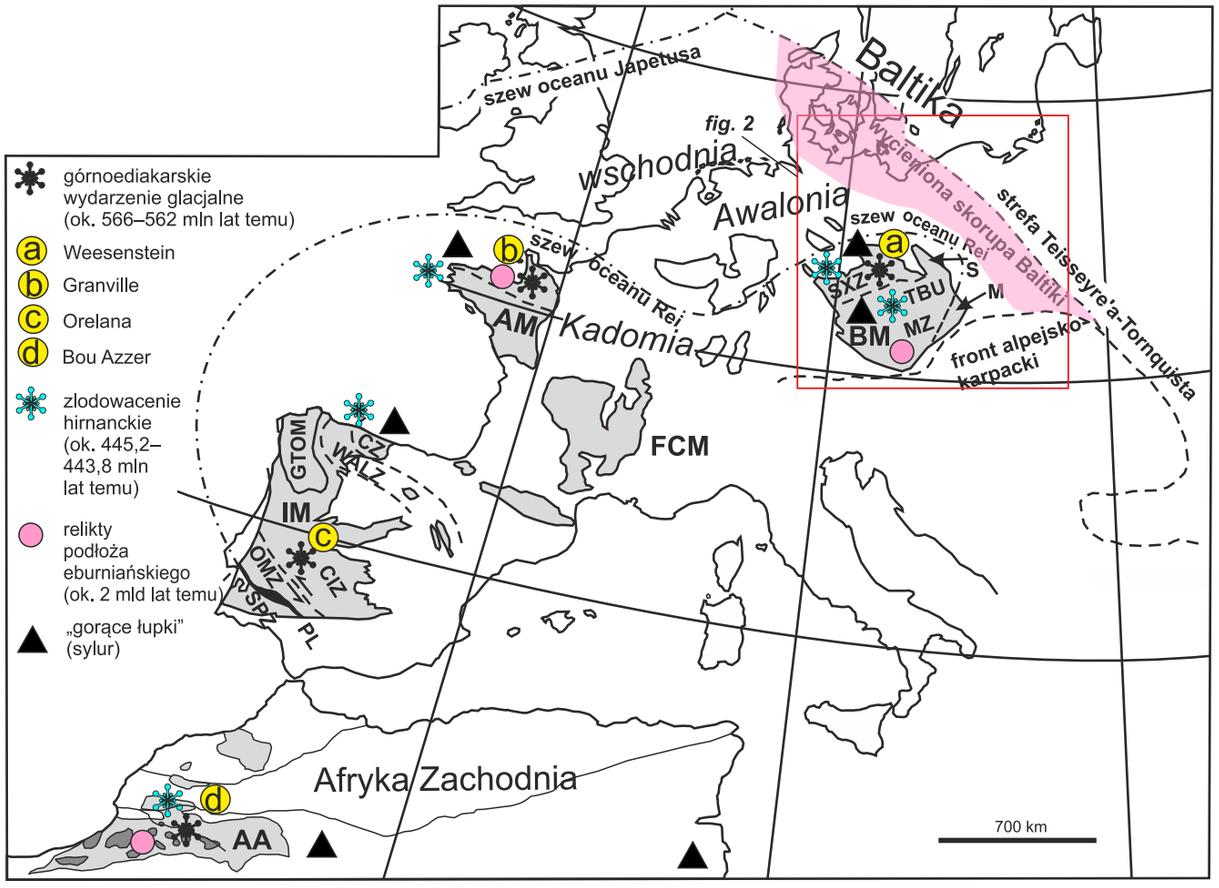


FIG. 1. Główne jednostki strukturalne zaangażowane w tektonikę płyt podczas orogenezy waryscyjskiej w gondwańskiej Europie i jej otoczeniu. Należy zauważyć silny związek między Kadomią a północno-zachodnią Afryką, wynikający z rozmieszczenia na obydwu obszarach górnoediakarskich i hirnanckich osadów lodowcowych, podłoża eburniańskiego i sylurskich „gorących łupków" (ang. „*hot shales*"); AM – masyw armorykański; BM – Masyw Czeski; FCM – francuski Masyw Centralny; IM – Masyw Iberyjski; M – jednostka morawsko-śląska; S – Sudety. Strefy tektonostratygraficzne waryscydów: CIZ – centralno-iberyjska; CZ – kantabryjska; GTOM – Galicia-Trás-os-Montes; MZ – moldanubska; OMZ – Ossa-Morena; PL – Pulo do Lobo; SPZ – południowo-portugalska; SXZ – saksoturyńska; WALZ – zachodnioasturyjsko-leońska; TBU – Teplá-Barrandienu (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

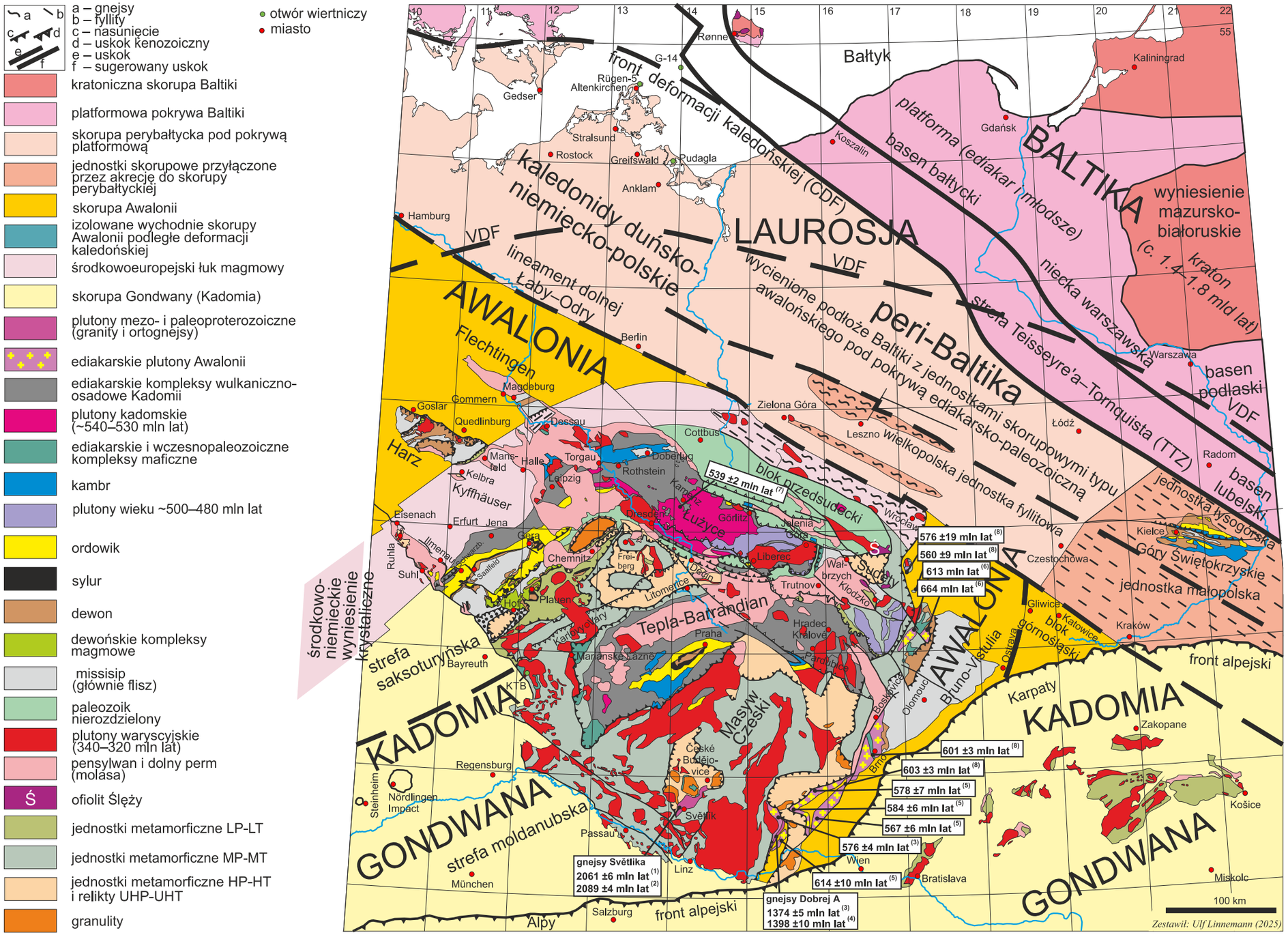


FIG. 2. Mapa geologiczna środkowoeuropejskich waryscydów i obszarów przyległych (bez utworów mezozoicznych i kenozoicznych). Dane geochronologiczne za: (1) Wendt i in., 1993; (2) Trubač i in., 2012; (3) Lindner i in., 2020; (4) Lindner i in., 2021; (5) Friedl i in., 2004; (6) Mazur i in., 2015; (7) Linnemann i in., 2010a; (8) Svojtka i in., 2017 – wg Linnemanna, 2025 i źródeł tam wymienionych, zmodyfikowano. Warunki metamorfizmu: LP-LT – niskociśnieniowe-niskotemperaturowe, MP-MT – średniociśnieniowe-średniotemperaturowe, HP-HT – wysokociśnieniowe-wysokotemperaturowe, UHP-UHT – ultrawysokociśnieniowe-ultrawysokotemperaturowe

(ang./niem. *Dobra Gneiss*) o wieku 1374 ±5 do 1398 ±10 mln lat (Lindner i in., 2020, 2021). Młodsze intruzje granitoidowe we wschodniej części wschodniej Awalonii zostały wydatowane na 567 ±6 – 614 ±10 mln lat (Friedl i in., 2004; Mazur i in., 2015; Svojtka i in., 2017) i zawierają zapis wydarzeń magmowych typu awalońskiego, dobrze znanych z zachodniej, wschodniej części oraz z Awalonii zachodniej w Wielkiej Brytanii, Nowej Fundlandii i Nowej Szkocji (np. van Staal, 2012).

Kadomia stanowi tę część gondwańskiej płyty tektonicznej, która buduje południowy segment środkowoeuropejskich waryscydów (fig. 1, 2). Pojęcie „Kadomia" jest w tym rozdziale stosowane zamiast takich dotychczasowych określeń, jak zespół „terranów armorykańskich" (ang. *Armorican Terrane Assemblage* – ATA) albo „Armoryka" w znaczeniu przyjętym np. przez Franke (2000) za licznymi wcześniejszymi autorami. Termin „Armoryka" implikuje transfer terranu o tej nazwie i afiliacji geograficznej (np. Franke, 2000) w poprzek oceanu Rei (ang. *Rheic Ocean*), zaś to wydarzenie zostało kilkakrotnie zakwestionowane na podstawie wyników badań proweniencji osadów (np. Linnemann i in., 2004) oraz w alternatywnych modelach geotektonicznych (np. Kroner i in., 2007; Kroner, Romer 2013). W związku z tym, w niniejszym tekście preferowane jest określenie „Kadomia", ponieważ jest ono niezależne od jakiegokolwiek modelu geotektonicznego i odnosi się wyłącznie do istnienia „podłoża kadomskiego" powstałego w wyniku procesów orogenicznych identyfikowanych wiekowo jako kadomskie (Linnemann, 2025). Ogólne cechy Kadomii to występowanie ediakarskich kompleksów łuków magmowych i basenów marginalnych w przedziale wiekowym ok. 580–540 mln lat, pochodzenie zachodnioafrykańskie, dokumentowane wiekami cyrkonów detrytycznych (Linnemann i in., 2004, 2014), deformacja na przełomie ediakaru i kambru oraz masywny końcowy impuls magmowy ok. 539–530 mln lat temu (Linnemann i in., 2000). Niezgodność kadomska zazwyczaj manifestuje się zdeformowanymi utworami późnego ediakaru pod przykryciem przez osadowe sekwencje kambro-ordowickie (np. Linnemann i in., 2014). Pod względem paleogeograficznym, Kadomia musiała być zlokalizowana na skraju kratonu zachodnioafrykańskiego i rozciągać się wzdłuż brzegu Gondwany w kierunku wschodnim (fig. 3; np. Gutiérrez-Alonso i in., 2003; Linnemann i in., 2004, 2014).

Masyw Czeski jest w dużej mierze zbudowany z kompleksów kadomskich, które stanowiły część litosferycznej płyty Gondwany (fig. 2, 3; np. Linnemann i in., 2004, 2025b; Kroner i in., 2007; Žák i in., 2025). Zachodnioafrykańskie pochodzenie Kadomii podkreśla występowanie pozostałości podłoża eburniańskiego (ang. *Eburnean*) o wieku ok. 2 mld lat, reprezentowanego np. przez gnejsy z Icart (fr. *gneiss icartien*) w masywie armorykańskim i ortognejsy ze Světlika (cz. *světlická ortorula*) w Masywie Czeskim, datowane na 2061 ±6 do 2089 ±4 mln lat (fig. 2; Kröner i in., 1988; Wendt i in., 1993; Trubač i in., 2012). Inne cechy Kadomii, charakterystyczne dla Afryki Zachodniej i Gondwany, to obecność osadów glacjalnych zlodowacenia późnoediakarskiego (Linnemann i in., 2018, 2022; Vernhet i in., 2012), glacjalno-morskie tillity zlodowacenia hirnanckiego oraz występowanie sylurskich *hot shales* (fig. 1; np. Linnemann i in., 2025b).

Po kambryjsko-ordowickim oderwaniu się terranów typu awalońskiego od północnego obrzeża Gondwany otworzył się ocean Rei (fig. 3). Około 430–420 mln lat, podczas syluru, w rezultacie kolizji złożonego superterranu awalońskiego (Karolina, Ganderia, Mira i Awalonia *sensu stricto*) z Laurencją i Baltiką, powstała Laurosja; towarzyszyło temu zamknięcie oceanu Iapetus. Tymczasem we wczesnym sylurze ocean Rei osiągnął swoje maksymalne rozmiary, po czym uległ zamknięciu w wyniku subdukcji skierowanej ku północy. Subdukcja przedniej krawędzi oceanicznej części litosferycznej płyty gondwańskiej miała miejsce na południowym brzegu Laurosji (fig. 3), zaś zamknięcie oceanu Rei nastąpiło pod koniec wczesnego paleozoiku (Kroner i in., 2007; Kroner, Romer, 2013). Wydatowanie momentu obciążenia szelfu Gondwany piaskami zawierającymi laurosyjski cyrkon detrytyczny pozwala na bardziej precyzyjne określenie czasu zamknięcia oceanu Rei, co miało nastąpić ok. 419 mln lat temu, na przełomie syluru i dewonu (Linnemann i in., 2024). W następstwie tego, pomiędzy płytami laurosyjską i gondwańską, otworzył się nowy ocean-sukcesor, nazywany, odpowiednio, oceanem renohercyńskim (Franke, 2000) lub alternatywnie, ze względu na jego wąski zarys, za to bardziej poetycznie – „reńskim traktem morskim" (ang. *Rhenish Seaway*; Linnemann i in., 2024). Zamknięcie tego kolejnego oceanu przez subdukcję skierowaną w kierunku południowo-wschodnim doprowadziło do powstania środkowoniemieckiego wału (albo wypiętrzenia) krystalicznego (ang. *Mid-German Crystalline Rise*; niem. *Mitteldeutsche Kristallinschwelle*), który w czasach od późnego dewonu po wizen działał jako łuk magmowy. W związku z tym, treść skalną środkowoniemieckiego wału krystalicznego, można, zdaniem autora, określać mianem środkowoeuropejskiego kompleksu łuku magmowego (*Central European Magmatic Arc* – CEMAC; Linnemann, 2025).

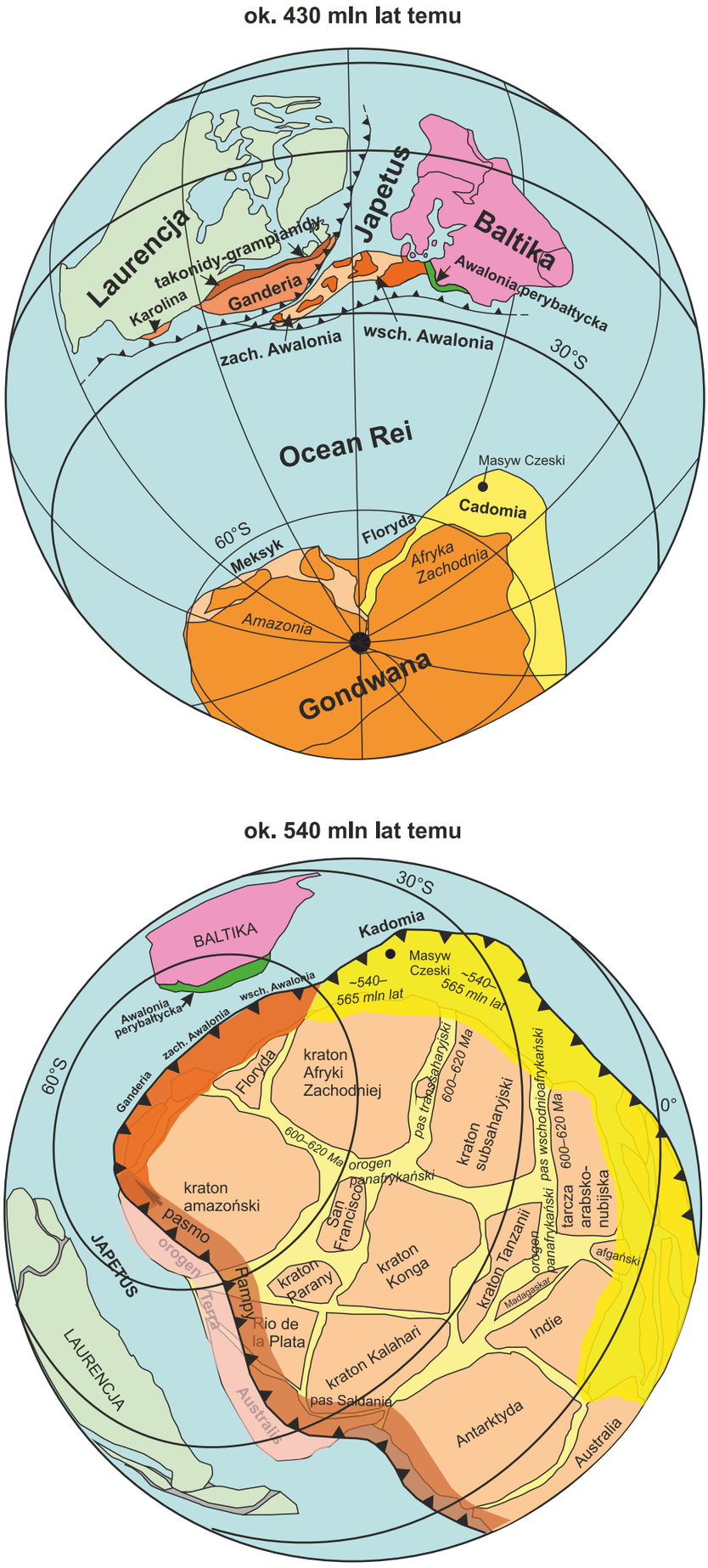


FIG. 3. Rekonstrukcje paleogeograficzne przedwaryscyjskiej sytuacji tektonicznej płyt ok. 540 i 430 mln lat temu (Linnemann, 2025; Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

Finalnie, waryscyjskie procesy orogeniczne doprowadziły do kolizji o kinematyce „strop ku NE" podczas etapu deformacji D_1 (Kroner i in., 2007; Kroner, Romer, 2013) podczas wizenu i serpuchowu. Kadomia działała jako indenter („ostroga armorykańska" *sensu* Kroner, Romer, 2013) wdzierający się ku północnemu zachodowi (w ramach kinematycznych: strop-ku-NW) i powodujący rozczłonkowanie środkowoeuropejskiej Awalonii na część zachodnią (renohercyńską) i wschodnią (morawsko-brunowiślańsko-górnośląską) (fig. 2). Kompleks CEMAC utworzył się pierwotnie na skorupie gondwańskiej (kadomskiej), ale zawiera również odziedziczone fragmenty dolnodewońskich (ems) osadów szelfowych (Zeh, Gerdes 2010; Linnemann i in., 2024). Podczas deformacji D_1 łuk magmowy został ściśnięty pomiędzy skorupą kadomską a laurosyjską i uległ wyklinowaniu ku wschodowi w okolicy Wrocławia (fig. 2).

5.1.5.2. Izotopowy zapis poszczególnych płyt litosferycznych

Wieki U-Pb cyrkonów detrytycznych są od ćwierćwiecza używane w badaniach środkowoeuropejskich waryscydów (np. Linnemann i in., 2000, 2004). W tym czasie pojawiło się wiele przykładów pogłębiających wiedzę dotyczącą identyfikacji i proweniencji płyt litosferycznych, mikrokontynentów i terranów. W szczególności, wzrost popularności stosowania metody LA-ICP-MS w Europie od ok. 2003 roku (Jeffries i in., 2003) przyczynił się do masowego datowania U-Pb cyrkonów detrytycznych, i – tym samym – do powstania ogromnego zbioru danych umożliwiających scharakteryzowanie skorupy europejskiej części Gondwany i sąsiednich płyt litosferycznych (Stephan i in., 2018; Gärtner i in., 2025). Od ok. 2010 roku izotopy Hf uzyskane metodą LA-MC-ICP-MS odegrały ważną rolę jako narzędzie do udoskonalenia badań nad proweniencją składowych jednostek strukturalnych orogenu waryscyjskiego oraz do rozpoznania i datowania epizodów przyrostu skorupy (np. Zeh, Gerdes 2010; Linnemann i in., 2014). W dalszej części tekstu, na kilku przykładach pochodzących z przedwaryscyjskich kompleksów skalnych (ediakarskich i kambryjsko-ordowickich), przedstawiono i krótko omówiono sygnatury U-Pb-Hf typowe dla płyt litosferycznych Gondwany i Laurosji, w tym dla złożonego mikrokontynentu Awalonii. Sygnatury te mają istotne znaczenie dla zrozumienia przebiegu późniejszych, waryscyjskich procesów orogenicznych.

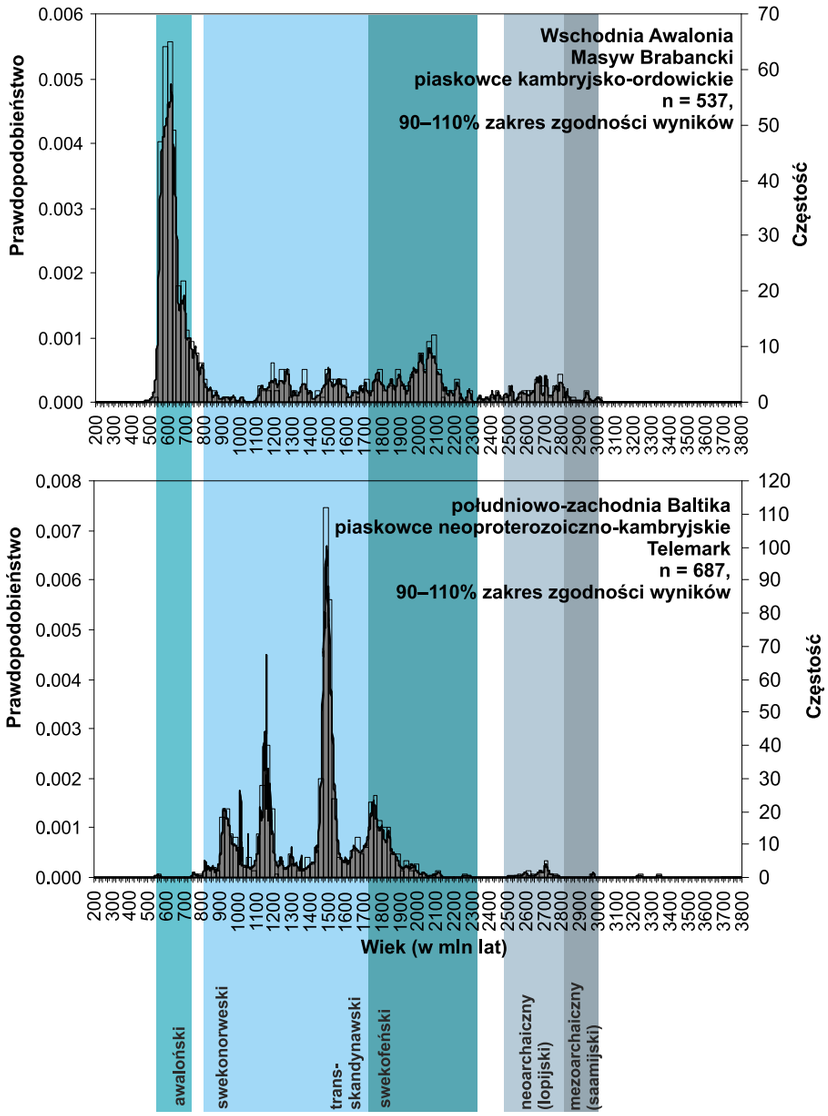


FIG. 4. Charakterystyczne populacje wiekowe detrytusu, czyli „kod paskowy" dla wschodniej Awalonii i południowo-zachodniej Baltiki na podstawie datowań U-Pb cyrkonów detrytycznych z piaskowców neoproterozoicznych i kambryjsko-ordowickich (wg Linnemanna i in., 2012, 2024, 2025b)

Południowo-zachodnia Baltika charakteryzuje się populacjami cyrkonu w przedziale wiekowym ok. 900–2000 mln lat. Główne maksima lokują się w przedziale mezoproterozoicznym ok. 1,1–1,2 mld lat i ok. 1,4–1,6 mld lat. Dodatkowe niewielkie maksimum występuje zawsze w okolicy 2,7 mld lat (fig. 4). Skład izotopowy Hf detrytycznych cyrkonów z południowo-zachodniej Baltiki wskazuje na recykling głównie paleoproterozoicznej, a w mniejszym stopniu młodszej, liczącej sobie ok. 1,5 mld lat skorupy (fig. 6).

Wschodnia Awalonia wykazuje znaczne maksimum wieku cyrkonów detrytycznych w przedziale ok. 560–750 mln lat, ze średnią ok. 600–630 mln lat (fig. 4). Ta populacja cyrkonu odzwierciedla magmatyzm łuku awalońskiego, aktywny głównie w ediakarze (np. Murphy, Nance, 1989). Dla wschodniej Awalonii charakterystyczny jest też udział cyrkonów mezoproterozoicznych w zakresie ok. 1,1–1,6 mld lat, wskazujący na silny związek z Baltiką i/lub Amazonią. Ponadto występuje tam również populacja cyrkonów paleoproterozoicznych (ok. 1,7–2,2 mld lat), która odzwierciedla wpływ północnej Gondwany (Afryka Zachodnia, Amazonia) lub paleoproterozoicznych kompleksów skalnych Baltiki. To samo dotyczy cyrkonów archaicznych, które charakteryzuje rozrzut wieków od ok. 2,5 do 3,0 mld lat. W przypadku takich ziaren bardzo prawdopodobne są źródła w Baltice i Afryce Zachodniej lub Amazonii. Cyrkony z okresu pre-neoproterozoicznego ze wschodniej Awalonii wskazują na możliwe wzajemne oddziaływania tektoniczno-płytowe Awalonii z Amazonią, Baltiką i Afryką Zachodnią podczas rozpadu Pannocji, jak i później (Nance i in., 2014; Li i in., 2019). Zapis izotopów Hf (fig. 7) świadczy o recyklingu głównie skorupy paleoproterozoicznej i mezoproterozoicznej. Ponadto dane Hf wskazują również na udział przetopionej skorupy archaicznej sprzed ok. 3,0 mld lat.

Kraton zachodnioafrykański stanowi ważne, leżące na zapleczu (ang. *hinterland*) źródło osadów neoproterozoicznych i paleozoicznych orogenu kadomskiego i szelfu Gondwany. Kraton składa się ze skał o wieku ok. 2,0–2,2 mld lat (orogeneza eburniańsko-birimijska) i ok. 2,4–3,1 mld lat (orogenezy: liberyjska do leoniańskiej), zawierających tak datowane cyrkony (fig. 5). W większości przypadków obecna jest też dodatkowa porcja cyrkonów sprzed ok. 3,3–3,5 mld lat, pochodząca z najstarszego rdzenia tarczy Reguibat na kratonie zachodnioafrykańskim, po raz pierwszy opisanej przez Potrela i in. (1996) (fig. 5). Izotopy Hf cyrkonów z Afryki Zachodniej wskazują na recykling skorupy o wieku ok. 2,2–2,5 mld lat oraz ok. 2,7 do 3,5 mld lat (fig. 8).

Kadomia, reprezentująca litosferyczną płytę gondwańską w waryscydach środkowej Europy, charakteryzuje się podłożem kadomskim. Szarogłazy z basenów marginalnych kadomskiego systemu łuku magmowego wykazują specyficzny rozkład wieków U-Pb detrytycznych cyrkonów. Podobnie jak wschodnia Awalonia, Kadomia charakteryzuje się głównym maksimum w zakresie ok. 560–750 mln lat (fig. 7). Wieki cyrkonów pomiędzy ok. 1,0 a 1,6 mld lat są niezwykle rzadkie (fig. 5) i powszechnie opisywane jako tzw. luka magmowa Afryki Zachodniej (ang. *West African Magmatic Gap*; np. Linnemann i in., 2014). Inna główna populacja cyrkonów, pomiędzy ok. 1,8 a 2,3 mld lat, pokrywa się ze szczytem eburniańsko-birimijskim w Afryce Zachodniej (fig. 5). Archaiczne populacje cyrkonów wykazują wieki w przedziale 2,5–3,5 mld lat, co również przypomina zapisy cyrkonów z Afryki Zachodniej (fig. 7). Wszystkie te podobieństwa ograniczają możliwości proweniencji Kadomii do Afryki Zachodniej (Linnemann i in., 2004, 2014, 2024). Izotopy Hf cyrkonów starszych od neoproterozoiku wykazują rozkład (fig. 9) podobny do tego z kratonu zachodnioafrykańskiego (fig. 8). Dane te uzasadniają hipotezę, że główny recykling dotyczył skorupy paleoproterozoicznej i archaicznej (fig. 9). Ponadto kilka ziaren odzwierciedla przetopienie skorupy z czasów hadeiku (ok. 4,3 mld lat; fig. 9; Linnemann i in., 2014). Izotopy Hf z cyrkonów neoproterozoicznych (głównie z ediakaru) wykazują cały zakres wydarzeń: od poddanej recyklingowi skorupy archaicznej do młodej skorupy neoproterozoicznej (fig. 9). Ta ostatnia mogła pochodzić z młodego dopływu materiału podczas magmatyzmu łuku magmowego.

Podsumowując, oznaczenia wieków U-Pb w połączeniu z wynikami analizy izotopów Hf z cyrkonów detrytycznych stanowią doskonałe i skuteczne narzędzie do rozpoznawania proweniencji płyt litosferycznych i mikrokontynentów (terranów) uczestniczących w waryscyjskich (i nie tylko) procesach orogenicznych oraz do odtwarzania ich interakcji tektoniczno-płytowych podczas zachodzenia tych procesów (np. Linnemann i in., 2007; Mazur i in., 2012, 2015; Žák, Sláma 2018; Szczepański i in., 2023).

5.1.5.3. Kontynuacja głównych jednostek tektonicznych pomiędzy Polską a wschodnią częścią Niemiec

Z wyjątkiem domeny saksoturyńskiej, rozpoznanie kontynuacji wielkich jednostek tektonicznych („tektoniczno-płytowych") z Polski do wschodniej części Niemiec jest możliwe jedynie dzięki wykorzystaniu wyników głębokich odwiertów w północno-wschodnich Niemczech, wykonanych głównie w okresie zimnej wojny (np. Beier, Katzung, 1999, 2001; Beier i in., 2000; Katzung, 2004; Katzung i in., 2004a, b; Zagora, Zagora, 2004; Lindert, Hoffmann, 2004; Obst i in., 2004; Obst, 2025). Na terytorium Niemiec w przedpermskim podłożu można wydzielić kilka jednostek tektoniczno-płytowych (fig. 10). Na północy, w rdzeniu z odwiertu G14-1, wykonanego w dnie Morza Bałtyckiego, zidentyfikowano podłoże Baltiki. Na podłoże właściwe dla Peribaltiki i perybałtyckiej Awalonii natrafiono w znacznie głębszych odwiertach w północnych Niemczech (np. Franke, 2020; Linnemann, 2025). Wschodnia Awalonia jest reprezentowana w podłożu przez kompleksy skalne klasycznej strefy renohercyńskiej *sensu* Kossmat (1927) oraz ich paleozoiczną pokrywę. Baltika, Peribaltika wraz z perybałtycką Awalonią oraz wschodnia Awalonia stanowiły część płyty Laurosji podczas dewonu i wczesnego karbonu. Środkowoniemiecki wał krystaliczny (Brinkmann, 1948) powstał jako łuk magmowy podczas dolnego karbonu w skorupie sakso-turyńskiej (kadomskiej) na północnym skraju płyty gondwańskiej (fig. 10). Kadomia reprezentuje płytę Gondwany w Masywie Czeskim i można ją podzielić na strefy saksoturyńską i moldanubską, zgodnie ze schematem Kossmata (1927).

Niewątpliwa skorupa Baltiki została odkryta w odwiercie G14-1, wykonanym *off-shore* w rejonie Adlergrund na Morzu Bałtyckim (fig. 10; np. Beier, Katzung 1999; Obst i in., 2004; Obst, 2025). Inne odwierty, wykonane na wyspie Rugia (np. Arkona 101, Rugia 5, Lohme 2, Binz 1) oraz na stałym lądzie w Meklemburgii i na Pomorzu Przednim (Richtenberg 4, Lalendorf 1) i Brandenburgia (Parchim 1, Pröttin 1), dostarczyły przełomowych informacji na temat nieznanego dotąd głębokiego podłoża północno-wschodnich Niemiec, ukrytego pod sukcesjami osadowymi mezozoiku i kenozoiku (fig. 11), określonego swego czasu przez Stillego (1951) jako *terra incognita*. Najlepszy dostępny aktualny przegląd odwiertów w północno-wschodnich Niemczech można znaleźć w publikacjach Hoth i in. (1993) oraz Frankego (2020).

Odwiert G14-1 zapewnił dostęp do części kratonicznego podłoża Baltiki, reprezentowanego przez granitoidy, zwane dalej granitoidami G14 (fig. 12). Większość próbek takich granitoidów mieści się w zakresie monzogranitów, kilka wykazuje skład granodiorytu i monzonitu (Katzung i in., 2004a). Wiek Pb–Pb tych granitoidów wynosi 1460 ±3 mln lat (Obst i in., 2004). Granitoidy G14 nadścielone są skałami kambryjskimi i sylurskimi, o charakterze osadów platformowych, i są porównywalne z profilem dolnego paleozoiku na wyspie Bornholm (fig. 12; Beier, Katzung, 1999; Obst, 2025). Na zlepieńcach dolnego kambru oraz piaskowcach z konkrecjami fosforytowymi (formacje Adlergrund i Læså) zalega formacja południowoskandynawskich łupków ałunowych (ang. *South Scandinavian Alum Shale*) środkowego kambru – dolnego tremadoku, zawierających cienkie przeławicenia wapieni (fig. 12). Ku górze, powyżej wapienia Bjørkåsholmen, znajduje się pakiet szarych łupków ilastych i mułowców z późnego tremadoku do środkowego ordowiku, często wykazujący ślady przeróbki i prawdopodobne luki w sedymentacji. Najwyższa część tej jednostki kończy się powyżej wapienia Komrad (1,8 m) w łupku *Dicellograptus* o miąższości 30,8 m (fig. 12). Górny ordowik reprezentowany jest przez piaskowce formacji Jerrestad o miąższości 22 m, a następnie dolnosylurską (landower) formację łupków *Rastrites* o miąższości 340 m (fig. 12; Beier, Katzung, 1999). Cały przekrój G14-1 dotknięty jest jedynie w małym stopniu odkształceniami kruchymi.

Na południowy wschód od odwiertu G14-1 przebiega kaledoński front deformacji (fig. 10, 11; Franke, 2020; Katzung i in., 2004a; Obst i in., 2025). Jednostka podłoża ograniczona nim od NE na stosunkowo niewielkich głębokościach może być – na podstawie danych geofizycznych – śledzona na głębokościach większych, jeszcze dość daleko ku SW, aż do lineamentu dolnej Łaby o przebiegu NW–SE (fig. 10, 11; Franke, 2020). Jednostkę tę można opisać w kategoriach Peribaltiki (Linnemann, 2025). Charakteryzuje ją wycienione podłoże Baltiki o wieku mezoproterozoicznym, przykryte cienką sekwencją osadów platformowych typu bałtyckiego. Zarówno wycieniona krystaliczna skorupa Baltiki, jak i jej pokrywa platformowa są pokryte osadami typu awalońskiego, które w tym opracowaniu są łącznie określane jako Awalonia perybałtycka (fig. 11; Linnemann, 2025). Nie ma wątpliwości, że procesy orogeniczne zarówno kaledońskie, jak i waryscyjskie miały swój istotny udział w tektonicznym nasunięciu tej części Awalonii na wycienione obrzeżenie Baltiki. Niemniej jednak należy też wziąć pod uwagę pierwotne dokowanie części Awalonii do Baltiki podczas ediakaru (Żelaźniewicz i in., 2020; Linnemann, 2025). Profil stratygraficzny Awalonii perybałtyckiej (fig. 12) rozpoczyna się ediakarską formacją

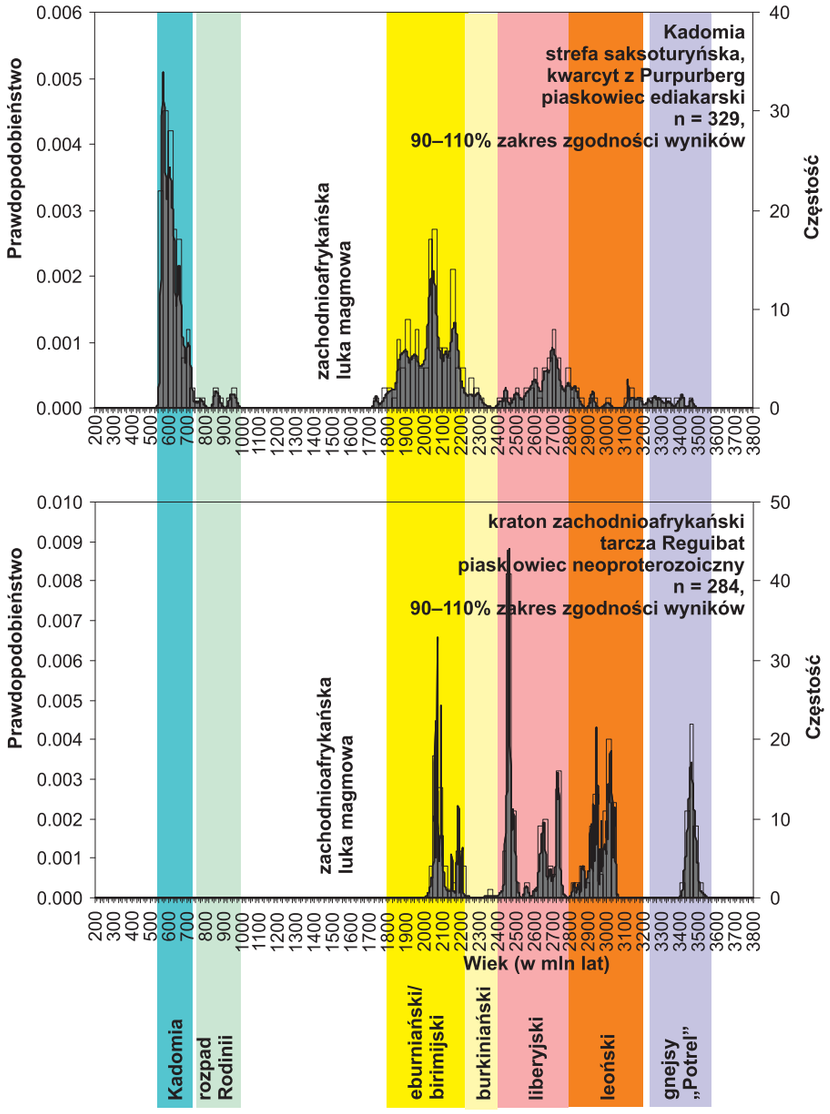


FIG. 5. „Kod paskowy" dla Kadomii i kratonu zachodnioafrykańskiego uzyskany na podstawie datowań U-Pb cyrkonów detrytycznych z piaskowców neoproterozoicznych (wg Linnemanna i in., 2018, 2025b)

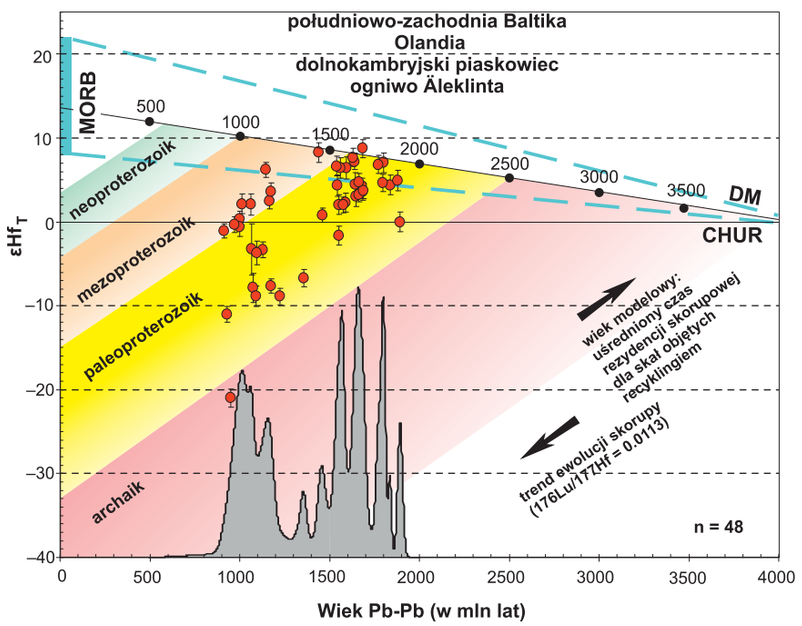


FIG. 6. Diagram εHf_T/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy południowo-zachodniej Baltiki na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z dolnokambryjskiego piaskowca z Olandii, Szwecja (Linnemann, Gerdes, dane niepublikowane)

5 Platforma paleozoiczna

piaskowcową z Lubmina, której 229 m rdzenia zostało wydobyte z odwiertu Loissin 1 (Beier, 2001). Piaskowce ediakarskie pochodzą z głęboko zerodowanego obrzeżenia kontynentalnego (Giese i in., 1994). Osady kambryjskie nie są znane z Awalonii perybałtyckiej. Następna w profilu jest formacja piaskowców z Varnkevitz (o maks. miąższości 258 m napotkanej w odwiercie Rügen 5) z górnego tremadoku (fig. 12). Ku górze przechodzi ona w drobno laminowane ciemne turbidyty formacji z Arkony (niem. *Arkona Schwarzschiefer*; maks. 1097 m), które stratygraficznie sięgają od najwyższego tremadoku do najniższego karadoku (według skali brytyjskiej – Maletz, 2001). Wyżej leżąca formacja szarogłazów z Nobbin (karadok: sandbian – katian; Maletz, 2001) składa się z gruboziarnistych turbidytów szarogłazowo-mułowcowych (o maks. miąższości do 2188 m), pochodzących z łuku magmowego (Giese i in., 1994). Zgodnie z aktualnym stanem wiedzy utwory syluru nie występują w sukcesji stratygraficznej Awalonii perybałtyckiej (fig. 12). Dolnopaleozoiczny odcinek profilu zamyka niezgodność związana z deformacją kaledońską, której wiek szacuje się na ok. 420 mln lat (Beier, 2001; Katzung, 2004; Obst, 2025).

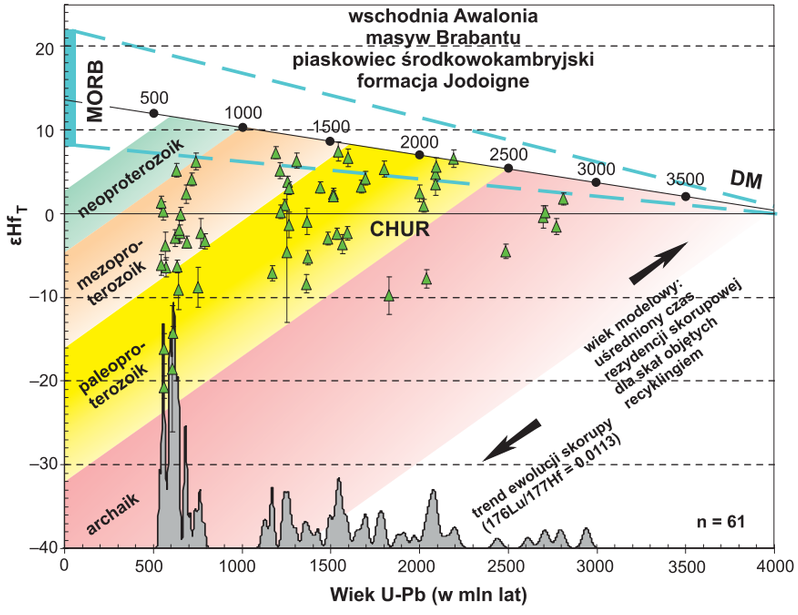


FIG. 7. Diagram εHf_T/wiek U-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy wschodniej Awalonii uzyskany na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z piaskowca środkowego kambru w masywie Brabancji (wg Linnemanna i in., 2012)

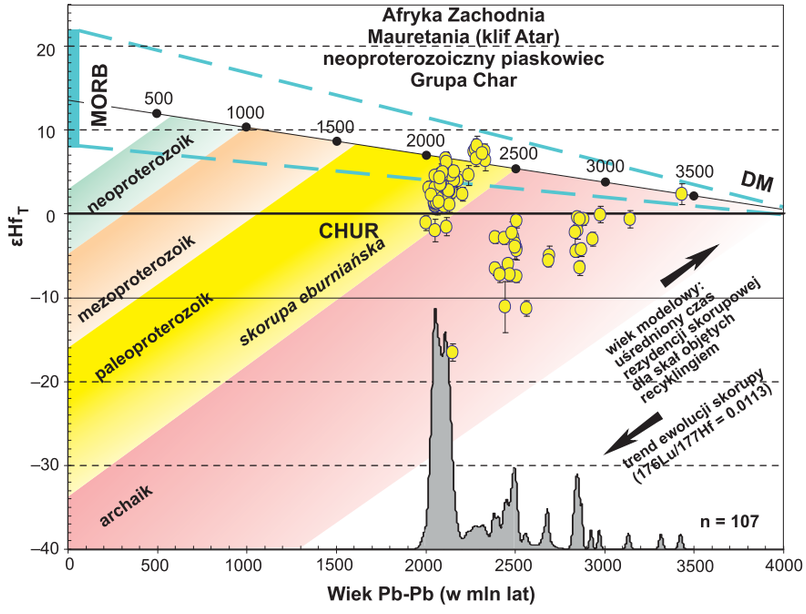


FIG. 8. Diagram εHf_T/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy Afryki Zachodniej na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z neoproterozoicznego piaskowca pochodzącego z grupy Char (klif Atar, Mauretania) (Linnemann, Gerdes, dane niepublikowane)

Powyżej nieciągłości kaledońskiej zapis sedymentacji, trwającej od przejścia z emsu w eifel, rozpoczyna się od piaskowca lądowego (miąższości 10 m), po którym następują osady molasowe w facji *old redu* (o miąższości maksymalnie do 1750 m), złożone z pstrych łupków ilastych, mułowców i piaskowców wieku eifel-żywet. Profil górnego żywetu kończy się morskimi piaskowcami (do 100 m), a następnie górnodewońskimi morskimi mułowcami, iłowcami, wapieniami, marglami i dolomitami (do 1170 m; Zagora, Zagora, 2004).

Przeważająca część perybałtyckiej Awalonii pokryta jest dolnokarbońskimi osadami platformy wapienia węglowego (niem. *Kohlenkalk*), która składa się z sukcesji o miąższości ponad 2300 m ciemnoszarych i czarnych wapieni, margli, iłowców i dolomitów (fig. 12; Lindert, Hoffmann, 2004). Formacja platformy węglanowej obejmuje okres od turneju do górnego wizenu (piętro V3b, asbian). Jej południowy brzeg otaczają osady fliszowe serpuchowu (namuru), dotknięte deformacją waryscyjską (Lindert, Hoffmann, 2004). Osady przy północnej krawędzi platformy węglanowej wokół wysp Hiddensee i Rugia oraz w najbardziej wysuniętej na północ części Meklemburgii-Pomorza Przedniego przechodzą w fację osadową bardziej przypominającą kulm (Lindert, Hoffmann, 2004).

Wschodnia Awalonia została nasunięta na Awalonię perybałtycką podczas orogenezy waryscyjskiej ok. 325 mln lat temu. Nasunięcie zostało rozpoznane w rdzeniu z głębokiego odwiertu Pröttlin 1 w północno-zachodniej Brandenburgii (fig. 11; Franke, 2020). Skały ediakarskie wschodniej Awalonii znane są w Niemczech jedynie z kompleksu Wartenstein o wieku ok. 570 mln lat, położonego na południowym skraju masywu reńskiego (Dörr, Stein, 2019; Linnemann i in., 2024). Najbliżej położone wystąpienia powierzchniowe dolnego paleozoiku wschodniej Awalonii występują w masywie Stavelot-Venn (np. Herbosch i in., 2020) oraz w masywie Brabancji (np. Linnemann i in., 2012).

Środkowoniemiecki wał krystaliczny (lub wypiętrzenie krystaliczne; fig. 10, 13) został szczegółowo opisany przez Zeha i Willa (2010) oraz Ehlinga i in. (2025). Zbudowany jest on ze skał środkowoeuropejskiego łuku magmowego, który utworzył się na skorupie Kadomii podczas subdukcji „reńskiego traktu morskiego" (tj. oceanu renohercyńskiego) w kierunku południowo-wschodnim (Linnemann i in., 2024; Linnemann i in., 2025a). Z kompleksu środkowoeuropejskiego łuku magmowego Zeh i Gerdes (2010) opisali najpierw pozostałości kwarcytu emskiego kompleksu Ruhla, wykazujące pochodzenie laurosyjskie. Takie kwarcyty powstały na południowym brzegu Laurosji i zostały włączone do północnego obrzeżenia Kadomii podczas otwierania się Morza Reńskiego (ang. *Rhenish Sea;* Linnemann i in., 2010a, b). Początek subdukcji Morza Reńskiego i aktywności łuku magmowego w rejonie środkowo-niemieckim wału (wypiętrzenia) krystalicznego rozpoczął się 362 ±9 mln lat temu i zaznaczył się intruzją skał plutonicznych kompleksu gabrowego z Frankenstein (Kirsch i in., 1988). Środkowoniemiecki wał krystaliczny ciągnie się pod przykryciem młodszymi utworami aż do Polski i można go prześledzić aż do okolic Wrocławia (fig. 2; Dörr i in., 2006; Ehling i in., 2025).

Część Kadomii w Niemczech wchodzi w skład północnego obrzeżenia Masywu Czeskiego. Jedynie ta część, która zalicza się do tektoniczno-facjalnej strefy saksoturyńskiej orogenu waryscyjskiego, rozciąga się na terytorium Polski (fig. 13), natomiast jednostki strukturalne zaliczane do strefy moldanubskiej występują w Bawarii, Czechach i Austrii. Strefa saksoturyńska została po raz pierwszy wyodrębniona przez Kossmata (1927). Ze względu na zapis jej detrytycznych cyrkonów ustalono, że stanowi ona część Kadomii (np. Linnemann i in., 2000, 2004, 2014). Obecnie, niektórzy autorzy dzielą strefę saksoturyńską na domenę autochtoniczną, domenę nasuwczo-przesuwczą oraz domenę allochtoniczną. Tę ostatnią można podzielić na dolną i górną (fig. 13; Kroner i in., 2007, 2010; Linnemann i in., 2025b).

Domena autochtoniczna rozciąga się od kompleksu Vesser i antyformy Schwarzburga na zachodzie, poprzez synklinę Torgau-Doberlug i blok łużycki, aż po zachodnią część Sudetów i obejmuje podłoże kadomskie oraz pokrywę osadową obejmującą zakres wiekowy od dolnego kambru do dolnego karbonu (fig. 13, 14; Linnemann, 2025). Podłoże kadomskie w strefie saksoturyńskiej zawiera sukcesje osadowe pochodzenia łukowego: z basenu załukowego sprzed ok. 565–555 mln lat oraz basenu retro-łukowego (ang. *retro-arc basin*) lub przedgórskiego sprzed ok. 545–540 mln lat (np. Linnemann i in., 2014). Basen załukowy zawiera wywodzące się z łuku magmowego turbidyty szarogłazowe, bazalty typu MORB i czarne czerty. Skały te występują na północnym skrzydle antyformy Schwarzburga (grupa Katzhütte, formacja Altenfeld; Linnemann i in., 2014) oraz w synklinie Torgau-Doberlug (formacja Rothstein; Buschmann, 1995). Na pasywnym obrzeżeniu basenu załukowego występują sukcesje kwarcytów, łupków kwarcowych i glacjalno-morskich tillitów z późnoediakarskiego okresu lodowcowego (Linnemann i in., 2018, 2022). Takie osady pasywnego obrzeżenia występują też w antyformie północnosaksońskiej (grupa Clanzschwitz), w strefie Łaby (fig. 14; grupa Weesenstein, Lin-

nemann i in., 2018) oraz na południowo-wschodnim obrzeżeniu bloku łużyckiego (grupa Lausitz, formacja Görlitz, grupa Machnin). Młodsze osady basenu przedgórskiego składają się z masywnych i monotonnych turbidytów szarogłazowo-mułowcowych, powstałych wskutek kolizji łuku z kontynentem ok. 545–540 mln lat temu. Osady tego rodzaju występują na południowo-wschodniej flance antyformy Schwarzburga (grupa Katzhütte, formacja Frohnberg), w antyformie północnosaksońskiej (grupa Leipzig) oraz w bloku łużyckim (grupa Lausitz, formacja Kamenz; Linnemann i in., 2014, 2025b). Sukcesje osadowe z kadomskich basenów sedymentacyjnych zostały tektonicznie zdeformowane w wyniku kolizji kadomskiego systemu łuków magmowych z zachodnioafrykańskim (gondwańskim) zapleczem (hinterlandem) na przełomie ediakaru i kambru.

Po deformacji, kadomskie baseny marginalne zostały intrudowane masywnymi plutonami granodiorytowymi ok. 539–533 mln lat temu (Linnemann i in., 2014). Granodioryty kadomskie występują na południowym skrzydle antyformy Schwarzburga, w strefie uskokowej Łaby i w bloku łużyckim (Linnemann i in., 2014).

Sekwencje wulkaniczno-osadowe osadzone na podłożu kadomskim są zbiorczo łączone w sukcesję reprezentującą fację turyńską (fig. 15). Utwory od kambru do syluru reprezentują tam fragmenty szelfu Gondwany. Utwory dewońskie do dolnokarbońskich powstały w warunkach wzajemnego oddziaływania płyt Gondwany i Laurosji podczas formowania się superkontynentu Pangei. Regionami typowymi dla występowania osadów facji turyńskiej są antyformy Schwarzburga i Bergi (fig. 13, 14), które zostały niedawno szczegółowo opisane przez Linnemanna i in. (2025b). Ważną cechą osadów facji turyńskiej jest pojawienie się osadów kambryjskich w oddziale 2. kambru (ok. 520 mln lat temu). Osady dolnego kambru (oddziały 3. i 4. – miaoling i furong) są zdominowane przez węglany morskie, natomiast skały osadowe środkowego kambru (od wulianu do guzhangu) są reprezentowane głównie przez łupki ilaste i piaskowce o typowym pochodzeniu zachodnioafrykańskim (Abubaker i in., 2017). W górnym kambrze większość profili charakteryzuje się przerwą w sedymentacji. Jedynym wyjątkiem jest kompleks Vesser na skraju obszaru występowania strefy saksoturyńskiej (fig. 13, 14), który reprezentuje dolno- i środkowokambryjską (ok. 522–492 mln), dotkniętą ryftingiem skorupę przejściową do oceanicznej ze skałami maficznymi typu MORB oraz bimodalną sukcesją wulkaniczno-osadową (Kemnitz i in., 2002). Przerwie w sedymentacji podczas górnego kambru towarzyszyło intensywne wydarzenie magmowe, charakteryzujące się umiejscowieniem związanych z ryftingiem wielkich plutonów granitoidowych oraz ekstruzji ryolitowych o wieku ok. 504 do 480 mln lat (np. Tichomirowa, 2003; Zieger i in., 2017; Linnemann i in., 2025b). Zjawiska te najprawdopodobniej mają związek z otwarciem oceanu Rei (Linnemann i in., 2008). Dalszą typową cechą sukcesji facji turyńskiej jest utworzenie się związanych z ryftingiem i mających ok. 2000–3000 m miąższości osadów górnego kambru (oddział 10.) do tremadoku, składających się z kwarcytów, piaskowców, mułowców i łupków ilastych (formacja Goldisthal, grupa Frauenbach, grupa Phycodes). Kolejną cechą Gondwany jest występowanie osadowych, ooidowych rud żelaza o składzie z szamozytem i turyngitem w zakresie stratygraficznym od najwyższego tremadoku do katu, które występują w najwyższej części grupy Phycodes i w formacjach Griffelschiefer i Schmiedefeld. Ordowicki odcinek profilu zawiera przerwę w sedymentacji porównywalną do tzw. „luki sardyjskiej" (Linnemann i in., 2025b), która obejmuje okres od llanwirnu do karadoku – według skali brytyjskiej (od dolnego darriwillu do środkowego katu). Kolejne typowe cechy charakterystyczne dla Gondwany, to występowanie osadów lodowcowo-morskich z okresu zlodowacenia hirnanckiego (formacja Lederschiefer/łupki skórzaste) i sylurskich *hot shales*, reprezentowanych przez dolną formację łupków graptolitowych, pokrytych głębokowodnym wapieniem *Ockerkalk* (wapień ochrowy, przydol). Warstwy dolnego i środkowego dewonu składają się głównie z łupków ilastych i mułowców. Wyjątkiem są węglany formacji *Tentakulitenknollenkalk* (tentakulitowy wapień gruzłowy, prag) i formacji *Tentakulitenschiefer–Nereitenquarzit* (łupki tentakulitowe–kwarcyty nereitowe, ems). Z kolei we franie miało miejsce intensywne wydarzenie magmowe, które spowodowało powstanie na powierzchni grubych ryolitowych potoków, pokryw i poduszek, którym towarzyszyły wgłębne intruzje tonalitowe i granitoidowe. Górnodewońskie skały osadowe składają się głównie z wapieni guzkowych, które obejmują osady dwóch horyzontów wydarzenia Kellwasser. Warstwy dolnokarbońskie rozpoczynają się od warstwy węglanowej wapienia *Gattendorfia* i czarnych łupków formacji *Rußschiefer* (turnej). Warstwy wizeńskie (od czadu do asbianu – wczesny wizen) charakteryzują się masywnymi osadami fliszowymi, złożonymi z turbidytów szarogłazowo-mułowcowych. Osady wczesnej molasy waryscyjskiej w Hainichen i Doberlug zostały zdeponowane w czasie od asbianu do brygantu (wizen środkowy do najwyższego). Deformacja waryscyjska osiągnęła punkt kulminacyjny ok. 335–330 mln lat temu, czemu towarzyszył masywny plutonizm granitoidowy, który trwał do ok. 300 mln lat (Breitkreuz, Tichomirowa, 2025).

Domena nasuwczo-przesuwcza strefy saksoturyńskiej rozciąga się od Lasu Frankońskiego poprzez strefę górnej Łaby aż do Sudetów Środkowych (fig. 13; Linnemann i in., 2025b). Ta domena obejmuje silnie zdeformowane, nasunięte i dotknięte ścinaniem strefy skał osadowych facji turyńskiej. Domena nasuwczo-przesuwcza wykazuje budowę płaszczowinową i zdominowana jest przez ska-

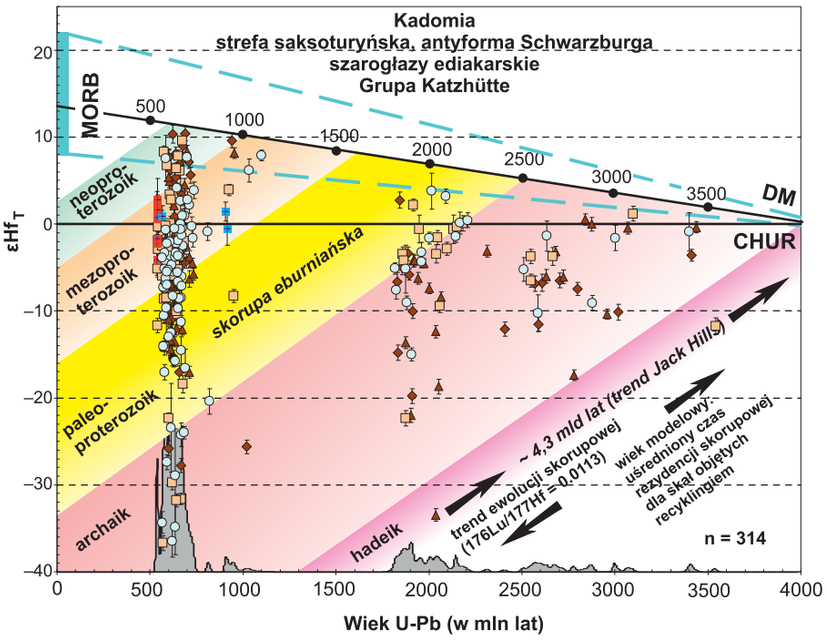


FIG. 9. Diagram εHf_T/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy Kadomii na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z neoproterozoicznych szarogłazów w podłożu kadomskim strefy saksoturyńskiej (ediakar, antyforma Schwarzburga, Linnemann i in., 2014, 2018)

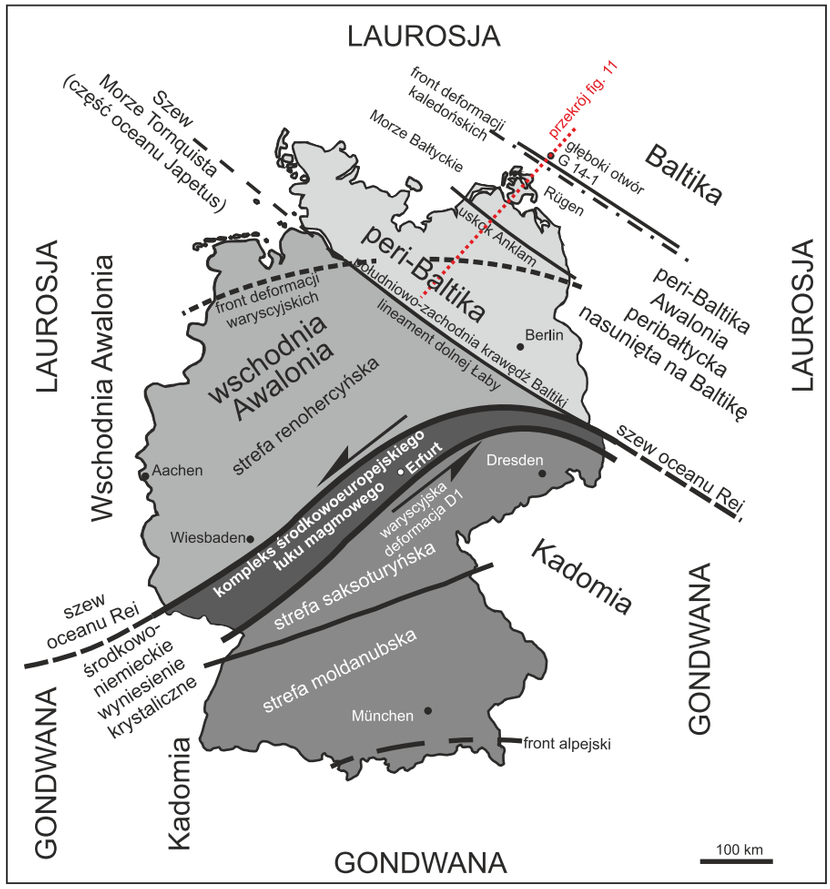


FIG. 10. Układ płyt paleotektonicznych i szwów oceanicznych na obszarze Niemiec oraz lokalizacja przekroju z fig. 11

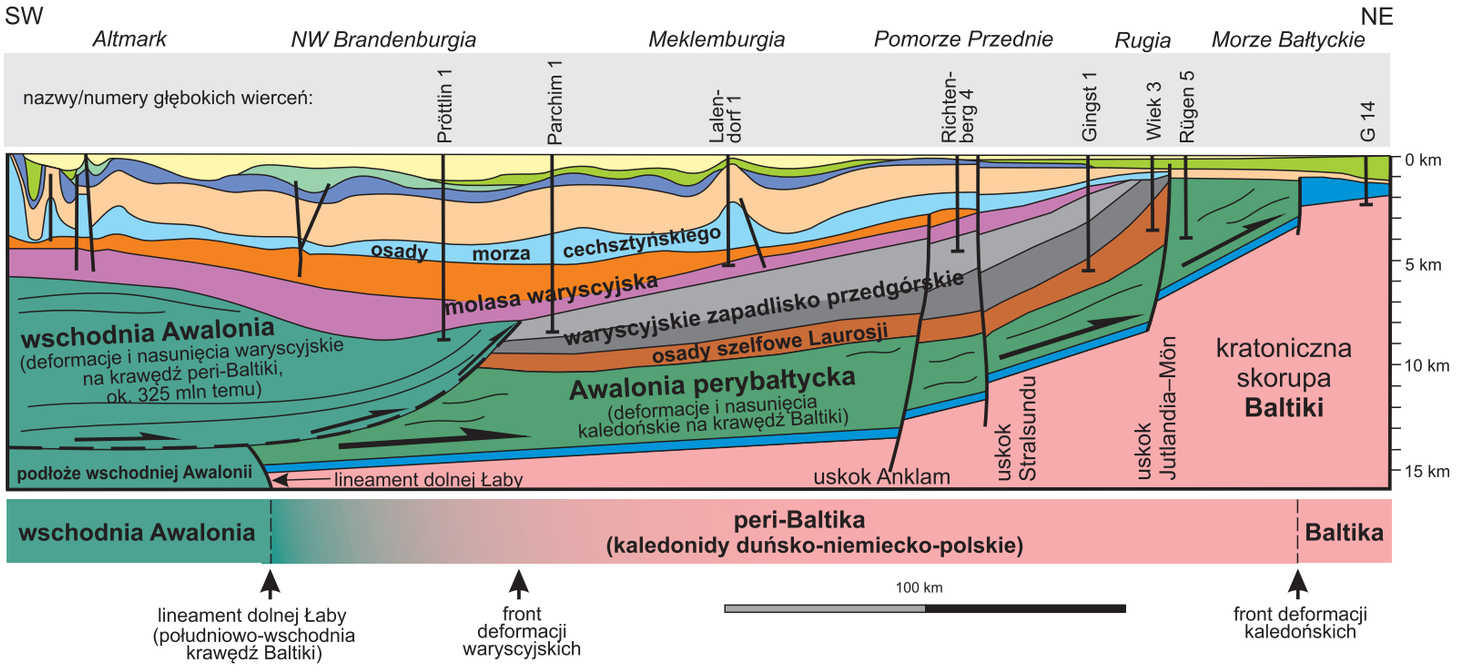


FIG. 11. Przekrój przez górną skorupę wschodnich Niemiec – pomiędzy odwiertem G 14 na Morzu Bałtyckim do rejonu Altmark. Lokalizacja przekroju na fig. 10 (wg Franke, 2020, zmodyfikowano)

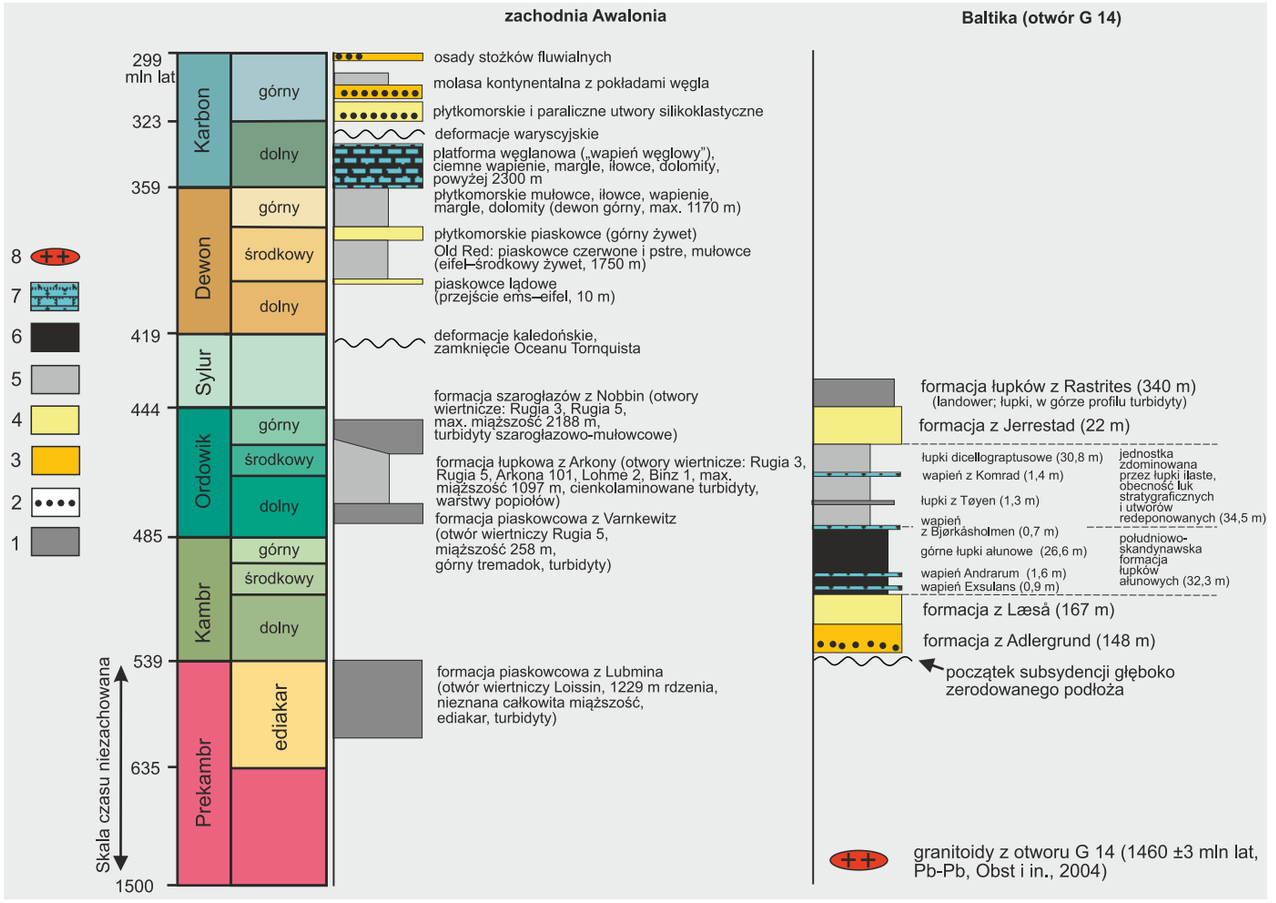


FIG. 12. Profile stratygraficzne reprezentatywne dla SW Baltiki i NE Niemiec (1) dla dolnego paleozoiku z odwiertu G 14 na SW Bałtyku oraz (2) dla osadów ediakaru i paleozoiku Awalonii perybałtyckiej, pogrzebanych pod utworami młodszymi (dane z: Katzung, 2004; Katzung i in., 2004a, b; Zagora, Zagora, 2004; Lindert, Hoffmann, 2004). Główne litologie: 1 – szarogłazy, niedojrzałe piaskowce; 2 – zlepieńce; 3 – piaskowce gruboziarniste i kwarcyty; 4 – piaskowce, kwarcyty; 5 – iłowce, mułowce, łupki ilaste, łupki krystaliczne; 6 – łupki ałunowe, ciemne mułowce; 7 – wapienie, dolomity; 8 – granitoidy

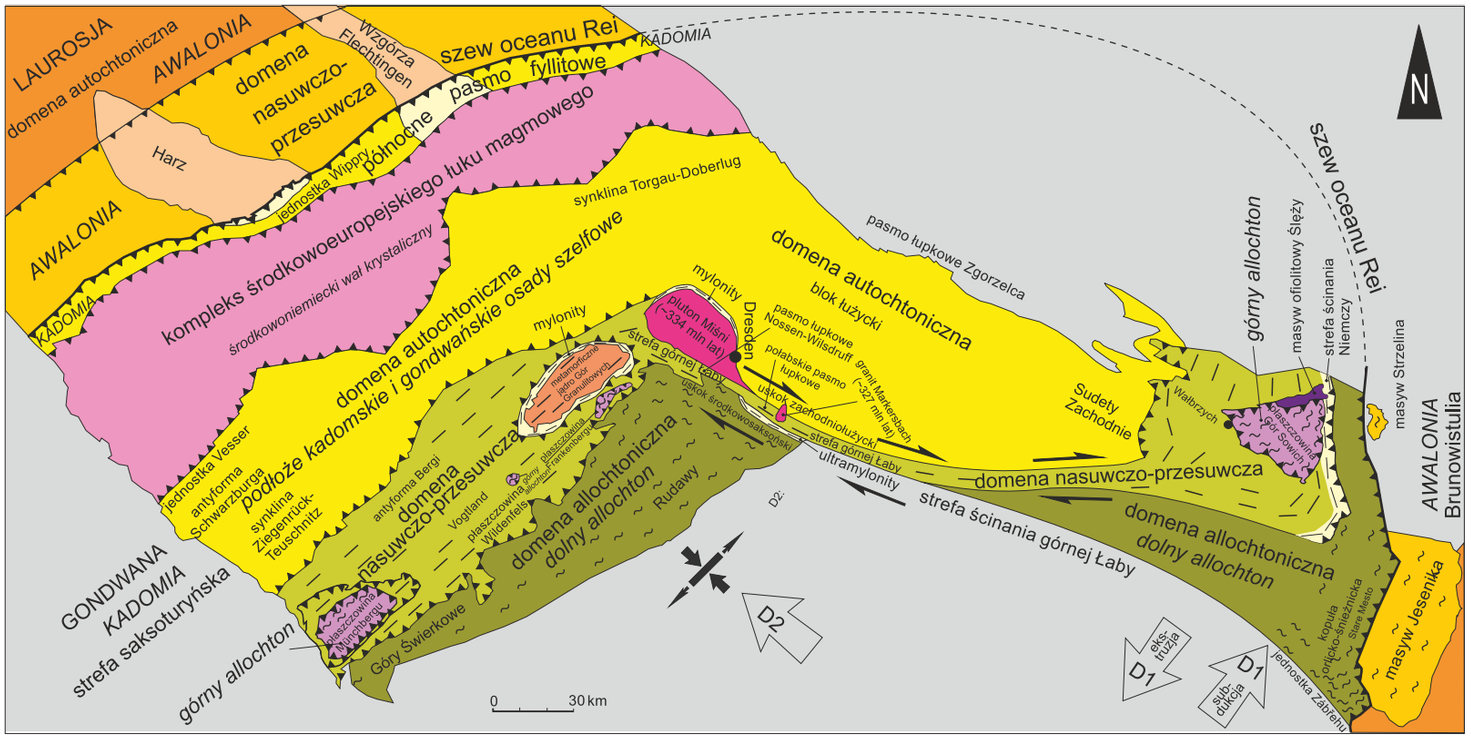


FIG. 13. Domeny tektonostratygraficzne i główne struktury tektoniczne strefy saksoturyńskiej. Należy zwrócić uwagę na powiązanie strefy saksoturyńskiej *sensu stricto* na obszarze Niemiec z jej przedłużeniem na obszar Sudetów w wyniku prawoskrętnego przesuwczego przemieszczenia wzdłuż strefy górnej Łaby oraz innych – nie wrysowanych – dyslokacji (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

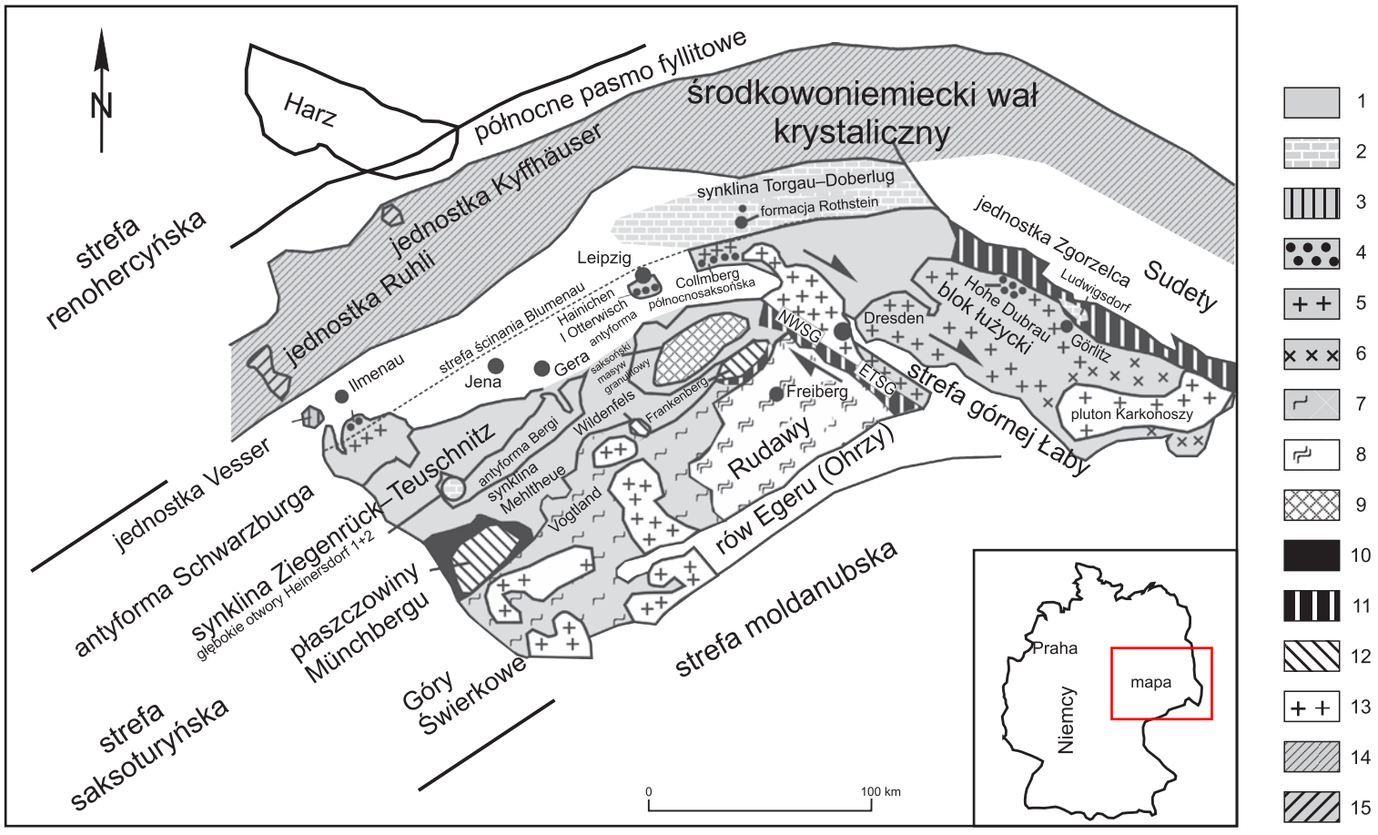


FIG. 14. Schematyczna mapa geologiczna strefy saksoturyńskiej *sensu stricto* przedstawiająca rozmieszczenie paleozoicznych skał osadowych facji turyńskiej i bawarskiej (wg Linnemanna i in., 2010b). NWSG – pasmo łupkowe Nossen-Wilsdruff, ETSG – pasmo łupkowe doliny Łaby (oba występują w strefie ścianania górnej Łaby);
1 – rozprzestrzenienie podłoża kadomskiego i pokrywających je paleozoicznych skał osadowych facji turyńskiej; 2 – dolny i środkowy kambr facji turyńskiej, 3 – środkowy i górny kambr kompleksu Vesser, 4 – zewnętrzna część strefy saksoturyńskiej, gdzie skały ordowiku występują wyłącznie w postaci znacznej miąższości uwarstwionych i wysoce dojrzałych kwarcytów tremadoku; 5 – plutony kadomskie (ok. 538 mln lat), 6 – plutony górnego kambru/dolnego ordowiku (ok. 490 mln lat), 7 – zmetamorfizowane skały paleozoiczne facji turyńskiej (fyllity i fyllity z granatami jednostek MP/LT (średniego ciśnienia/niskiej temperatury) oraz LP/LT w stosie płaszczowin Gór Kruszcowych i obszarów przyległych, 8 – skały podłoża kadomskiego MP/MT w kopułach gnejsowych Freibergu i Reizenhain oraz skały paleozoiczne w HP/HT płaszczowinach Gór Kruszcowych, 9 – skały wysokiego stopnia metamorfizmu saksońskiego masywu granulitowego, 10 – paleozoiczne skały osadowe facji bawarskiej, 11 – paleozoiczne skały osadowe o mieszanym składzie facji turyńskiej i bawarskiej, 12 – skały wysokiego stopnia metamorfizmu w płaszczowinach Münchbergu oraz tzw. międzygórza z Wildenfels i Frankenberg, 13 – granity waryscyjskie (~ 335–325 mln lat), 14 – skały metamorficzne środkowoniemieckiego wału krystalicznego (pod przykryciem mezozoiku i kenozoiku), 15 – skały metamorficzne środkowoniemieckiego wału krystalicznego na powierzchni

5
Platforma paleozoiczna

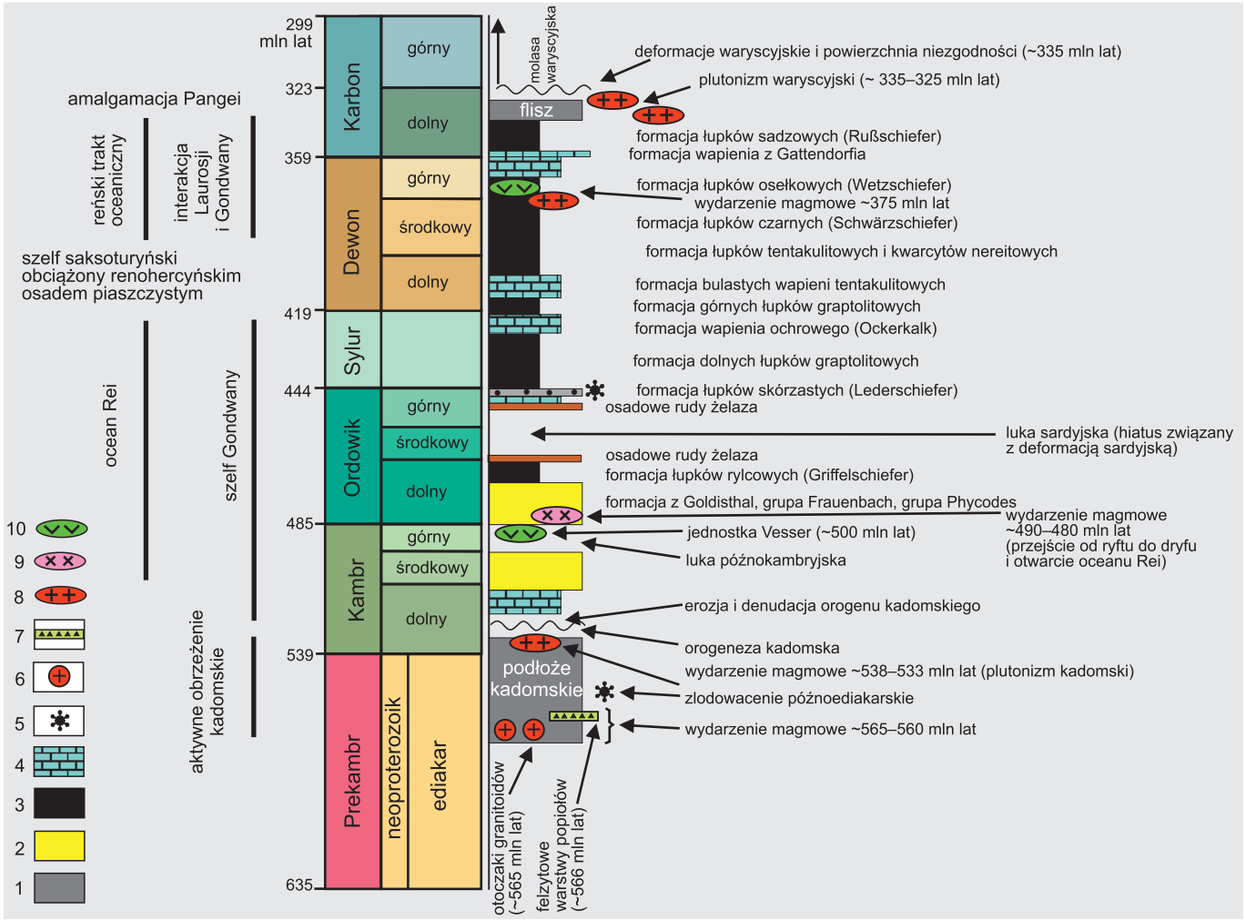


FIG. 15. Kolumna stratygraficzna sukcesji facji turyńskiej w strefie saksoturyńskiej (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano); 1 – szarogłazy; 2 – kwarcyty, piaskowce; 3 – czarny łupek ilasty, ciemny mułowiec, łupek ałunowy; 4 – wapień; 5 – diamiktyt glacjalno-morski; 6 – otoczaki granitoidów; 7 – tufy i skały wapienno-krzemianowe; 8 – granitoidy; 9 – ryolity; 10 – maficzne skały plutoniczne i wulkaniczne

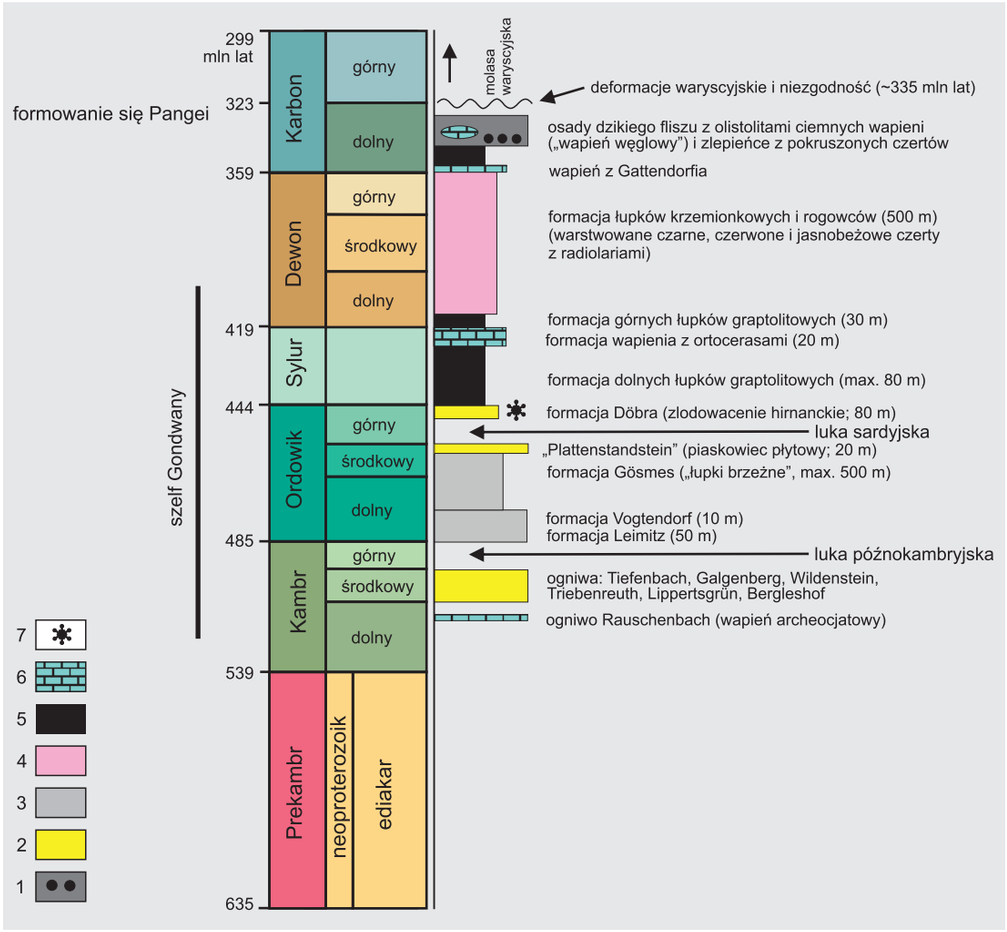


FIG. 16. Kolumna stratygraficzna sukcesji facji bawarskiej dla obszaru nasuwczo-przesuwczego strefy saksoturyńskiej; 1 – zlepieńce i turbidyty zlepieńcowe i szarogłazowo-mułowcowe; 2 – piaskowce, kwarcyty; 3 – łupki metamorficzne, łupki ilaste, mułowce; 4 – łupki czarne, łupki ałunowe, mułowce ciemne; 5 – czerty warstwowane, radiolaryty; 6 – wapienie; 7 – osady glacjalno-morskie

ły osadowe facji bawarskiej (fig. 16) oraz kambryjsko-ordowickie skały krystaliczne, określane jako górny allochton (fig. 13; Kroner i in., 2007; Klemd, 2010; Kroner, Romer, 2013). Kompleksy płaszczowinowe górnego allochtonu reprezentowane są przez masyw Münchbergu (Franke, 1984) oraz niewielkie obszarowo jednostki Wildenfels i Frankenberg na przedpolu Gór Kruszcowych, a także przez masyw Gór Sowich w Sudetach (fig. 13; Klemd, 2010 oraz literatura tam cytowana). Krystaliczne skały felzytowe tych czapek tektonicznych wykazują późnokambryjski do wczesnoordowickiego wiek protolitów i współwystępują z zieleńcami („prazynitami"), amfibolitami i eklogitami (Klemd, 2010 oraz literatura tam cytowana). Skały osadowe facji bawarskiej występują w najniższym stosie płaszczowin i są tektonicznie pokryte przez płaszczowiny krystaliczne. Dolnopaleozoiczne (kambr do syluru) osady facji bawarskiej (fig. 16) reprezentują bardziej dystalne litologie szelfu Gondwany, które wykazują podobieństwa do osadów facji turyńskiej. Istotna różnica leży w charakterze skał dewońskich i wczesnokarbońskich. Niemal cały dewon składa się z czertów zawierających radiolaryty, osadzonych na zewnętrznym bardzo głębokim szelfie, a nawet na dnie oceanicznym (fig. 16). Wizen składa się z osadów typu dzikiego fliszu, zawierających brekcje czertowe (niem. *Kieselschiefer-Hornstein-Brekzie*) i duże olistolity wapieni dolnokarbońskich (niem. *Kohlenkalk*) oraz innych litologii (fig. 16). Podczas deformacji D_2 (Kroner i in., 2007), skały domeny nasuwczo-przesuwczej zostały przemieszczone o ok. 150–200 km i uległy silnemu ścinaniu wzdłuż strefy górnej Łaby w wyniku prawoskrętnych przemieszczeń przesuwczych (Linnemann, 1994; Linnemann i in., 2018, 2025b; zob. też Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997) i kontynuują się poprzez pasma łupkowe *Nossen-Wilsdruff Schiefergebirge* i *Elbtalschiefergebirge* („góry łupkowe doliny Łaby") w obręb Sudetów środkowych (fig. 13). Prawoskrętne ruchy przesuwcze wzdłuż strefy górnej Łaby miały miejsce w przedziale czasu od ok. 334 do 327 mln lat temu, co wynika z wieku intruzji granitoidów masywu Miśni i granitu Markersbach (fig. 13; Hofmann i in., 2009).

Egzotyczne metamorficzne jądro saksońskiego masywu granulitowego (niem. *Sächsisches Granulitgebirge*) intrudowało w obręb „domeny nasuwczo-przesuwczej" (fig. 13; np. Franke, 1993; Kroner, 1995; Rötzler, Romer, 2010; Sagawe i in., 2016, 2025). Jądro to jest osadzone w skałach łupkowych okrywy o niskim stopniu metamorfizmu (niem. *Schiefermantel*), reprezentujących wulkaniczno-osadową sukcesję facji turyńskiej i charakteryzujących się wysokim udziałem efektów deformacji przez ścinanie i mylonityzację. Pełniły one rolę strefy odspojenia w masywie granulitowym (Sagawe i in., 2016, 2025). Szczyt metamorfizmu granulitów szacuje się na ok. 341 mln lat temu, przy ciśnieniu 22–23 kbar i temperaturze powyżej 1000°C (Romer, Rötzler, 2001; Rötzler, Romer, 2001). Wiek cyrkonu sugeruje, że granulity pochodzą z Laurosji (Sagawe i in., 2016).

Domena autochtoniczna, określana również jako dolny allochton (Kroner i in., 2007), obejmuje stosy płaszczowin krystalicznych (fig. 13) w Górach Kruszcowych (inaczej: Rudawach, niem. *Erzgebirge*) i Świerkowych (niem. *Fichtelgebirge*). Domena ta jest rozcięta przez przemieszczenia przesuwcze wzdłuż strefy górnej Łaby i kontynuuje się dalej na wschód w Sudetach – w masywach Śnieżnika i Orlicy (fig. 13; Linnemann i in., 2025b). Stos płaszczowinowy Gór Kruszcowych i Świerkowych obejmuje kilka jednostek tektoniczno-metamorficznych. Góry Kruszcowe zawierają co najmniej sześć jednostek tego rodzaju, które zostały ukształtowane w odmiennych warunkach metamorficznych (Mingram, Rötzler, 1999; Rötzler, Plessen, 2010). Analiza geochemiczna skał metaosadowych z Gór Kruszcowych wskazuje na źródło pochodzenia materiału związane z Gondwaną, tj. osady szelfu Gondwany oraz podłoże kadomskie w domenie autochtonicznej (Mingram, 1998). Kompleksy skalne Gór Kruszcowych zostały subdukowane w kierunku SW (tj. ze zwrotem „strop ku NE") i ekshumowane w kontynentalnym kanale subdukcyjnym w kierunku NW (ze zwrotem „strop-ku-SE") podczas deformacji D_1 oraz umiejscowione w obrębie skał współczesnej domeny nasuwczo-przesuwczej na poziomie środkowej skorupy. Ścinanie o zwrocie „strop-ku-NW" podczas etapów deformacji D_2 i D_3 ukształtowało finalną architekturę skorupy w tym obszarze (fig. 13; Kroner i in., 2007). Dolna jednostka gnejsowa (o charakterystyce metamorfizmu MP-MT) składa się z protolitów pochodzących z podłoża kadomskiego (szarogłazy, granodioryty) oraz z granitoidów późnokambryjsko-wczesnoordowickich (Tichomirowa, 2003). Bardziej złożona górna jednostka gnejsowa (o warunkach metamorfizmu HP-HT) zawiera jednostki gnejsowo-eklogitowe I i II oraz jednostkę łupkowo-eklogitową.

Cechą charakterystyczną jednostki gnejsowo-eklogitowej II jest występowanie skał ukształtowanych w warunkach UHP-HT, w tym skał kwarcowo-skaleniowych (felzytów) z metamorficznymi mikrodiamentami uwięzionymi w cyrkonie i granacie (Massonne, 1999). Skały te zostały nazwane saidenbachitem od miejsca ich odkrycia w obrębie sztucznego zbiornika wodnego Saidenbach, i ich charakterystyka termobarometryczna świadczy o głębokości pogrzebania protolitu rzędu ponad 140 km (Massonne, 1999, 2023). Szczyt metamorfizmu UHP-HT datowano na ok. 340 mln lat (podsumowanie *w*: Rötzler, Plessen, 2010 oraz literatura tam cytowana). Jednostki gnejsowe dolne i górne są przykryte jednostką granatowo-fyllitową (MP-LT), jednostką fyllitową LP-LT i jednostką fyllitową VLP-VLT; Rötzler, Plessen, 2010). Ekshumacja do poziomu erozji nastąpiła w Górach Kruszcowych ok. 330 mln lat temu, a w masywie granulitowym – ok. 315 mln lat temu (Linnemann i in., 2025b oraz źródła tam cytowane).

LITERATURA

Abubaker A., Hofmann M., Gärtner A., Linnemann U., Elicki O., 2017. First U–Pb geochronology on detrital zircons from Early-Middle Cambrian strata of the Torgau-Doberlug Syncline (eastern Germany) and palaeogeographic implications. International Journal of Earth Sciences, 106: 2445–2459.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Beier H., 2001. Die strukturelle Entwicklung der Rügen-Kaledoniden und ihres nördlichen Vorlandes (Nordost-Deutschland und südliche Ostsee) – Untersuchungen an einem verdeckten altpaläozoischen Orogen. Rozprawa doktorska, Universität Greifswald.

Beier H., Katzung G., 1999. Lithologie und Strukturgeologie des Altpaläozoikums in der Offshore-Bohrung G14-1/86, südliche Ostsee. Greifswalder geowissenschaftliche Beiträge, 6: 327–345.

Beier H., Katzung G., 2001. The deformation history of the Rügen Caledonides (NE-Germany) – implications of the structural inventory of the Rügen 5 borehole. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 269–300.

Beier H., Maletz J., Böhnke A., 2000. Development of an Early Paleozoic foreland basin at the SW margin of Baltica. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 218: 129–152.

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. *W*: Paleozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society, London, Special Publications, 201: 19–36.

Breitkreuz C., Tichomirowa M., 2025. Permian-Carboniferous magmatism. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 577–607. Springer, Cham.

Brinkmann R., 1948. Die mitteldeutsche Schwelle. Geologische Rundschau, 36: 56–66.

Buschmann B., 1995. Geotectonic facies analysis of the Rothstein Formation (Neoproterozoic, Saxothuringian Zone, East Germany). Niepublikowana rozprawa doktorska, TU Bergakademie Freiberg: 1–122.

Dörr W., Stein E., 2019. Precambrian basement in the Rheic suture zone of the Central European Variscides (Odenwald). International Journal of Earth Sciences, 108: 1937–1957.

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.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy ČSAV. Řada matematických a přírodních věd, 90: 3–85.

Ehling B.-C., Müller C.O., Zeug M., 2025. The Mid-German Crystalline Rise: Boundary and Composition Based on Geophysical and Borehole Data. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 347–385. Springer, Cham.

Franke D., 2020. Regionale Geologie von Ostdeutschland – Ein Kompendium. Strona internetowa: www.regionalgeologie-ost.de (dostęp: 11 lutego 2025 r.).

Franke W., 1984. Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotektonische Forschungen, 68: 1–253.

Franke W., 1993. The Saxonian granulites: a metamorphic core complex? Geologische Rundschau, 82: 505–515.

Franke W., 2000. The mid-European segments of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 35–61.

Friedl G., Finger F., Paquette J.-L., von Quadt A., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2004. Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. International Journal of Earth Sciences, 93: 802–823.

Gärtner A., Sagawe A., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Linnemann U., 2025. Atlas of Pre-mesozoic Zircon Provinces in the Central and Western European Variscides and Surrounding Cratons. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 659–739. Springer, Cham.

Literatura

Giese U., Katzung G., Walter R., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. International Journal of Earth Sciences, 83: 293–308.

Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E., Jenner G.A., Tubrett M.N., Cox R., Jackson S.E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. Tectonophysics, 365: 221–232.

Hanžl P., Janoušek V., Buriánek D., Hrdličková K., Finger F., Kalvoda J., 2025. The Brunovistulicum – the Neoproterozoic Basement of the Eastern Bohemian Massif. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 223–240. Springer, Cham.

Herbosch A., Liégeois J.-P., Gärtner A., Hofmann M., Linnemann U., 2020. The Stavelot-Venn Massif (Ardenne, Belgium), a rift shoulder basin ripped off the West African craton: Cartography, stratigraphy, sedimentology, new U-Pb on zircon ages, geochemistry and Nd isotopes evidence. Earth--Science Reviews, 203: 103142.

Hofmann M., Linnemann U., Gerdes A., Ullrich B., Schauer M., 2009. Timing of dextral strike-slip processes and basement exhumation in the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone): the final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif constrained by LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon data. Geological Society, London, Special Publications, 327: 197–214.

Hoth K., Rusbült J., Zagora K., Beier H., Hartmann O., 1993. Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke – Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962–1990. Schriftenreihe für Geowissenschaften, 2: 7–145.

Jeffries T.E., Fernández-Suárez J., Corfu F., Gutiérrez-Alonso G., 2003. Advances in U-Pb geochronology using a frequency quintupled Nd: YAG based laser ablation system (λ = 213 nm) and quadrupole based ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 18: 847–855.

Kalvoda J., Kumpan T., Bábek O., Buriánek D., Melichar R., 2025. Palaeozoic Cover of the Brunovistulian Unit. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 241–260. Springer, Cham.

Katzung G., 2004. Regionalgeologische Stellung und Entwicklung. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 8–37. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Feldrappe H., Obst K., 2004a. Vorpaläozoikum. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 40–51. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Maletz J., Feldrappe H., 2004b. Altpaläozoikum. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 51–69. Schweizerbart, Stuttgart.

Kemnitz H., Romer R.L., Oncken O., 2002. Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). International Journal of Earth Sciences, 91: 246–259.

Kirsch H., Kober B., Lippolt H.J., 1988. Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by 40Ar/39Ar and single-zircon 207Pb/206Pb measurements. International Journal of Earth Sciences, 77: 693–711.

Klemd R., 2010. Early Variscan allochthonous domains: the Münchberg Complex, Frankenberg, Wildenfels, and Góry Sowie. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 221–232. Schweizerbart, Stuttgart.

Königshof P., Jansen U., Linnemann U., Mende K., 2025. The Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 107–155. Springer, Cham.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 1: 1–39.

Kroner U., 1995. Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmischen Masse – Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges. Freiberger Forschungshefte C, 457: 1–114.

Kroner U., Romer R.L., 2013. Two plates – many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research, 24: 298–329.

Kroner U., Hahn T., Romer R.L., Linnemann U., 2007. The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. Geological Society of America Special Papers, 423: 153–172.

Kroner U., Romer R.L., Linnemann U., 2010. The Saxo-Thuringian Zone of the Variscan Orogen as part of Pangea. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo--Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 3–16. Schweizerbart, Stuttgart.

Kröner A., Wendt I., Liew T.C., Compston W., Todt W., Fiala J., Vankova V., Vanek J., 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 88: 257–266.

Li Z.X., Mitchell R.N., Spencer C.J., Ernst R., Pisarevsky S., Kirscher U., Murphy J.B., 2019. Decoding Earth's rhythms: modulation of supercontinent cycles by longer superocean episodes. Precambrian Research, 323: 1–5.

Lindert W., Hoffmann N., 2004. Karbon. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 79–95. Schweizerbart, Stuttgart.

Lindner M., Dörr W., Reither D., Finger F., 2020. The Dobra Gneiss and the Drosendorf Unit in the south-eastern Bohemian Massif, Austria: West--Amazonian crust in the heart of Europe. Geological Society, London, Special Publications, 503: 185–207.

Lindner M., Dörr W., Hauzenberger C.A., Reither D., Finger F., 2021. In search of the oldest rock of Austria: The Hauergraben Gneiss, a 1.40 Ga old mafic quartz-monzonitic inlayer in the Dobra Gneiss (Drosendorf Unit, Bohemian Massif) as a new candidate. Austrian Journal of Earth Sciences, 114: 29–45.

Linnemann U., 1994. Geologischer Bau und Strukturentwicklung der südlichen Elbezone. Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 40: 7–36.

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K., 2000. From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). Geological Society, London, Special Publications, 179: 131–153.

Linnemann U., McNaughton N.J., Romer R.L., Gehmlich M., Drost K., Tonk C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93: 683–705.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany. *W*: The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision (red. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf). Geological Society of America Special Paper, 423: 61–96.

Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa--Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461: 21–43.

Linnemann U., Romer R.L., Gerdes A., Jeffries T.E., Drost K., Ulrich J., 2010a. The Cadomian Orogeny in the Saxo-Thuringian Zone. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 37–58. Schweizerbart, Stuttgart.

Linnemann U., Hofmann M., Romer R.L., Gerdes A., 2010b. Transitional stages between the Cadomian and Variscan orogenies: Basin development and tectonomagmatic evolution of the southern margin of the Rheic Ocean in the Saxothuringian Zone (North Gondwana Shelf). *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 59–98. Schweizerbart, Stuttgart.

Linnemann U., Herbosch A., Liégeois J.-P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 112: 126–154.

Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M., Marko L., 2014. The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). Precambrian Research, 244: 236–278.

Linnemann U., Pidal A.P., Hofmann M., Drost K., Quesada C., Gerdes A., Marko L., Gärtner A., Zieger J., Ulrich J., Krause R., Vickers-Rich P., Horak J., 2018. A ~565 Ma old glaciation in the Ediacaran of peri-Gondwanan West Africa. International Journal of Earth Sciences, 107: 885–911.

Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Gärtner J., Zieger J., Krause R., Haenel R., Mende K., Ovtcharova M., Schaltegger U., Vickers-Rich P., 2022. An Upper Ediacaran Glacial Period in Cadomia: the Granville tillite (Armorican Massif) – sedimentology, geochronology and provenance. Geological Magazine, 159: 999–1013.

Linnemann U., Zweig M., Zieger-Hofmann M., Vietor T., Zieger J., Haschke J., Gärtner A., Mende K., Krause R., Knolle F., 2024. The Harz Mountains (Germany) – Cadomia meets Avalonia and Baltica: U-Pb ages of detrital and magmatic zircon as a key for the decoding of Pangaea's central suture. Geological Society, London, Special Publications, 542: 403–431.

Linnemann U., 2025. Inside Pangea: A Brief Introduction to the Variscan Orogen in Central Europe. The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 1–11. Springer, Cham.

Linnemann U., Zweig M., Zieger-Hofmann M., Vietor T., Zieger J., Gärtner A., Haschke J., Krause R., Mende K., Knolle F., 2025a. The Harz Mountains and the Flechtingen Hills (Germany) – Geotectonic Processes on the Southwestern Margin of Avalonia. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 157–171. Springer, Cham.

Linnemann U., Bartzsch K., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Gärtner A., Rojo--Perez E., Mende K., 2025b. The Saxothuringian Zone – From Cadomian Subduction to Variscan Collision. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 279–345. Springer, Cham.

Maletz J., 2001. Ordovician graptolite biostratigraphy of the Rügen wells. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 55–72.

Massonne H.-J., 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic

Literatura

evolution. Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1999, South Africa: 533–539.

Massonne H.-J., 2023. A new type of saidenbachite with pseudomorphs after coesite phenocrysts from the north-western Bohemian Massif, Germany. Terra Nova, 35: 379–387.

Mazur S., Szczepański J., Turniak K., McNaughton N.J., 2012. Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: evidence from detrital zircon data. Terra Nova, 24: 199–206.

Mazur S., Turniak K., Szczepański J., McNaughton N.J., 2015. Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: Zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. Gondwana Research, 27: 825–839.

Mazur S., Schulmann K., 2024. At the border of peri-Gondwana and Baltica – the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, 1: jgs2024-075.

Mingram B., 1998. The Erzgebirge, Germany – subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. Geological Magazine, 135: 785–801.

Mingram B., Rötzler K., 1999. Geochemische, petrologische und geochemische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin – Rekonstruktion eines Krustenstapels. Schriftenreihe für Geowissenschaften, 9: 1–80.

Murphy J.B., Nance R.D., 1989. Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. Geology, 17: 735–738.

Nance R.D., Murphy J.B., Strachan R.A., Keppie J.D., Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Quesada C., Linnemann U., D'Lemos R., Pisarevsky S.A., 2008. Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. Geological Society, London, Special Publications, 297: 345–383.

Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R., Woodcock N., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 194–222.

Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M., 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. Gondwana Research, 25: 4–29.

Obst K., Hammer J., Katzung G., Korich D., 2004. The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea – insights from the G14-1 offshore borehole. International Journal of Earth Sciences, 93: 1–12.

Obst K., 2025. Terra Incognita – The Hidden Basement of Northern Central Europe Revealed by Deep Boreholes. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 15–42. Springer, Cham.

Potrel A., Peucat J.J., Fanning C.M., Auvray B., Burg J.-P., Caruba C., 1996. 3,5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. Journal of the Geological Society, London, 153: 507–510.

Romer R.L., Rötzler J., 2001. P-T-t evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. Journal of Petrology, 42: 2015–2032.

Rötzler K., Plessen B., 2010. The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low-pressure nappes of Early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 253–270. Schweizerbart, Stuttgart.

Rötzler J., Romer R.L., 2001. P-T-t evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part I: Petrology. Journal of Petrology, 42: 1995–2013.

Rötzler J., Romer R.L., 2010. The Saxon Granulite Massif: a key area for the geodynamic evolution of Variscan central Europe. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 233–252. Schweizerbart.

Sagawe A., Gärtner A., Linnemann U., Hofmann M., Gerdes A., 2016. Exotic crustal components at the northern margin of the Bohemian Massif – implications from U-Th-Pb and Hf isotopes of zircon from the Saxonian Granulite Massif. Tectonophysics, 681: 234–249.

Sagawe A., Gärtner A., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Gerdes A., Linnemann U., 2025. The Saxonian Granulite Massif and Its Pre- and Post-metamorphic Evolution in the Light of New Geochronological Data of Non-granulite Rocks. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 387–415. Springer, Cham.

Smit J., Van Wees J.D., Cloetingh S., 2016. The Thor suture zone: from subduction to intraplate basin setting. Geology, 44: 707–710.

Stephan T., Kroner U., Romer R.L., 2018. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust. Geological Magazine, 156: 281–307.

Stille H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bild des gesamteuropäischen. Geologische Jahrbuch, Beiheft 2: 1–138.

Svojtka S., Breiter K., Durisova J., Ackerman L., Veselovski F., Smerda J., 2017. Geochemistry and U-Pb zircon ages of the Derflice granodiorite from the Thaya (Dyje) Massif. Geoscience Research Reports, 50: 17–24.

Szczepański J., Kaszuba G., Anczkiewicz R., Ilnicki S., 2023. Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 160: 1498–1534.

Tichomirowa M., 2003. Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. Freiberger Forschungshefte C, 495: 1–222.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2017. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, Cambridge: 1–317.

Trubač J., Vojtěch J., Vrána S., Wiegand B., 2012. Nature, tectonic setting and likely origin of the Paleoproterozoic (~2,1 Ga) Světlík orthogneisses (southern Bohemia). Mineralia Slovaca, 1: 110.

van Staal C.R., Barr S.M., Murphy J.B., 2012. Provenance and tectonic evolution of Ganderia: constraints on the evolution of the Iapetus and Rheic oceans. Geology, 40: 987–990.

Vernhet E., Youbi N., Chellai E.H., Villeneuve M., El Archi A., 2012. The Bou-Azzer glaciation: evidence for an Ediacaran glaciation on the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Research, 196–197: 106–112.

Wendt J.I., Kröner A., Fiala F., Todt W., 1993. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2,1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. Geologische Rundschau, 82: 42–50.

Zagora K., Zagora I., 2004. Devon. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 70–79. Schweizerbart, Stuttgart.

Žák J., Sláma J., 2018. How far did the Cadomian 'terranes' travel from Gondwana during early Palaeozoic? A critical reappraisal based on detrital zircon geochronology. Int. Geol. Rev., 60: 319–338.

Žák J., Kraft P., Hajná J., Vacek F., Svojtka M., Kachlík V., Ackerman L., Verner K., Zulauf G., Dörr W., Tomek F., Janoušek V., Trubač J., Lehnert O., Syahputra R., Pašava J., 2025. The Teplá–Barrandian Unit: A Fascinating Archive Recording >600 My of Evolution of European Crust. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 477–525. Springer, Cham.

Zeh A., Gerdes A., 2010. Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 254–263.

Zeh A., Will T.M., 2010. The Mid-German Crystalline Zone. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 195–220. Schweizerbart, Stuttgart.

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.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2017. A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

5.1.6. Waryscyjskie internidy na terenie Czech i Moraw: zarys przedpermskiej geologii Masywu Czeskiego

Rostislav Melichar

5.1.6.1. Problemy z definicją Masywu Czeskiego

Masyw Czeski (lub masyw czeski, jeśli rozumieć to pojęcie w sensie ściśle geologicznym) stanowi wyraźnie zaznaczającą się w ukształtowaniu terenu regionalnych rozmiarów elewację odsłoniętego na powierzchni przedmezozoicznego, waryscyjskiego i starszego podłoża (Cháb i in., 2008, 2010). Pod względem tektonicznym reprezentuje ona fragment tzw. wybrzuszenia (inaczej: wypiętrzenia) peryferycznego (ang. *peripheral bulge*), uniesionego wskutek najpierw późnokredowo-paleogeńskiej regionalnej kompresji (Kley, Voigt, 2008), a następnie sprężystej reakcji przedpola na obciążenie leżącego na południu zaplecza stosami płaszczowin orogenu alpejsko-karpackiego podczas ostatnich etapów jego tworzenia się (zob. też rozdział 6.10). Inne fragmenty wybrzuszenia peryferycznego alpidów w Europie zachodniej i środkowej to m.in. młode masywy górskie i obszary wyżynne, takie jak Masyw Centralny, Wogezy i Schwarzwald we Francji i Niemczech oraz Wyżyna Śląska, Góry Świętokrzyskie czy Roztocze w Polsce. Te wypiętrzone obszary często były jednocześnie miejscem koncentracji późnopaleogeńsko-neogeńskiego wulkanizmu śródpłytowego, związanego z występowaniem tzw. gorących punktów i – prawdopodobnie – pióropuszy płaszcza (ang. *hot spots* oraz *mantle* plumes).

Masyw Czeski odsłania głównie wschodnie domeny strukturalne środkowoeuropejskiej części orogenu waryscyjskiego (Suess, 1888), jakkolwiek współcześnie udało się je z sukcesem skorelować z analogami w Europie Zachodniej (Martínez Catalán i in., 2020), jako że ku zachodowi domeny te kontynuują się w postaci stref tektoniczno-facjalnych o kierunku SW–NE do W–E, wydzielonych już dawno na obszarze Masywu Czeskiego przez F.E. Suessa (1926) i Kossmata (1927; por. też: Stille, 1951; Franke, 1989). Są to zdominowane przez stare kompleksy kadomskie strefy tektoniczno-facjalne: moldanubska, saksoturyńska, a stosunkowo niedawno również zdefiniowana przez Malkovskiego (1979) strefa czeska (cz./łac. *Bohemicum*), a także reprezentowane głównie przez skalne kompleksy waryscyjskie strefy renohercyńska i subwaryscyjska. We wschodniej części masywu czeskiego strefy waryscyjskie zmieniają swój kierunek (Grygar, Vavro, 1995) w obszarze bardzo intensywnej deformacji waryscyjskiej, reprezentowanym przez strefę morawsko-śląską, o rozciągłości w przybliżeniu N–S (Suess, 1926; Mísař, 1965b).

Dlatego też, Masyw Czeski (w tej sytuacji niewątpliwie pisany wielką literą) nie stanowi waryscyjskiej jednostki regionalnej, ale jednostkę geomorfologiczną/topograficzną, wyodrębioną przez tektoniczne procesy orogenezy alpejskiej, które doprowadziły do wytworzenia „okna erozyjnego" (ang. *inlier*), odsłaniającego starsze, paleozoiczne i neoproterozoiczne podłoże spod postwaryscyjskiej pokrywy osadowej (Cháb i in., 2008, 2010). Pomimo takiej definicji Masywu Czeskiego/masywu czeskiego (pisownia – jak powyżej zilustrowano w tekście – zależna od przyjętej konotacji „bardziej" geograficznej bądź geologicznej), zachowane przed erozją formacje zalegające na podłożu waryscyjskim (np. w północnoczeskim basenie kredowym lub w basenie podkruszcogórskim/rowie tektonicznym Ohrzy – zob. też rozdział 8) są formalnie również traktowane jako elementy tego masywu (Mísař i in., 1983; Chlupáč, Vrána, 1994). Podobnie przedłużające się pod orogen alpejsko-karpacki subdukowane kompleksy skalne podłoża waryscyjskiego są w literaturze zwyczajowo lokalizowane w obrębie „stoków Masywu Czeskiego" (termin wprowadzony przez pracowników prowadzącej poszukiwania węglowodorów spółki naftowej MND – Adámek i in., 1984).

5.1.6.2. Główne etapy ewolucji tektonicznej

W rozwoju tektonicznym Masywu Czeskiego swój udział miały trzy cykle orogeniczne: kadomski, waryscyjski i alpejski. Niewielki wpływ miała również, zasadniczo rozgrywająca się daleko, orogeneza kaledońska. W kompleksach skalnych utworzonych podczas cyklu kadomskiego zachowały się relikty przedkadomskiej skorupy oceanicznej: kilka „pasm spilitowych" w obrębie jednostki Tepli-Barrandienu (Hajná i in., 2010, scharakteryzowanej w tym tekście nieco dalej) oraz tzw. strefa metabazytowa masywu Brna, datowana na 725–740 mln lat (Finger i in., 2000). Terrany **kadomskiego cyklu orogenicznego** powstały na północnym obrzeżu kontynentu Gondwany (np. Matte, 2001; Stampfli i in., 2002; zob. też rozdział 5.1.5) i zawierają zapis szerokiego zakresu środowisk i procesów tektonicznych, od subdukcji pod łuk wyspowy lub aktywne obrzeże kontynentu z wykształceniem klina akrecyjnego (ang. *accretionary wedge*) zbudowanego z neoproterozoiczno-dolnokambryjskiego fliszu, po grawitacyjny kolaps orogenu pomiędzy najmłodszym neoproterozoikiem a początkiem ordowiku. Czasowe nakładanie się etapów rozwoju wskazuje na zróżnicowanie poszczególnych faz rozwoju orogenu kadomskiego w różnych jego częściach.

Na początku ordowiku kolaps grawitacyjny kadomskiego pasma orogenicznego stopniowo przeszedł w ryfting północnego obrzeżenia Gondwany, odbywający się wzdłuż kierunku ukośnego lub niemal podłużnego względem rozciągłości pasma (np. Matte, 2001; Murphy i in., 2004). Kadomskie pasmo orogeniczne stopniowo rozpadło się w ten sposób na kilka mikrokontynentów, które po kolei oddzieliły się od Gondwany, a następnie dołączyły do północnej Laurencji i Baltiki. Proces ten najpierw objął terrany Slavkova[1] i Thai[2], składające się na mikrokontynent Brunnia[3], element większej jednostki – brunowistuliku (zob. też rozdział 5.1.1). Objął również Awalonię (zob. też rozdział o paleozoicznym podłożu wschodnich Niemiec w tym tomie), której kolizja z Laurencją i Baltiką (do której doszło daleko poza Masywem Czeskim) doprowadziła do utworzenia pasma orogenicznego kaledonidów spajającego oba kratony w paleokontynent Laurazja. Na południowym obrzeżeniu tego paleokontynentu w środkowym dewonie doszło do ryftingu, który doprowadził do utworzenia aulakogenu dnieprowsko-donieckiego na dzisiejszej Ukrainie oraz otwarcia renohercyńskiego basenu oceanicznego w obrębie ewoluującego na wczesnym etapie pasma waryscydów (Kalvoda, 1998; Kalvoda i in., 2008; Eckelmann i in., 2014). W ślady oderwanych od Gondwany terranów brunowistuliańskich oraz Awalonii wkrótce jeszcze w ordowiku, poszły terrany bohemikum, saksoturyński oraz moldanubski *s.s.*

Waryscyjskie procesy orogeniczne przejawiały się od środkowego dewonu po początek karbonu poprzez kolizję i nasuwcze spiętrzenie terranów bohemikum, saksoturyńskiego i moldanubskiego (s.s.), które w ten sposób utworzyły mikrokontynent zwany tradycyjnie w literaturze czeskiej (Stille, 1951) lugodanubskim[4], łączącym w sobie terrany saksoturyngiku, bohemiku oraz moldanubiku (por. Eckelmann i in., 2014). Ten wczesny etap orogenezy waryscyjskiej charakteryzował się generalnie południową wergencją przemieszczeń w obecnym układzie odniesienia (Melichar, 2004; Jeřábek i in., 2016). W pozostałej części wczesnego karbonu skorupa oceaniczna oceanu Rei (Eckelmann i in., 2014) uległa finalnej subdukcji pod mikrokontynent lugodanubski, doprowadzając do zamknięcia tego oceanu oraz kolizji lugodanubiku z położonym na północy kontynentem Laurazji i utworzenia się środkowoeuropejskiego odcinka orogenu waryscyjskiego, wykazującego wergencję o przeważającej składowej północnej. Strefa brzeżna na wschodzie Masywu Czeskiego, znana jako morawska strefa ścinania, miała generalnie charakter przesuwczy z niewielką składową nasuwczą. Okres od późnego karbonu do dolnego triasu w obrębie Masywu Czeskiego reprezentowany jest przez późnoorogeniczne i postorogeniczne kompleksy osadowe i magmowe (np. Holub i in., 1975; Žák i in., 2014), których rozwój odbywał się w warunkach grawitacyjnego kolapsu orogenu waryscyjskiego (Henk, 1999; Bárta i in., 2021), po którym nastąpiła długotrwała erozja i peneplenizacja orogenu.

5.1.6.3. Ogólny podział tektoniczny Masywu Czeskiego

Najstarsze nowoczesne koncepcje budowy geologicznej całego Masywu Czeskiego związane są z teorią geosynklin oraz przekonaniem, że wyższy stopień metamorfizmu wiąże się ze starszym wiekiem skał krystalicznych. Wyróżniono wtedy sztywny trzon masywu, który miał obejmować silnie zmetamorfizowane, a wskutek tego uznane za bardzo stare skały w południowej części Masywu Czeskiego, oraz okalające go obszary zdominowane przez efekty intensywnych fałdowań orogenezy waryscyjskiej na północno-zachodnich, północnych i wschodnich obrzeżach masywu (np. Kodym, 1948, 1949). Z punktu widzenia dzisiejszej wiedzy geologicznej, pogląd ten jest błędny, zaś rzeczywista struktura masywu jest zasadniczo odwrotna.

[1] Nazwa terranu pochodzi od miejscowości *Slavkov u Brna*, która pod niemiecką nazwą *Austerlitz* weszła do historii wojen napoleońskich.

[2] Nazwa terranu pochodzi od niemieckiej wersji (*Thaya*) nazwy rzeki Dyje na Morawach.

[3] Nazwa mikrokontynentu pochodzi od łacińskiej nazwy *Bruna* dzisiejszego miasta Brno na Morawach.

[4] Nazwa od mitycznego plemienia Lugiów oraz łacińskiej nazwy rzeki Dunaj.

Bardziej szczegółowy podział tektoniczny Masywu Czeskiego (Kodym, 1948, 1949; Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983; Chlupáč, Vrána, 1994) został przeprowadzony głównie w oparciu o dominujące kierunki struktur fałdowych oraz w nawiązaniu do klasycznej regionalizacji środkowoeuropejskiej części pasma waryscyjskiego w ujęciu Suessa (1912) i Kossmata (1927). Na obrzeżach Masywu Czeskiego (fig. 1) wydzielono na tych podstawach m.in. domeny: saksoturyńską (w Rudawach, o kierunku NE–SW), zachodniosudecką (łużycką) o kierunku NW–SE), morawsko-śląską (wschodniosudecką) o kierunku N–S do NNE–SSW, natomiast w obrębie „trzonu" wyróżniono domeny moldanubską i środkowoczeską („barrandien"). Podział ten pokazuje już wpływ później rozpoznanej morawskiej strefy ścinania o kierunku N–S na wschodnim skraju Masywu Czeskiego (w delimitacji obszaru morawsko-śląskiego).

W powyższych podziałach wyróżniono niektóre regionalne jednostki tektoniczne w oparciu o stopień metamorfizmu występujących w nich skał. O ile to kryterium, w odniesieniu do wydzielenia jako osobnej jednostki barrandienu jako nieobjętego metamorfizmem (Kettner, 1916), nie stwarza problemów, o tyle definicja moldanubiku jako jednostki silnie zmetamorfizowanej („katazonalnej"), w odróżnieniu od otaczających ją jednostek peryferyjnych o niższym stopniu metamorfizmu, charakteryzujących się występowaniem skał o istotnym udziale muskowitu (tj. zastosowanie izograd muskowitowej jako granicy jednostek; Suess, 1901, 1903), okazało się później problematyczne (Němec, 1968). Dalsze badania wykazały powszechną obecność „muskowitowych pasm metamorficznych" również w obrębie jednostki moldanubskiej, podczas gdy obecność metamorfizmu „katazonalnego" została również lokalnie stwierdzona w jednostkach peryferyjnych. Problem ten jest zatem związany przede wszystkim z kwestią granicy jednostki moldanubskiej z jednostkami otaczającymi, a także z kwestią włączenia jednostki Gföhl do wyższego terranu (por. Finger i in., 2007; Maierová i in., 2021).

Współcześnie najlepszym podejściem do interpretacji tektonicznej Masywu Czeskiego wydaje się wykorzystanie koncepcji terranów (Howell, 1989), która została po raz pierwszy zastosowana do tego obszaru przez Matte'a i in. (1990), a następnie doczekała się wielu modyfikacji (fig. 1). Zgodnie z tym podejściem ważne waryscyjskie granice tektoniczne, tj. szwy tektoniczne (ślady po strefach subdukcji, z zachowanymi lub nie pozostałościami skorupy oceanicznej), duże strefy nasuwcze i/lub przesuwcze oddzielają od siebie główne jednostki geologiczne. W mniej zmetamorfizowanych i zdeformowanych jednostkach granice takie są zwykle wyraźnie widoczne, chociaż mogą być modyfikowane przez efekty powaryscyjskiej tektoniki kruchej (jak np. w przypadku kompleksu Mariańskich Łaźni, czy różnych fragmentów granic saksoturyngiku i środkowego bohemiku). Rozpoznanie takich granic w silnie zmetamorfizowanych kompleksach skalnych jest jednak znacznie trudniejsze. Wskazówek, jak je zlokalizować, dostarczyła Klápová (1977), która w tzw. pstrej jednostce moldanubiku (cz. *pestrá jednotka moldanubika,* ang. *Variegated Moldanubian unit*), wyróżniła pasma amfibolitowe w oparciu o ich cechy geochemiczne (pozwalają także zidentyfikować środowiska tektoniczne, w których utworzyły się te kompleksy skalne). Wydzieliła ona np. amfibolity toleitowe i alkaliczno-wapniowe. Podczas gdy te pierwsze są prawie zawsze związane z serpentynitami i niekiedy z metaferrolitami (tj. skałami metaosadowymi związanymi z *black smokers* – kominami hydrotermalnymi w strefach grzbietów śródoceanicznych), tym drugim zwykle towarzyszą marmury, skały wapniowo-krzemianowe, skały grafitowe, kwarcyty i inne różnorodne metasedymenty pochodzenia szelfowego (Jenček, Vajner, 1968; Kříbek i in., 1997). Te „pstre" strefy z płytkowodnymi (meta)osadami, nad którymi zalegają (meta)ofiolity i skały dolnoskorupowe (granulity, anateksyty), mogą być następnie wykorzystane do identyfikacji znaczących stref nasuwczych lub szwów tektonicznych, a tym samym do wyznaczenia granic terranów w obrębie Masywu Czeskiego.

Nie lekceważąc powyższych problemów z klasycznym regionalnym podziałem geologicznym/tektonicznym Masywu Czeskiego, zostanie tu jednak przedstawiony przegląd głównych jednostek masywu, przy zachowaniu pewnej konsekwencji. Jednostki strukturalne są tu wydzielone w oparciu o oś czasu, w zależności od tego, z którą z kolejnych orogenez związana jest ich geneza. Jednostki geologiczne Masywu Czeskiego są zatem zaliczone bądź to do przedalpejskiego, waryscyjskiego i starszego podłoża masywu, bądź też do jego powaryscyjskiej, alpejskiej pokrywy platformowej. Przedalpejskie podłoże reprezentuje z kolei fragment środkowoeuropejskiego pasma waryscydów, ukształtowany – w przypadku Masywu Czeskiego – w wyniku dewońsko-karbońskiej akrecji (głównie o charakterze nasuwczym) terranów przedwaryscyjskich, kadomskich pochodzących z północnej Gondwany, zmodyfikowanych przez metamorfizm i deformację waryscyjską. Te przedwaryscyjskie terrany wykazują właściwe dla siebie sekwencje litotektoniczne, odzwierciedlające różnice w budowie geologicznej różnych części orogenu kadomskiego. Dlatego każdy prezentowany terran zostanie przedstawiony w oparciu o jego typową sekwencję litotektoniczną, czyli asocjację skalną, która identyfikuje go wśród innych terranów.

5.1.6.4. Terrany lugodanubskie

Jednostka lugodanubikum, rozciągająca się pomiędzy Łużycami w dzisiejszej południowej części wschodnich Niemiec i w skrajnie południowo-zachodniej części Polski, a rzeką Dunaj na południu, została zdefiniowana przez Stillego (1951), łącząc w sobie obecnie wydzielane terrany czeski, saksoturyński oraz moldanubski (inaczej: bohemikum, saksoturyngikum i moldanubikum). W ujęciu tektoniczno-płytowym lugodanubikum stanowi kopalny mikrokontynent utworzony podczas wczesnego etapu orogenezy waryscyjskiej w środkowym i późnym dewonie, pod którym – podczas wczesnego karbonu – subdukcji uległy pozostałości oceanu Rei. O wczesnym waryscyjskim tektonizmie kompresyjnym świadczy m.in. wiek metamorfizmu wczesnopaleozoicznego oceanicznego kompleksu Mariańskich Łaźni na szwie tektonicznym pomiędzy terranami saksoturyngikum i bohemikum (390 mln lat; Collet i in., 2018), który jest zgodny z wiekiem przejścia od sedymentacji węglanowej do fliszowej w paleozoicznej sukcesji barrandienu, pokrywającej terran bohemikum. Przejście to miało miejsce w środkowym dewonie – w żywecie (Chlupáč i in., 1998). Porównywalny wiek wykazują też granulity (Kusbach i in., 2015; Hauzenberger i in., 2020), których pochodzenie wiąże się z nasunięciem jednostki Gföhl w obrębie lugodanubskiego zespołu terranów. Subdukcja pozostałości oceanu Rei pod mikrokontynent lugodanubski miała z kolei miejsce we wczesnym karbonie (Eckelmann i in., 2014). Intruzyjne kontakty wizeńskich tonalitów dokumentują połączenie terranów lugodanubskich w jedną całość.

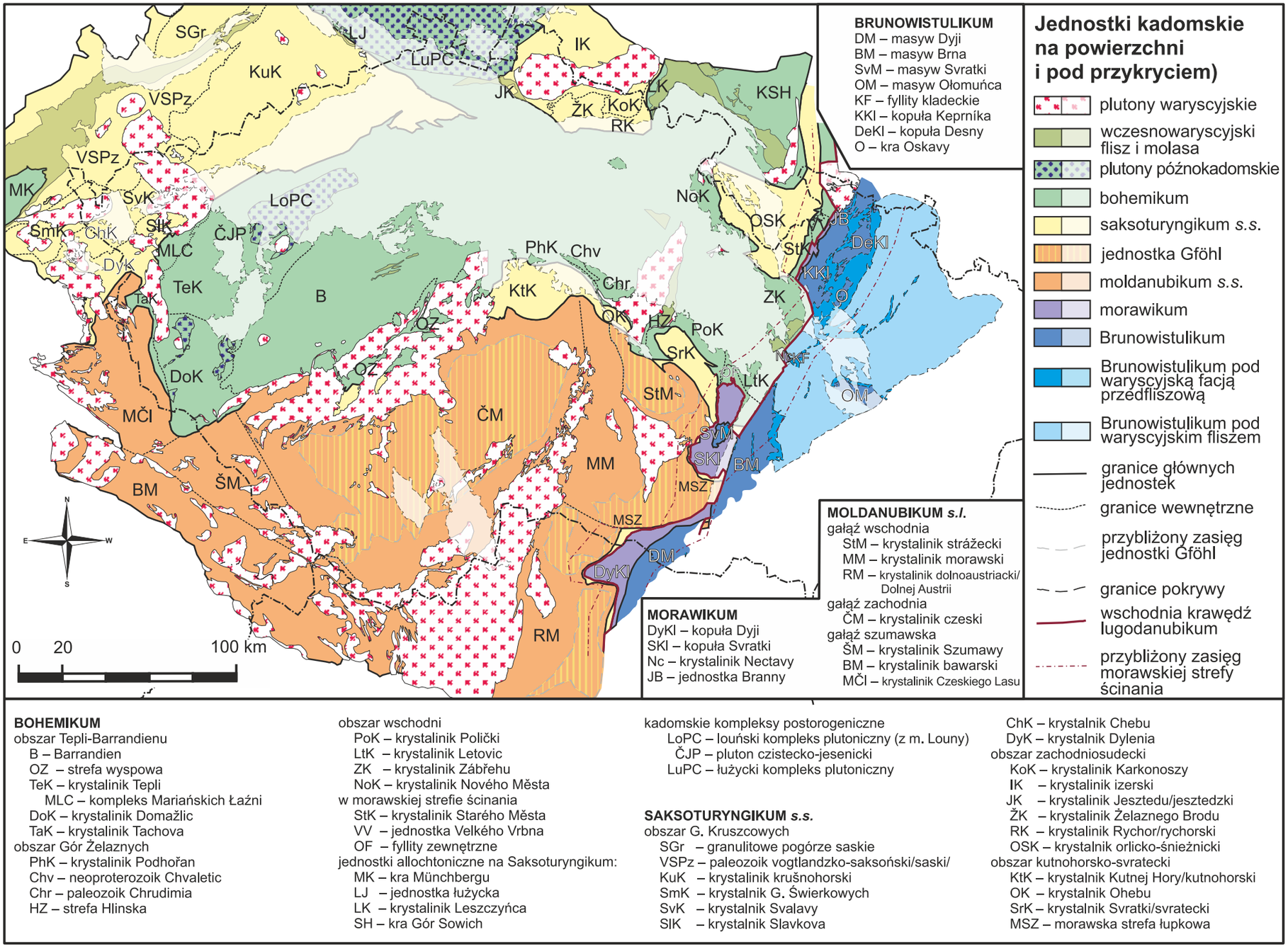
5.1.6.5. Terran czeski (Bohemikum)

Historia i definicja

Bohemikum stanowi dużą jednostkę strukturalną położoną w wewnętrznej części Masywu Czeskiego (fig. 1). Ze względu na obfitość skamieniałości w jej centralnej niezmetamorfizowanej części, odsłaniającej niezmetamorfizowane sukcesje osadowe dolnego paleozoiku i dewonu, znajdowała się ona w centrum zainteresowania geologów od co najmniej początku XIX wieku. Pierwszy szczegółowy podział stratygraficzny skał osadowych tej jednostki został opracowany przez Joachima Barrande'a, który w swej obszernej monografii *Système silurien du centre de la Bohême,* wydawanej sukcesywnie w latach 1852–1881, określał je mianem „środkowoczeskiego syluru". Później Pošepný (1895) zaproponował dla tego obszaru nazwę „Barrandien" (również dalej w tekście pisany dużą literą jako jednostka nie tylko geologiczna, ale – tradycyjnie – geograficzna) w uznaniu zasług wspomnianego wcześniej badacza. Bardziej współczesna charakterystyka geologiczna Barrandienu została podana przez Kettnera (1916). Dalsze prace wykazały pierwotną ciągłość dolnopaleozoicznych skał barrandienu i wschodniej części zmetamorfizowanych kompleksów Gór Żelaznych (Kodym, 1948). Porzucenie teorii geosynklin w odniesieniu do interpretacji geologii Masywu Czeskiego i przyjęcie koncepcji tzw. tektoniki blokowej doprowadziło Maška i Zoubka (1980) do objęcia bloku obejmującego Barrandien wraz z sąsiednimi odpowiednikami metamorficznymi (jednostki metamorficzne Tepli i Domažlic) wspólną nazwą „Teplá-Barrandien"[5]. Obecnie standardowo używana w Czechach nazwa jednostki (terranu) „bohemikum" została utworzona przez Malkovskiego (1979) dla obszaru w Masywie Czeskim obejmującego zestaw jednostek strukturalnych od jednostki metamorficznej Teplá na zachodzie, przez Barrandien w środku, po strefę Hlinska na wschód od Gór Żelaznych.

Pod koniec XX wieku nazwisko Barrande'a zostało wskrzeszone przez Mísaře i in. (1983) w ten sposób, że tradycyjna jednostka Barrandien, określona przez tych autorów jako „obszar środkowoczeski" (ang. *Central Bohemian area*), została rozszerzona o kolejne jednostki leżące od niej na wschód (jednostki wschodnie w rozumieniu Kettnera, 1922; tj. o jednostki metamorficzne Polička, Letovice, Zábřeh i Nové Město), do których później Mísař i Dudek (1993) przypisali jeszcze jednostkę metamorficzną Staré Město. W ten sposób połączyli jednostkę „gnejsów szarogłazowych" Bukowskiego (1905) z proterozoikiem obszaru środkowoczeskiego. Mísař (1963) zidentyfikował tak zwane „gnejsy perłowe" jako istotny element determinujący przynależność do jednostek bohemikum (Tepli-Barrandienu), natomiast wyłączający je z jednostek saksoturyńskich. Zgodnie z przyjmującymi się obecnie poglądami autora (Melichar, 1995a), granicę między saksoturyngikiem

[5] W rozdziale 5.1.4.1 o piętrze waryscyjskim Sudetów w tym tomie oraz w innych polskich publikacjach używana jest standardowo nazwa terran/jednostka Tepli-Barrandienu, natomiast termin bohemikum (lub: terran czeski), przeznaczony dla tej samej jednostki, jest bardziej popularny wśród geologów czeskich.



BOHEMIKUM
obszar Tepli-Barrandienu
- B – Barrandien
- OZ – strefa wyspowa
- TeK – krystalinik Tepli
  - MLC – kompleks Mariańskich Łaźni
- DoK – krystalinik Domažlic
- TaK – krystalinik Tachova

obszar Gór Żelaznych
- PhK – krystalinik Podhořan
- Chv – neoproterozoik Chvaletic
- Chr – paleozoik Chrudimia
- HZ – strefa Hlinska

obszar wschodni
- PoK – krystalinik Polički
- LtK – krystalinik Letovic
- ZK – krystalinik Zábřehu
- NoK – krystalinik Nového Města

w morawskiej strefie ścinania
- StK – krystalinik Starého Města
- VV – jednostka Velkého Vrbna
- OF – fyllity zewnętrzne

jednostki allochtoniczne na Saksoturyngikum:
- MK – kra Münchbergu
- LJ – jednostka łużycka
- LK – krystalinik Leszczyńca
- SH – kra Gór Sowich

kadomskie kompleksy postorogeniczne
- LoPC – louński kompleks plutoniczny (z m. Louny)
- ČJP – pluton czistecko-jesenicki
- LuPC – łużycki kompleks plutoniczny

SAKSOTURYNGIKUM s.s.
obszar G. Kruszcowych
- SGr – granulitowe pogórze saskie
- VSPz – paleozoik vogtlandzko-saksoński/saski/
- KuK – krystalinik krušnohorski
- SmK – krystalnik G. Świerkowych
- SvK – krystalnik Svalavy
- SlK – krystalnik Slavkova
- ChK – krystalnik Chebu
- DyK – krystalnik Dylenia

obszar zachodniosudecki
- KoK – krystalnik Karkonoszy
- IK – krystalinik izerski
- JK – krystalinik Jesztedu/jesztedzki
- ŽK – krystalinik Železnego Brodu
- RK – krystalinik Rychor/rychorski
- OSK – krystalnik orlicko-śnieżnicki

obszar kutnohorsko-svratecki
- KtK – krystalnik Kutnej Hory/kutnohorski
- OK – krystalnik Ohebu
- SrK – krystalnik Svratki/svratecki
- MSZ – morawska strefa łupkowa

FIG. 1. Terrany kadomskie podłoża Masywu Czeskiego. Terrany: czeski (bohemik), saksoturyński i moldanubski tworzą razem domenę Lugodanubikum, ograniczoną na wschodzie nasunięciem moldanubskim i jego przedłużeniem ku NE

i bohemikiem wyznacza pasmo amfibolitów z serpentynitami, tak że w swej wschodniej części odpowiada ona występującemu na zachodzie Czech kompleksowi metaofiolitów Mariańskich Łaźni. Na obrzeżach terranu czeskiego (bohemikum) można zaobserwować jego nasunięcie na jednostki saksoturyńskie (np. Melichar, 1995a; Mazur, Aleksandrowski, 2001).

Sekwencja litotektoniczna

Sekwencja litotektoniczna bohemiku (inaczej: terranu czeskiego/Teplá-Barrandienu) (fig. 2) obejmuje (1) dolny graniczny kompleks ofiolitowy/amfibolitowy, który powinien być raczej wydzielony jako oddzielny terran (Crowley i in., 2002), (2) główną kadomską sukcesję fliszową w obrębie pryzmy akrecyjnej, zbudowaną z utworów sięgających od neoproterozoiku do wczesnego kambru, w tym kambryjską molasę wulkaniczno-osadową (Hajná i in., 2010) oraz (3) górną warstwę skał osadowych w przedziale od ordowiku do wczesnego karbonu (Chlupáč i in., 1998). Skały kompleksów (1) i (2) są objęte procesami metamorfizmu, natomiast te z warstwy (3) są niezmetamorfizowane w obrębie tzw. synkliny praskiej (Barrandienu *sensu stricto*; np. Melichar, 2004), natomiast zmetamorfizowane poza tą jednostką.

Dolna jednostka metaofiolitowa jest najlepiej udokumentowana w kompleksie Mariańskich Łaźni, gdzie składa się z zserpentynizowanych perydotytów i maficznych skał magmowych zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej z reliktami metamorfizmu eklogitowego (Crowley i in., 2002). Wiek tego kompleksu został określony na ordowik, co koreluje się z otwarciem oceanu Rei. We wschodniej części terranu czeskiego skały te są silnie zdeformowane, poddane silnej ekstensji, a ich miąższość jest tektonicznie zredukowana, skutkiem czego tworzą pasma amfibolitów, którym towarzyszą izolowane megabudiny serpentynitowe. Wspomniane amfibolity wykazują charakter toleitowy.

Kadomska pryzma akrecyjna stanowi stos płaszczowin fliszowych wieku neoproterozoicznego (Kettner, 1922) i z nowo udokumentowanego wczesnokambryjskiego (Hajná i in., 2010). Flisz składa się z alternujących turbidytów o składzie szarogłazów, mułowców, iłowców należących do grupy Kralupy-Zbrasław i obejmuje skały od prawie niezmetamorfizowanych (w Barrandienie), poprzez łupki fyllitowe i łyszczykowe, aż po paragnejsy. Poszczególne płaszczowiny są oddzielone tzw. pasmami spilitowymi, reprezentującymi strefy melanżu tektonicznego z reliktami zmienionych bazaltów dna oceanicznego (Hajná i in., 2013). Jako skały towarzyszące bazaltom podrzędnie występują keratofiry. Z pasmami spilitowymi są związane też skały krzemionkowe (lidyty), które ze względu na swoje właściwości mechaniczne często wyraźnie odróżniają się od spilitów, tworząc przyciągające wzrok skaliste ściany i grzbiety.

We wschodniej części jednostki Teplá-Barrandien w obrębie terranu czeskiego rozwinięty jest miąższy kompleks kwaśnych skał wulkanicznych stanowiący relikt produktów łuku wyspowego, a w jego nadkładzie występuje horyzont skał wtórnie nasyconych krzemionką (ogniwo Lečice). Tylko w tej części jednostki zachowały się szarogłazy i łupki fliszowe grupy Štěchovice, reprezentujące przejście do wczesnej sedymentacji molasy (Cháb, 1978; Mašek, Zoubek, 1980).

Późniejsza przebudowa tektoniczna w trakcie **kadomskiego kolapsu grawitacyjnego** doprowadziła do wykształcenia się rowów tektonicznych oraz basenów śródgórskich. Osadzone w nich dolnokambryjskie utwory silikoklastyczne niezgodnie przykrywają neoproterozoiczne i starsze dolnokambryjskie skały fliszowe, osiągając miąższość kilkuset metrów (Chlupáč i in., 1998). Dwie najniższe formacje z polimiktycznymi zlepieńcami (Žitecko – Hluboš Fm.) i arkozami (Sádek Fm.) reprezentują typowe osady powodziowe wysychających jezior. Następnie, wskutek transgresji morskiej, doszło do zmiany sedymentacji z dominującym udziałem materiału kwarcowego, co jest udokumentowane znaleziskami najstarszej makrofauny bezkręgowców (*Kodymirus vagans*; Chlupáč, 1995). Niemal jednocześnie zaczął objawiać się kwaśny wulkanizm (warstwy kremowożółtych tufów). Transgresja morska osiągnęła swoje maksimum w środkowym kambrze (Jince Fm.), kiedy to osadziły się łupki ilaste z bogatą fauną morską, po czym nastąpiła regresja morza. Kadomska ewolucja tektoniczna została zakończona masywnymi wylewami andezytów, dacytów i law ryolitowych w środowisku kontynentalnym (Chlupáč i in., 1998).

Cykl kadomski Masywu Czeskiego obejmuje również **kadomskie kompleksy plutoniczne.** Obecnie tworzą je ciała skał magmowych o geometrii deski, które w wyniku waryscyjskich procesów tektonicznych (Dörr i in., 1998) ustawione są subrównolegle do foliacji zdeformowanych i zmetamorfizowanych skał dolnej części kadomskiej pryzmy akrecyjnej; (1) w najniższej części znajdują się

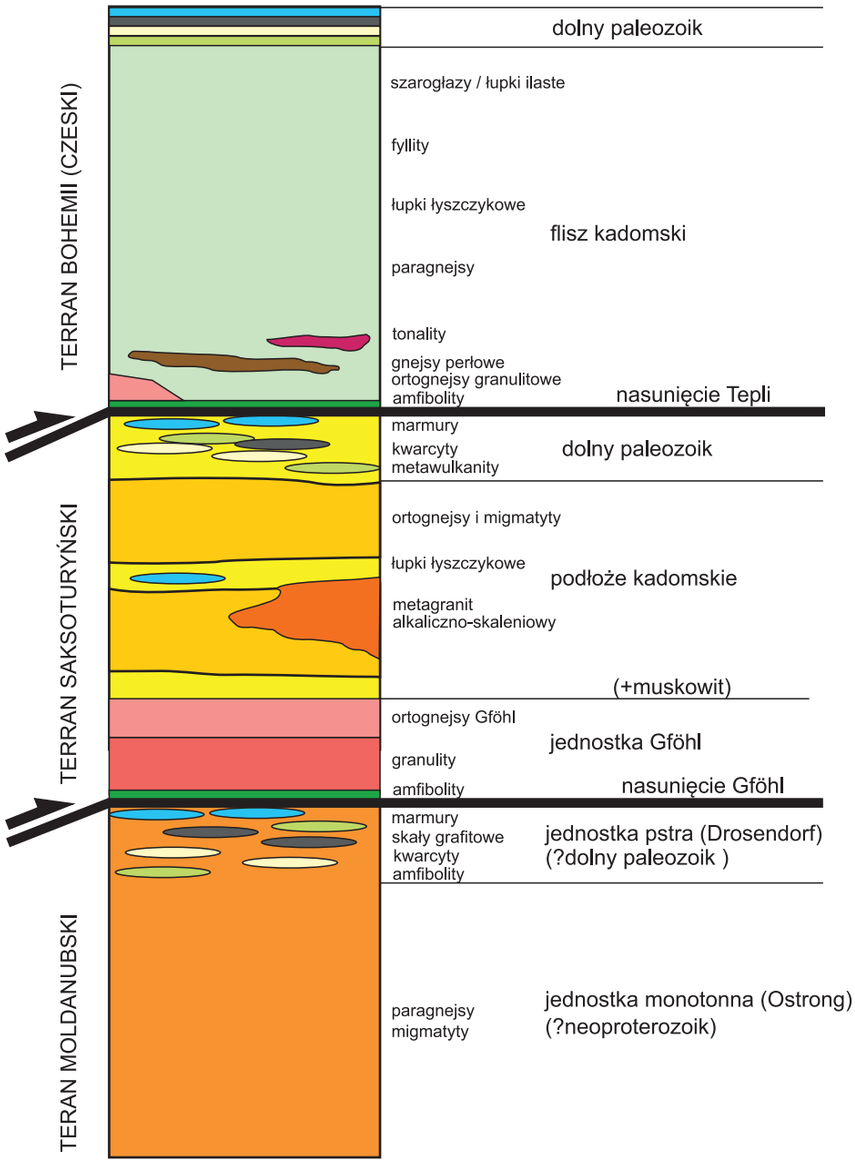


FIG. 2. Sekwencja litotektoniczna terranów lugodanubskich. Jednostka Gföhl jest tradycyjnie włączana do Moldanubikum *s.l.*, jednak pod względem tektonicznym stanowi część terranu saksoturyńskiego

drobno porfirowe, drobnoziarniste granodioryty biotytowe lub muskowitowo-biotytowe (Melichar, 1995a), które w wyniku procesów deformacyjnych mają wygląd tzw. gnejsów perłowych. Ich obecność została uznana przez Mísaře (1963) za ważną przesłankę przynależności danej jednostki litotektonicznej do terranu czeskiego; (2) skały z grupy tonalitów (dioryty hornblendowe, dioryty hornblendowo-biotytowe do biotytowych diorytów kwarcowych i granodiorytów) są zwykle położone wyżej; (3) post-orogeniczne granitoidy kadomskie są reprezentowane z jednej strony przez pluton Čistá-Jesenice (Kopecký i in., 1997), który reprezentuje tylko niewielką część odsłoniętej strefy dużego kompleksu plutonicznego Louny. Typowe skalenie o zabarwieniu w stanie świeżym szarawym do bladożółtawego oraz lekko niebiesko-fioletowe ziarna kwarcu nadają wypolerowanej skale niebieskawy kolor. Granity rumburskie z łużyckiego kompleksu plutonicznego, który najprawdopodobniej jest częścią tego samego terranu, mają taki sam wygląd i wiek (Zieger i in., 2018). Te granity są częścią niemieckiej jednostki łużyckiej (a – tym samym – jednostki lugijskie *sensu stricto*), jednak – zdaniem autora – najprawdopodobniej stanowią część terranu bohemikum[6].

Skały cyklu kadomskiego są niezgodnie przykryte utworami **pokrywy postkadomskiej (paleozoicznej)**, głównie o charakterze morskim (Chlupáč i in., 1998). Transgresja tremadoku była pierwszym wydarzeniem transgresywnym morza ordowickiego. Następnie, dopiero na początku epoki flojskiej, doszło do głównej transgresji ordowiku na tremadockie skały silikoklastyczne. W tym samym czasie w obszarze Barrandienu uformowała się południ-

[6] W literaturze dotyczącej polskiej i łużyckiej części Masywu Czeskiego (np. Franke i in., 1993, Mazur, Aleksandrowski, 2001; zob. też rozdział 5.1.4.1) granity i granitognejsy rumburskie na Łużycach i w masywie karkonosko-izerskim, o wielokrotnie oznaczanym wieku protolitu ok. 500 mln lat są jednolicie interpretowane jako późnokambryjskie elementy autochtonicznego podłoża terranu saksoturyńskiego, o genezie związanej bądź z regionalnym ryftingiem, bądź magmatyzmem nadsubdukcyjnym.

kowa strefa rozciągania, intrudowana systemem dajek toleitowych bazaltów (diabazów), którym towarzyszyły izolowane ciała pikrytowe, prawdopodobnie świadczące o bliskości ryftu (Melichar, 2004) związanego z otwarciem oceanu Rei. Podczas syluru typowe łupki graptolitowe środowiska beztlenowego – z rosnącą ku górze zawartością składników węglanowych – zostały zdeponowane w nadkładzie. W dewonie całkowicie dominujące znaczenie osiągnęła sedymentacja węglanowa (Chlupáč i in., 1998).

Koniec sedymentacji węglanowej nastąpił w środkowym dewonie (żywecie), kiedy zjawiska tektoniki kompresyjnej (Havlíček, 1963; Melichar, 2004) doprowadziły do **wczesnowaryscyjskiej depozycji fliszowej,** zdominowanej przez turbiditowe iłowce i piaskowce (Srbsko Fm.), a następnie do wypiętrzenia i rozległej erozji. Późniejsze transgresywne osady późnego dewonu zalegają niezgodnie na sfałdowanych skałach neoproterozoicznych i kambryjsko-dewońskich. Późnodewońska autochtoniczna sedymentacja kontynentalna stopniowo przechodziła ku górze w słonawą i morską w najstarszym karbonie (Chlupáč, Zikmundová, 1976).

Podział regionalny

Definiowanie terranu czeskiego (Bohemikum) rozpoczęło się od jego jądra – Barrandienu. Następujące obszary są tradycyjnie traktowane jako części terranu czeskiego: jednostka Teplá-Barrandien (w tym oddzielnie niezmetamorfizowany Barrandien oraz jednostki metamorficzne Teplá i Domažlice), jednostka Gór Żelaznych (z jednostką metamorficzną Podhořany, neoproterozoikiem Chvaletice, paleozoikiem Chrudim i strefą Hlinsko). Później do Bohemikum przypisano również jednostki metamorficzne, które otaczały wschodnią część czeskiego basenu kredowego (tj. jednostki metamorficzne Polička, Letovice, Zábřeh i Nové Město; Mísař i in., 1983) oraz ich odpowiedniki w morawskiej strefie ścinania (jednostka metamorficzna Staré Město i „fyllity zewnętrzne", w tym jednostka Velké Vrbno; Mísař, Dudek, 1993; Melichar, 1995a). Już Kossmat (1927) przypisał do jednostki dziś nazywanej bohemikiem również allochtoniczne elementy występujące ponad jednostkami saksoturyńskimi; oprócz mniejszych jednostek są to głównie bloki Münchbergu i Gór Sowich. Jednostka lugijska/łużycka w Niemczech wydaje się być również ekwiwalentem bohemiku na podstawie swego składu litostratygraficznego, gdyż podobnie zbudowana jest z kadomskiego, neoproterozoicznego fliszu i penetrowana przez analogiczny kompleks plutoniczny (np. Pälchen, Walter, 2011; Ziegler i in., 2018).

5.1.6.6. Terran saksoturyński (Saksoturyngikum)

Historia wydzielenia i definicja

Jednostka ta w Masywie Czeskim została pierwotnie wydzielona na podstawie kierunku dominujących struktur fałdowych i zaliczona do strefy saksoturyńskiej w klasycznej strukturze strefowej środkowoeuropejskiego orogenu waryscyjskiego (Kossmat, 1927). Terran saksoturyński stanowi dużą jednostkę, której podłoże wykazuje oznaki progresywnego rozwoju skorupy kontynentalnej, składając się głównie z paragnejsów, łupków łyszczykowych, migmatytów i ortognejsów oraz z intruzji typowych kambro-ordowickich gruboziarnistych porfirowatych alkaliczno-skaleniowych granitów, często zdeformowanych w oczkowe, pasmowe lub ołówkowe ortognejsy (fig. 1).

W klasycznych modelach izograda muskowitowa jest wybierana jako granica jednostek saksoturyńskich (+muskowit) i podścielających je jednostek moldanubskich (-muskowit), a zatem występowanie łupków mikowych i gnejsów dwumikowych uznawano za przesądzające o przynależności do tych jednostek. Jednak szczegółowe kartowanie wykazało (Němec, 1968), że muskowit występuje nieregularnie na granicy i że nawet na obszarze klasycznie przypisywanym do moldanubiku istnieją duże obszary z występowaniem skał muskowitowych (tzw. pasy łupkowe). Dyskusja na temat możliwej przynależności jednostki Gföhl do terranu saksoturyńskiego znajduje się w podrozdziale dotyczącym terranu Moldanubikum (fig. 1).

Sekwencja litotektoniczna

W sekwencji litotektonicznej terranu saksoturyńskiego (fig. 2) u podstawy można wydzielić podłoże kadomskie. Zostało ono dotknięte w różnym stopniu deformacją waryscyjską oraz związanymi z nią metamorfizmem i anateksis. Na podłożu kadomskim znajduje się częściowo autochtoniczna, częściowo allochtoniczna pokrywa dolnopaleozoiczna, w różnym stopniu zmetamorfizowana (Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983; Pälchen, Walter, 2011).

Kadomskie podłoże terranu saksoturyńskiego charakteryzuje się obfitą obecnością dwułyszczykowych paragnejsów i łupków mikowych (np. formacja Stronia Śląskiego w masywie Śnieżnika), które występują naprzemiennie z leukokratycznymi migmatytami i ortognejsami (jak np. ortognejsy Gierałtowa). Skały te często zawierają pewną proporcję minerałów akcesorycznych, takich jak turmalin i dumortieryt, a sporadycznie spotykane są skały o znacznej zawartości turmalinu. Kompleks ten zawiera jedynie z rzadka wkładki „pstre". Typowa jest obecność białego (tj. bezgrafitowego) marmuru; występują również skały wapienno-krzemianowe, a tylko rzadko amfibolity (i jasne eklogity). Uderzający jest brak grafitowych gnejsów i marmurów. Ten kompleks skalny został intrudowany w późnym kambrze wczesnym ordowiku gruboziarnistymi, porfirowatymi granitami biotytowymi z dużymi kryształami skaleni alkalicznych. Zostały one zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej, w gnejsy oczkowe, laminowane i ołówkowe, w których zwykle rósł metamorficzny muskowit (jak w ortognejsach śnieżnickich).

Na tym podłożu powstały **dolnopaleozoiczne skały pokrywy**, których miąższość tektoniczna wzrasta w kierunku północno-zachodnim i które praktycznie nie występują na wschodzie. Udokumentowano kambryjskie wapienie z archeocjatami (Hladil i in., 2003), ordowicki kompleks z kwarcytami, sylurskie łupki graptolitowe (Horný, 1964) i wapienie. Nadległy kompleks kończy się węglanami dewońskimi i prawdopodobnie również osadami fliszowymi wczesnego karbonu (Chlupáč, 1998). W zasadowych skałach wylewnych kompleksu dolnego paleozoiku znaleziono relikty łupków błękitnych, które uległy wtórnemu metamorfizmowi w facji zieleńcowej (Patočka i in., 1996).

Podstawowe podziały i obszary

W Masywie Czeskim do strefy saksoturyńskiej tradycyjnie zaliczano skały określane inaczej jako „kompleksy krystaliczne północno-zachodnich Czech" (Svoboda i in., 1964), albo jako związane z obszarem turyńsko-kruszcogórskim (Mísař, 1965a) lub po prostu z obszarem Gór Kruszcowych (Rudaw; Mísař i in., 1983). Charakteryzujące się peryferyjnym położeniem, „kompleksy krystaliczne Sudetów Zachodnich" (Svoboda i in., 1964), określane były również jako „obszar zachodniosudecki" (Mísař, 1969), chociaż później przemianowano go na „obszar lugijski *sensu lato"* (Mísař i in., 1983). Ten obszar lugijski/łużycki w szerokim znaczeniu obejmował nie tylko niemiecką jednostkę *Lausitz* (jednostkę łużycką w ścisłym sensie), ale także wszystkie położone dalej na wschód jednostki krystaliczne, rozciągające się aż do nasunięć Ramzovej i Nýznerova. W tym opracowaniu cały ten obszar jest rozdzielony na Saksoturyngikum, obejmujące jednostki metamorficzne karkonosko-izerskie i orlicko-śnieżnickie oraz na elementy należące do terranu czeskiego, jak obszar Łużyc, blok Gór Sowich, jednostka metamorficzna Staré Město i jednostka Velké Vrbno.

Później Mísař i in. (1983) przypisali obszar Kutná Hora–Svratka do strefy saksoturyńskiej, w oparciu o jego cechy metamorficzne i skład litologiczny, ostatecznie oddzielając go od jednostki moldanubskiej. Wcześniej jednak Mísař (1963) uznawał ciągłość jednostki metamorficznej Svratka (część obszaru Kutná Hora–Svratka) z morawską strefą łupkową, która była błędnie powiązana przez niektórych autorów z jednostkami morawskimi.

5.1.6.7. Terran moldanubski (Moldanubikum)

Historia i definicja

Suess (1901, 1903) zdefiniował obszar moldanubski (fig. 1–5) w kontraście do morawskiego na podstawie swoich map, pokrywających znaczne obszary zachodnich Moraw, gdzie rozpoznał sekwencję litotektoniczną w morawskiej strefie ścinania. Wydzielił również jednostkę moldanubską na podstawie jej wysokiego stopnia metamorfizmu w porównaniu ze słabiej zmetamorfizowaną jednostką morawską i na podstawie zaobserwowanej inwersji metamorficznej doszedł do wniosku, że obszar ten pod względem tektonicznym stanowi stos płaszczowin. Granicę między jednostką moldanubską i morawską wyznaczył na górnym poziomie ortognejsu Bíteš. Jednak definicja jednostki moldanubskiej oparta na stopniu metamorfizmu okazała się w późniejszych latach mocno problematyczna, ponieważ w świetle postępów nauk geologicznych stwierdzono, że granice metamorficzne zazwyczaj nie odpowiadają pierwotnym granicom litologicznym (Němec, 1968).

Problem z jednostką Gföhl

Jednostka moldanubska, zdefiniowana przez Suessa (1901, 1903), jak i przez późniejszych autorów (Kodym, 1949; Svoboda i in., 1964), jest jednostką dotkniętą intensywnym metamorfizmem regionalnym. Znajduje to odzwierciedlenie w obecności w jej obrębie granulitów i eklogitów, którym prawie zawsze towarzyszą tzw. gnejsy z Gföhl. Już w połowie XIX wieku Čžjžek (1853) zauważył, że skały te tworzą jądro synformy wokół miasta Gföhl, a tym samym reprezentują najwyższą część jednostki moldanubskiej, co było,

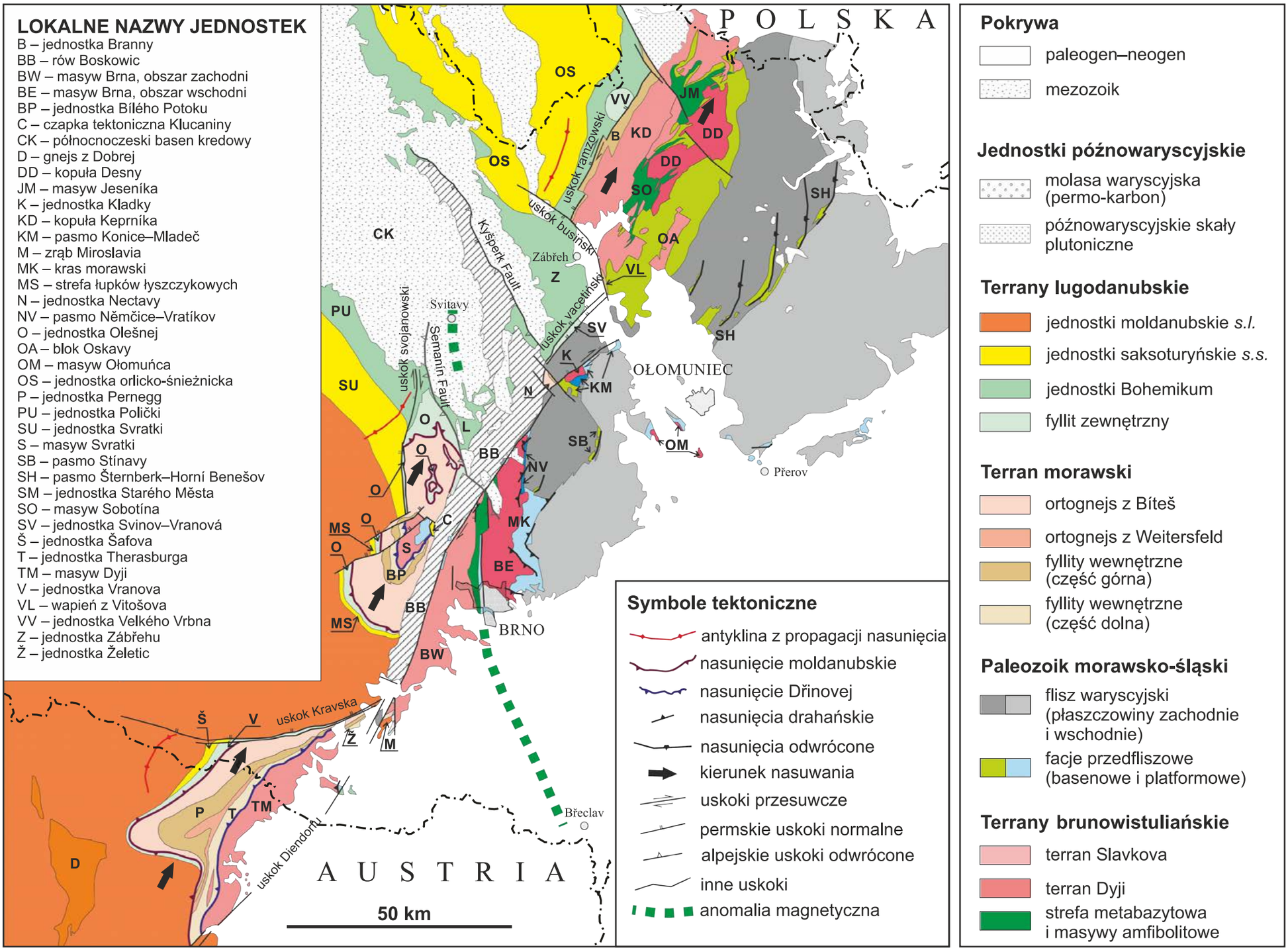


FIG. 3. Jednostki strukturalne w rejonie morawskiej strefy ścinania

a i dzisiaj jest kluczem do rozpoznania sekwencji litotektonicznej moldanubiku.

Wiele lat później, geolodzy kartujący austriacką część Moldanubikum rozpoznali w pobliżu St. Leonhard, jego pełną sekwencję litotektoniczną, od spągu po nadkład (Fuchs, 1976; Thiele, 1976, 1984; Tollmann, 1986): jednostka Ostrong („grupa monotonna"), jednostka Drosendorf (grupa pstra), jednostka Raab (metaofiolity) i jednostka Gföhl (granulity i „ortognejsy"), fig. 5.

Najwyższe położenie najsilniej zmetamorfizowanej jednostki Gföhl i podścielających ją metaofiolitów pozwoliło na interpretację gnejsów z Gföhl jako tektonicznie nasuniętych na niższe jednostki, a metaofiolitów jako skał wskaźnikowych dla obecności szwu tektonicznego w obrębie moldanubiku. Prześledzenie północnej kontynuacji jednostki Gföhl doprowadziło następnie do odkrycia jej połączenia z jednostkami saksoturyńskimi, w szczególności tymi z rejonu Kutná Hora–Svratka w północnej części moldanubiku, a tym samym jej pokrewieństwa z terranem saksoturyńskim. Z tego powodu konieczne jest rozróżnienie między moldanubikiem *s.l.*, wydzielonym zgodnie z kryterium metamorficznym Suessa, obejmującym jednostkę Gföhl, a moldanubikiem *s.s.* w sensie terranowym, bez tej jednostki (fig. 5).

Sekwencja litotektoniczna

Najwyższa część jednostki moldanubskiej *s.l.*, obecnie określanej jako jednostka Gföhl (fig. 1 i 2), charakteryzuje się obecnością granulitów, zrekrystalizowanych granulitów oraz silnie anatektycznych gnejsów (gnejsy Gföhl). Ciała granulitowe zazwyczaj zawierają megaboudiny serpentynitów. Poniżej jednostki Gföhl znajduje się jednostka metaofiolitowa, określana jako jednostka Raabs (Thiele, 1984), która stanowi relikt tektonicznego szwu oceanu Raab – nazwa ta prawdopodobnie odnosi się do lokalnej części oceanu Rheic lub jego odnogi.

Dla niżejległej jednostki Drosendorf typowe są pasma różnobarwnych „pstrych" skał, złożonych z kwarcytów, grafitowych skał metamorficznych, skał wapienno-krzemianowych, marmurów i sporadycznie amfibolitów. Ta barwna jednostka obejmuje kompleksy (wulkaniczno-)osadowe, prawdopodobnie pochodzenia szelfowego (Jenček, Vajner, 1968; Kříbek i in., 1997). Niektórzy autorzy klasyczni (np. Hinterlechner, 1911) uważali ją za kompleks ordowicko-dewoński porównywalny z dolnym paleozoikiem obszaru Barrandienu. Współczesne datowania radiometryczne potwierdzają tę interpretację (np. Drábek, Stein, 2003).

W najniższej części jednostki moldanubskiej charakterystyczne skały stanowią paragnejsy syllimanitowo-biotytowe, często zmigmatyzowane i przechodzące w zaawansowane migmatyty (Svoboda i in., 1964). Rozległe obszary tych skał określa się mianem jednostki monotonnej lub jednostki Ostrong. W porównaniu ze strukturą litotektoniczną terranu czeskiego, protolity dwóch ostatnich jednostek można interpretować w kategoriach współczesnych jako kompleks fliszowy neoproterozoiku (jednostka monotonna) oraz jego dolnopaleozoiczną pokrywę (jednostka pstra).

Podział regionalny

Z czysto opisowego punktu widzenia obszar moldanubiku *s.l.* jest tradycyjnie dzielony na trzy gałęzie, zgodnie z ich położeniem względem centralnego plutonu moldanubskiego oraz przeważającą rozciągłością foliacji metamorficznej i litosomów (Kodym, 1949; Svoboda i in., 1964). Od zachodu na wschód są to: gałąź Šumava o kierunku NW–SE, gałąź zachodnia o kierunku NE–SW oraz gałąź wschodnia o ogólnym kierunku południkowym, leżąca na wschód od plutonu centralnego. Gałąź Šumawa zawiera najgłębiej nacięte erozją części jednostki moldanubskiej (jednostka monotonna lub Ostrong) i dzieli się na moldanubik szumawski i moldanubik Lasu Czeskiego. Gałąź zachodnia, która obejmuje tylko tzw. moldanubik czeski, zawiera wszystkie jednostki litotektoniczne Moldanubikum *s.l.* Najbardziej złożona jest gałąź wschodnia, która obejmuje dolnoaustriackie, morawskie i strážeckie (od miasta Strážek) fragmenty moldanubiku (Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983). Podczas gdy dolnoaustriackie i morawskie części moldanubiku zawierają wszystkie trzy lokalne jednostki litotektoniczne i wydają się dosyć wiernym litologicznym odbiciem moldanubiku czeskiego, o tyle jednostka strážecka obejmuje głównie jednostkę Gföhl, wokół której jednostka Drosendorf występuje w jądrach dużych antyform.

5.1.6.8. Terrany brunowistuliku

Historia i definicja

W tradycyjnym podziale Masywu Czeskiego, kształtującym się niemal od początku XX wieku, jednostka ta (fig. 3) należała do „regionu morawsko-śląskiego" (Svoboda i in., 1964). Pierwszym, który zwrócił uwagę na tektoniczną niezależność jednostki brunowistuliku podczas orogenezy waryscyjskiej, był Zapletal (1932), który użył terminu Brunnia (od łacińskiej i niemieckiej nazwy miasta Brno) do określenia tego elementu strukturalnego. Ideę tę rozwinął Mísař (1965b), który zdefiniował tzw. „jednostkę Brna" w regionalnym przeglądzie obszaru morawsko-śląskiego. Niezależnie Stille (1948) wydzielił i zdefiniował inną pobliską jednostkę, tworzącą hipotetyczne sztywne podłoże bloku górnośląskiego leżącego na północy, i nazwał ją Vistulikum (od łac. nazwy rzeki Wisły, która mniej więcej w tym obszarze bierze swój początek). Havlena (1976) uwzględnił następnie genetyczne powiązanie Brunii z jednostkami w Polsce w nowo utworzonej przez siebie nazwie „Bruno-Vistulikum", a koncepcja ta została szczegółowo opracowana przez Dudka (1980). Później wykazano – po części

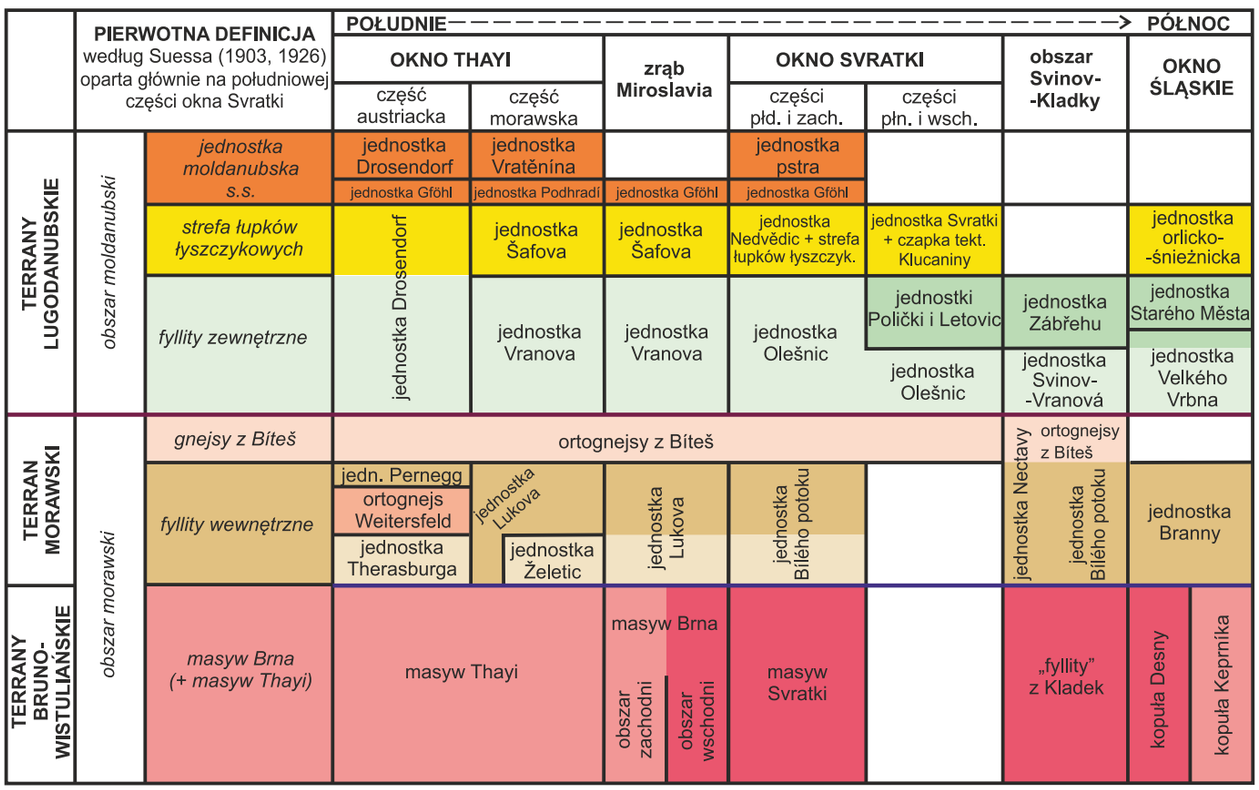


FIG. 4. Korelacja jednostek tektonicznych w rejonie morawskiej strefy ścinania

hipotetyczne – powiązania jednostek brunowistuliańskich z jednostkami na Bałkanach i w Turcji (Kalvoda i in., 2008).

Dudek (1980) zdefiniował Brunowistulikum jako jednostkę składającą się w swym podłożu głównie z kadomskich skał magmowych i metamorficznych, na które transgredowały dewońskie osady klastyczne, czyli jako jednostkę przedwaryscyjską. Ostatnio odkryto, że pod dewońskimi osadami klastycznymi w tym podłożu znajdują się również inne osady, w szczególności molasa w postaci ediakarsko-kambryjskich zlepieńców, arkoz i łupków ilastych z tufami ryolitowymi (Jachowicz, Přichystal 1997; Timmerman i in., 2023).

Brunowistulikum w dzisiejszej strukturze geologicznej jest w przeważającej mierze pokryte młodszymi utworami osadowymi lub jednostkami płaszczowinowymi, w tym ich izolowanymi odsłoniętymi fragmentami. Od południa ku północy są to: masyw Thaya, masywy Brno i Svratki, „fyllit" Kladky (w rzeczywistości fylonit), masyw Ołomuńca oraz elementy podłoża brunowistuliańskiego w oknie śląskim (w Hrubým Jeseníku), tj. ortognejsy Keprník i Desná oraz tzw. blok Oskava.

Obecnie wyróżnia się trzy główne terrany brunowistulicum (Finger, Pin, 1997): terran Thaya, terran strefy metabazytowej („Brno-Břeclav") oraz terran Slavkov (fig. 1). Obszarem typowym dla tego podziału był masyw Brna i jego południowo-wschodnie okolice, ukryte pod osadami paleogenu. Terrany Thaya i Slavkov składają się z granodiorytów i ostro kontrastują litologicznie z terranem określanym jako strefa metabazytowa (*sensu* Weiss *w*: Svoboda i in., 1964). Dwa terrany granodiorytowe zostały wytyczone przez Zapletala (1928): zachodni i wschodni rejon, oddzielone rzekomo młodszym centralnym pasmem bazytowym, do którego autor ten błędnie zaliczył dzisiejszą część metadiorytową terranu Thaya oraz terranu strefy metabazytowej (fig. 1).

Interpretacja ta skłoniła Jaroša i Mísaře (1976) do uznania tych pasm za jedną strefę ofiolitową. Jednak późniejsze datowanie wykazało znaczną lukę czasową między powstaniem tych obydwu pasm (Hanžl i in., 2019).

Kwestia piaskowców Old Redu

Na podłożu brunowistuliku, zwłaszcza w szerszym otoczeniu Brna, pojawia się kompleks czerwonych, różowych i żółtawych osadów silikoklastycznych (Zapletal, 1928, 1932). Ze względu na ścisłe powiązanie tych skał z wapieniami dewonu ich wiek uznano za dewoński i porównano do dewonu *Old Red Sandstone* w Wielkiej Brytanii – głównie grubych kompleksów arkozowych molasy związanej z orogenezą kaledońską. Niezależnie osady z rejonu Brna były też porównywane do bazalnych klastyków transgresji morskiej, odpowiadającej początkowi sedymentacji dewonu na brunowistuliku.

Obecnie jest oczywiste, że skały te reprezentują kilka podobnych, ale odrębnych stratygraficznie sekwencji: (1) grube piaskowce arkozowe i łupki z tufami ryolitowymi z okresu ediakarsko-kambryjskiego, datowane przez Jachowicz i Přichystala (1997) oraz Timmerman i in. (2023), (2) bazalne klastyki dewonu, głównie piaskowce kwarcowe i zlepieńce (Chlupáč, 1964; Hladil, 1983), (3) klastyki śróddewońskie z klastami wapieni dewonu, powstałe w wyniku cyklicznych transgresji i regresji podczas sedymentacji dewonu (Hladil, 1983), (4) regresywne klastyki karbońskie, zawierające skalenie i klasty wapieni dewonu, położone wzdłuż zachodniego obrzeżenia masywu Brna (Bábek i in., 1995).

Terran Thaya (Dyje)

Terran Thaya (fig. 1) obejmuje zachodnią część Brunowistulikum, występującą w masywie Thaya na zachodnim obszarze granodiorytowym masywu Brna oraz w masywie Svratka i kopule Keprníka w Hrubým Jeseniku. W terranie Thaya dominują granodioryty biotytowe (typ S) o zrównoważonym stosunku K/Na odpowiadającym środowisku tektonicznemu aktywnego obrzeżenia kontynentalnego. Granodioryty wykazują wiek ediakarski, ok. 600 mln lat (Hanžl i in., 2019). Granodioryty stanowią intruzje w paragnejsach i migmatytach, w których istotną rolę grają ciągłe na długich odcinkach pasma skał wapienno-krzemianowych. W obrębie tej sekwencji metasedymentacyjnej występują nieregularne ciała diorytów hornblendowych. Wzdłuż wschodniej krawędzi terranu Thaya rozwinął się tzw. pas metadiorytowy, złożony ze zmienionych diorytów i gabr, a także serpentynitów i, miejscami, amfibolitów oraz charakterystycznych „marmurów". Ze względu na kontakty o charakterze intruzywnym, jest oczywiste, że pas metadiorytów jest tektonicznie częścią terranu Thaya. Pochodzi on z okresu kriogenu (ok. 650 mln lat) i wykazuje cechy geochemiczne prymitywnego łuku wyspowego (Hanžl i in., 2019).

Terran Slavkov

Terran Slavkov (fig. 1) obejmuje wschodnią część Brunowistulikum, występując we wschodniej części obszaru granodiorytów masywu Brna, masywu Ołomuńca, „fyllitu" Kladky i kopuły Desná. W obrę-

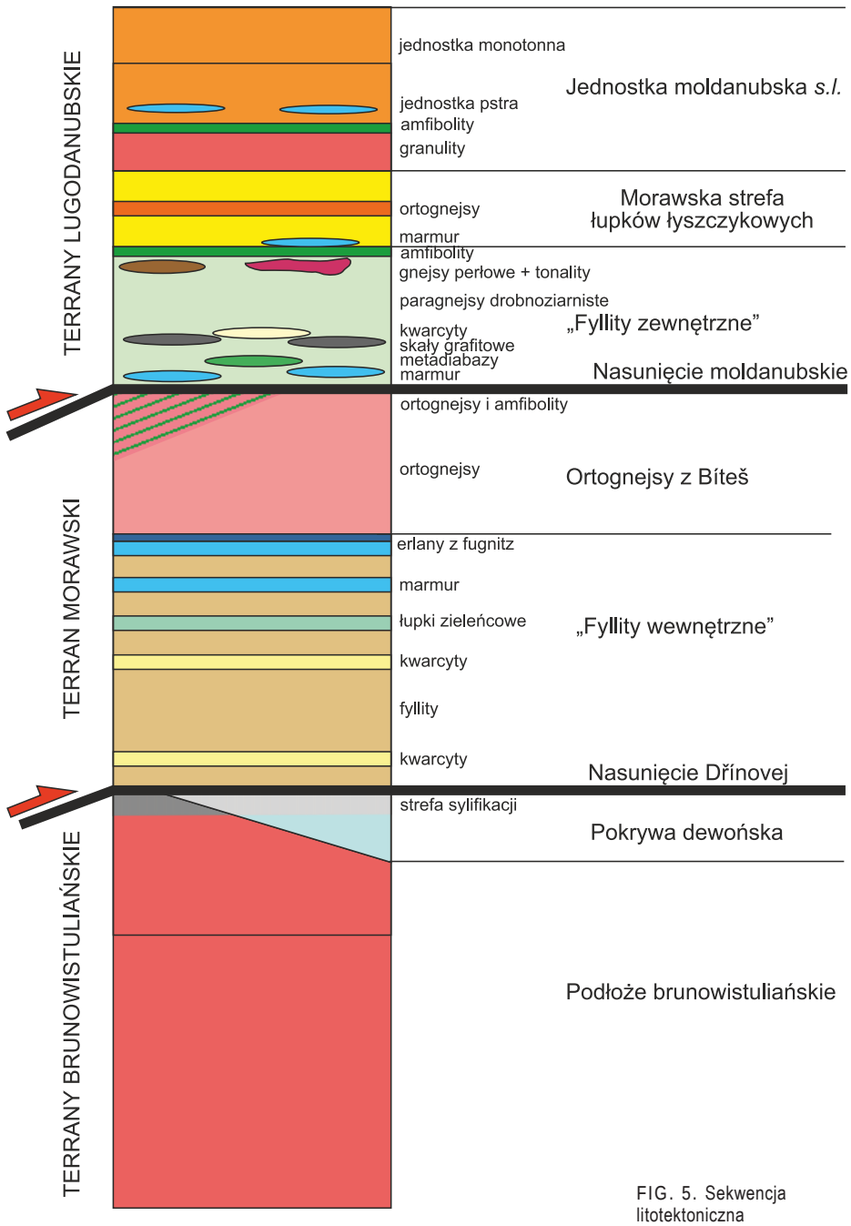


FIG. 5. Sekwencja litotektoniczna w rejonie morawskiej strefy ścinania. Należy zauważyć inwersję stopnia metamorfizmu, szczególnie dobrze zaznaczoną w sukcesji lugodanubiku powyżej nasunięcia moldanubskiego

bie terranu Slavkov dominują granodioryty hornblendowo-biotytowe i biotytowe do tonalitów (typ I) z wyraźną przewagą Na nad K, co wskazuje na powstanie w **środowisku łuku wyspowego.** Granitoidy terranu Slavkov mają ok. 600 mln lat i pochodzą z okresu ediakarskiego (Hanžl i in., 2019). Charakterystycznym typem skały jest granodioryt Královo Pole, charakteryzujący się anomalnymi tzw. biotytami kolumnowymi (o wysokości 10–20 mm i średnicy 5–10 mm). Skałom tym towarzyszą dioryty kwarcowe z hornblendą i biotytem. W granitoidach odsłoniętych na powierzchni można znaleźć tylko pojedyncze bloki migmatytu. Jednak w północnej części obszaru ich występowania, w większości pokrytej neogenem i płaszczowinami karpackimi, dominują sekwencje paragnejsów (Dudek, 1980). W centralnej części terranu Slavkov rozciąga się szeroka strefa fylonitów o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym (obejmująca „fyllit" Kladky i południową część masywu Ołomuńca).

Strefa metabazytowa

Termin „strefa metabazytowa" został po raz pierwszy użyty przez Weissa (Svoboda i in., 1964) do opisania jednostki mafickych skał metawulkanicznych, położonych pomiędzy obszarami granodiorytowymi (określanymi jako „strefa metadiabazowa" przez Zapletala, 1928). Jest to kompleks skał metawulkanicznych o wyraźnie bimodalnym charakterze, zdominowany przez bazalty dna oceanicznego zmetamorfizowane w facji zieleńcowej. Wśród nich występują tufy metaryolitowe. Charakterystyka geochemiczna i bimodalny charakter sugerują powstanie w ekstensyjnym środowisku grzbietu śródoceanicznego. Skały ryolitowe strefy metabazytowej datowane są na ok. 730 mln lat (Hanžl i in., 2019). W całej strefie metabazytowej nie znaleziono żadnych powiązanych z nią skał

metaosadowych. Niepewne struktury o charakterze law poduszkowych (Zapletal, 1932) prawdopodobnie wskazują na środowisko erupcji podmorskiej, ale obecność struktur pęcherzykowych w niektórych lokalizacjach sugeruje, że przynajmniej niektóre erupcje miały miejsce w stosunkowo płytkiej wodzie (Hanžl i in., 2019).

Strefa metabazytowa jest ok. 80 mln lat starsza od pasa metadiorytowego zachodniego obszaru granodiorytowego masywu Brna i, logicznie rzecz biorąc, nie może być z nim genetycznie powiązana. Jednak ich bliskie położenie geograficzne i podobna litologia skłoniły wcześniejszych autorów do połączenia ich w jedną całość. To przypadkowe powiązanie geograficzne znajduje odzwierciedlenie w rozwoju wyraźnej anomalii magnetycznej. Na powierzchni anomalia ta przebiega zgodnie z południkowym układem pasa metadiorytowego oraz strefy metabazytowej i rozciąga się dalej pod kenozoicznymi skałami Karpat zewnętrznych w kierunku południowo-wschodnim do miasta Břeclav, gdzie zanika. W przeciwnym kierunku anomalia magnetyczna rozciąga się pod osadami kredowymi do miasta Svitavy, gdzie również zanika. Jest bardzo prawdopodobne, że strefa ta może być również powiązana z masywami amfibolitowymi Jeseník i Sobotín, położonymi na granicy kopuł Keprník i Desná.

5.1.6.9. Terran morawski (Morawikum)

Historia i definicja

Jednostka morawska została pierwotnie zdefiniowana przez Suessa (1903) jako element zalegający pod jednostką moldanubską (fig. 4). Na początku XX wieku rozpoznał i opisał on klasyczną sekwencję litotektoniczną, obejmującą zarazem wyżej leżący moldanubik, jak i leżący poniżej morawik. W jednostce moldanubskiej, oprócz typowych skał metamorficznych typu „katazonalnego", wyróżnił strefę łupków mikowych i tzw. fyllity zewnętrzne (paragnejsy o wyglądzie fyllitów), które uznał za skały moldanubskie poddane metamorfizmowi retrogresywnemu. W leżącym poniżej kompleksie morawskim wyróżnił ortognejsy Bíteš i tzw. fyllity wewnętrzne, pod którymi zalegają granitoidy jednostek dzisiaj określanych jako brunowistuliańskie wraz z ich dewońską pokrywą. Suess (1903) rozpoznał również ważną strefę nasunięcia, które nazwał nasunięciem moldanubskim (fig. 1 i 2).

W okresie międzywojennym koncepcja Suessa (1903) została rozwinięta przez Zapletala (1926), który uznał poszczególne sekwencje skał metaosadowych za oddzielne płaszczowiny, oddzielone synkinematycznymi granitoidami (ortognejsami). Jednak, gdy zrozumiał znaczenie tzw. wachlarza Věstína, jako zamknięcia leżącego megafałdu, wyjaśnił inwersyjne zaleganie skał metamorficznych i wynikającą z niego strukturę płaszczowinową w kategoriach odwróconego skrzydła wspomnianego megafałdu, bez potrzeby odwoływania się do nasunięcia moldanubskiego (Zapletal, 1932). Koncepcja ta została poparta weryfikacją występowania megafałdu wzdłuż całego wschodniego obrzeżenia Lugodanubiku, które obecnie interpretuje się jako wielki fałd ciągniony w stropowym skrzydle nasunięcia moldanubskiego (Fuchs, 1976; Pauk, 1986; Melichar, 1995a, Chopin i in., 2012).

W związku z powyższym górną granicę jednostki morawskiej stawia się obecnie, zgodnie z oryginalnym poglądem Suessa, na górnym kontakcie ortognejsu Bíteš (Suess, 1903; Fuchs, 1976). W tektonicznej pozycji powyżej morawiku znajdują się jednostki należące do lugodanubiku (fyllity zewnętrzne, morawska strefa łupków mikowych oraz moldanubik), natomiast w pozycji podścielającej morawik występują jednostki związane z brunowistulikiem i jego paleozoiczną pokrywą (dewon-karbon). Sugeruje to, że jej pochodzenia należy upatrywać w terranie położonym pomiędzy tymi jednostkami. Najbardziej prawdopodobna wydaje się interpretacja Winchestera i in. (2006), która uznaje go za tektonicznie włączoną część wschodniej Awalonii.

Sekwencja litotektoniczna

Jednostka morawska jest znana w Masywie Czeskim z tego, że tworzy tzw. morawską strefę ścinania, w której sekwencja skalna znajduje się w pozycji odwróconej, tzn. gdzie utwory wyższego stopnia metamorfizmu występują ponad tymi o stopniu niższym. Z tego powodu logiczne będzie opisanie, w akapitach poniżej, sekwencji litotektonicznej wyjątkowo w kierunku od góry do dołu.

Typową odmianę skalną związaną z morawikiem reprezentują ortognejsy z Bíteš, gruboziarniste porfirowate metagranity, silnie zdeformowane i zmuskowityzowane podczas orogenezy waryscyjskiej, odpowiadające podłożu wschodniej Awalonii (Winchester i in., 2006). W najbardziej zachodniej partii strefy swych powierzchniowych wychodni ortognejsy Bíteš są przecinane systemem warstw amfibolitowych – prawdopodobnie zmetamorfizowanych żył pierwotnie bazaltowych, związanych z ryftingiem podczas oddzielania się Awalonii od północnej krawędzi Gondwany. Pod ortognejsem Bíteš leżą tak zwane fyllity wewnętrzne. Charakterystyczną odmianą skalną fyllitów wewnętrznych są fyllity chlorytowe i biotytowe (metamorficzny flisz o nieznanym wieku) z podrzędnymi warstwami skał o pstrym zabarwieniu. W najwyższej tektonicznie partii fyllitów wewnętrznych znajduje się cienka warstwa erlanu z Fugnitz, o grubości zaledwie kilku metrów, ale rozciąga się ona na całej długości strefy odsłonięć – od doliny Dunaju do najbardziej wysuniętego na północ wystąpienia w kompleksie metamorficznym Nectava w pobliżu m. Chornice. Poniżej erlanów w fyllitach pojawiają się marmury, fyllity grafitowe, kwarcyty i zielone łupki.

Za dolną granicę sekwencji morawiku pierwotnie uważano kontakt między metasedymentami fyllitów wewnętrznych a metagranitoidami i skałami metamorficznymi brunowistuliku. Jednak odkrycie skamieniałości w wapieniach sugerujących dewon zostało początkowo uznane za dowód na dewoński wiek fyllitów wewnętrznych (Svoboda, Prantl, 1951). Obecnie jednak wapienie te uznaje się za część dewońskiej pokrywy brunowistuliku, a dolną granicę morawiku umieszcza się zatem na granicy między fyllitami wewnętrznymi a dewońską pokrywą, która odsłania się na nasunięciu Dřínová (Jaroš, Mísař, 1976; fig. 5).

Podział regionalny

Morawikum występuje w trzech dużych (pół)oknach tektonicznych (kopułach) i kilku mniejszych blokach tektonicznych pomiędzy nimi. Od południa do północy są to: półokno/kopuła Thaya, zrąb Miroslav, okno/kopuła Svratka, jednostki metamorficzne Nectava i Svinov-Vranová oraz okno śląskie (tylko jednostka Branná). Zestaw nazw poszczególnych jednostek i ich odpowiedników znajduje się na mapie na figurze 1.

5.1.6.10. Jednostki utworzone w orogenezie waryscyjskiej

Jednostki utworzone w trakcie orogenezy waryscyjskiej można podzielić na plutoniczne, osadowe lub wulkaniczno-osadowe.

Plutoniczne jednostki waryscyjskie

Waryscyjskie kompleksy magmowe (fig. 6) są w większości związane z jednostkami lugodanubskimi. W najstarszych granitoidach występują późnodewońskie (370–380 mln lat) kominy wulkaniczne, udokumentowane w rejonie Teplá-Barrandian (złoża: Sedmihoří, Štěnovice i Čistá), które prawdopodobnie powstały w trakcie kolapsu grawitacyjnego po wczesnej fazie orogenezy waryscyjskiej, która doprowadziła do powstania mikrokontynentu lugodanubskiego.

Magmatyzm nadsubdukcyjny tzw. grupy tonalitu datuje się na wczesny karbon (345–355 mln lat), penetruje tylko terrany lugodanubskie i tworzy pasmo o przebiegu NE–SW do N–S, podzielone przez młodsze strefy dekstralnego ścinania na trzy oddzielne ciała – kompleksy tonalitowe: środkowoczeskie, Gór Żelaznych i Złotego Stoku (Bárta i in., 2021). Intruzja tej waryscyjskiej grupy tonalitu wyraźnie wskazuje na wcześniejsze tektoniczne zestawienie terranów czeskiego, saksoturyńskiego i moldanubskiego. Te tonality zwykle intrudowały w skały dolnego paleozoiku, które w związku z tym uległy metamorfizmowi kontaktowemu. Bloki skorupy ziemskiej na zachód od tych intruzji są znacznie obniżone (zwykle dotyczy to części terranu czeskiego) w porównaniu ze stosunkowo wyniesionymi blokami wschodnimi (części terranów moldanubskiego lub saksoturyńskiego). Magmatyzm nadsubdukcyjny zakończył się intruzją grupy durbachitów (wiek 335–345 mln lat) o wysokiej zawartości magnezu i potasu, co wskazuje na mieszanie się źródeł płaszcza i skorupy ziemskiej w magmie. Głębokość intruzji była zbliżona do położenia nasunięcia Gföhl.

Plutonizm pokolizyjny, wyrażający się zazwyczaj granitami typu S (późny karbon–perm), skupia się w dwóch pasmach: jednym wzdłuż osi antyformy moldanubskiego plutonu centralnego, którego pochodzenie jest prawdopodobnie związane z anateksis subdukowanej skorupy terranu Brunowistulikum (Fuchs, 1976), a drugim w strefie peryferyjnej, która obejmuje granitoidy wkraczające głównie w obręb domeny saksoturyńskiej (plutony Karlovy Vary, Krkonoše–Jizera, Žulová).

Waryscyjskie kompleksy osadowe i wulkaniczno-osadowe

We wcześniejszej fazie orogenezy waryscyjskiej, podczas żywetu (być może późnego), był deponowany wczesny flisz waryscyjski, zachowany na niewielkich obszarach w Masywie Czeskim. Obejmuje on formację Srbsko w synformie praskiej, być może również północną część strefy Hlinsko (jednostka Podhradí) oraz tzw. „kulm" z Mírov. Grawitacyjny kolaps Lugodanubikum jest udokumentowany przez nieciągłe osady górnego dewonu, znane z rdzeni wiertniczych wokół Hradec Králové, które stopniowo przechodzą w morskie osady dolnego karbonu (por. Chlupáč, Zikmundová, 1976; Melichar, 2004).

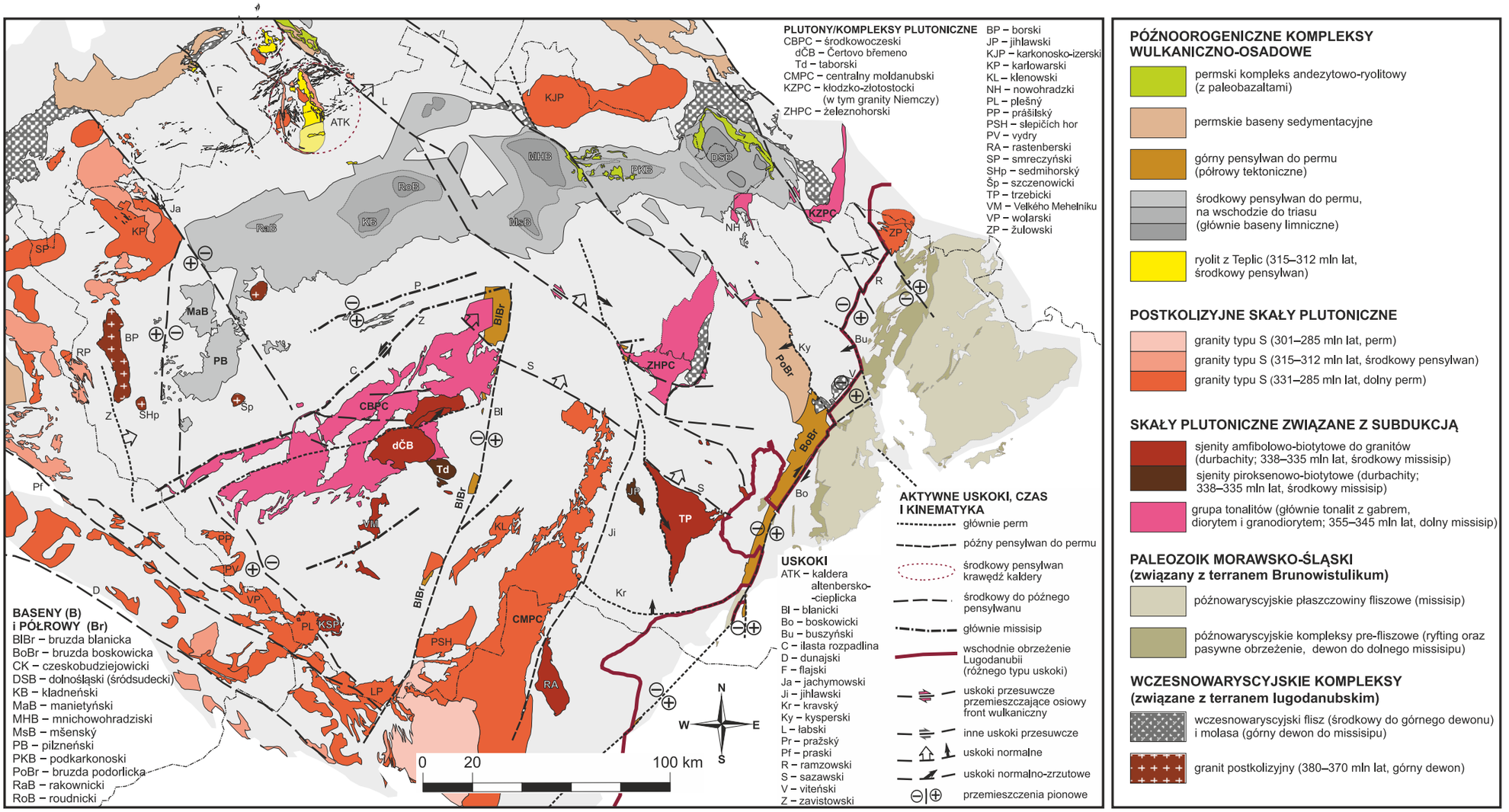


FIG. 6. Jednostki waryscyjskie w obrębie Masywu Czeskiego: głównie waryscyjskie kompleksy magmowe i późnowaryscyjskie baseny sedymentacyjne. Wczesnowaryscyjskie plutony, dewoński flisz i wczesnokarbońska molasa występują tylko w bloku lugodanubskim

5 Platforma paleozoiczna

Znacznie rozleglejsze powierzchniowo są kompleksy osadów dewonu i dolnego karbonu osadzone wzdłuż strefy peryferyjnej lugodanubiku (fig. 1). **Ryfting dewoński** (Kalvoda, 1998; Kalvoda i in., 2008), towarzyszący południowej krawędzi Baltiki (zachowany autochtonicznie w aulakogenie Dniepr–Doniec), doprowadził do powstania pasywnego obrzeżenia kontynentalnego z charakterystycznym rozmieszczeniem facji sedymentacyjnych: szelf (rozwój platformy węglanowej dewonu), stok (przejściowa strefa rozwoju dewonu) i podnóże kontynentalne (rozwój basenowy dewonu):

1) Typowe cechy rozwoju basenowego w dewonie obejmują obecność zasadowych wulkanitów podmorskich towarzyszących łupkom ilastym formacji Stínava-Chabičov i wapieniom Jesenec. Sedymentacja pre-fliszowa kończy się formacją Ponikev, która obejmuje skały krzemionkowe (radiolaryty), wskazujące na termalną subsydencję dna morskiego poniżej głębokości kompensacji węglanowej (CCD). Późniejsza depozycja zlepieńców Moravský Beroun z klastami pochodzącymi z platformy dewońskiej wskazuje na położenie u podnóża tej platformy (fig. 7a).
2) Rozwój przejściowy osadów dewonu charakteryzuje się podobnym wypełnieniem osadowym, ale brakuje w nim zasadowych skał wulkanicznych. Zarówno rozwój przejściowy dewonu, jak i basenowy występują wyłącznie w pozycji allochtonicznej, a powierzchnia związanego z tym odkłucia/odspojenia tektonicznego zlokalizowana jest w dolnej formacji łupkowej.
3) Rozwój platformy dewonu rozpoczyna się od klastów bazalnych (piaskowce kwarcowe i zlepieńce), które przechodzą w osady wapienne platformy węglanowej (formacja Macocha). Po gwałtownym wzroście poziomu morza, sedymentacja przekształciła się w sekwencje turbidytowe węglanów i łupków (formacja Líšná). Sedymentacja pre-fliszowa zakończyła się formacją łupków ilastych Březina. Rozwój platformowy znany jest ze skał występujących zarówno w pozycji allochtonicznej, jak i (para)autochtonicznej, z powierzchnią odspojenia (fig. 7) w skałach węglanowych (Chlupáč, 1964; Kalvoda i in., 2008).

Krótki okres ekstensji dewońskiej zakończył się epizodem kompresyjnym, związanym z subdukcją we wczesnym karbonie i uformowaniem się waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej, zbudowanej głównie z utworów fliszowych, w które zostały tektonicznie włączone fragmenty skał dewonu podłoża (Dvořák, 1994; Hartley, Otava, 2001). Cháb (1986) wyróżnił w niej dwie wielkie płaszczowiny: (1) płaszczowinę zachodniego Jeseníku obejmującą osady kulmu pozbawione skamieniałości, które zawierają tektonicznie włączone olistolity skał powstałych w okresie rozwoju basenu w dewonie (fig. 1, 7) oraz (2) płaszczowinę wschodniej części Jeseníków, która zawiera znaczącą kopalną florę i faunę bezkręgowców oraz klasty i olistolity przejściowych i platformowych formacji dewonu (fig. 1, 7). Płaszczowina wschodnich Jeseníków zawiera też osady waryscyjskiego basenu przedgórskiego o charakterze paralicznym (z węglem), którego część sukcesji osadowej została włączona do pryzmy akrecyjnej (formacja Karviná – westfal).

Późnowaryscyjskie osady molasowe są związane z grawitacyjnym kolapsem orogenu. Podczas westfalu w środkowych i wschodnich

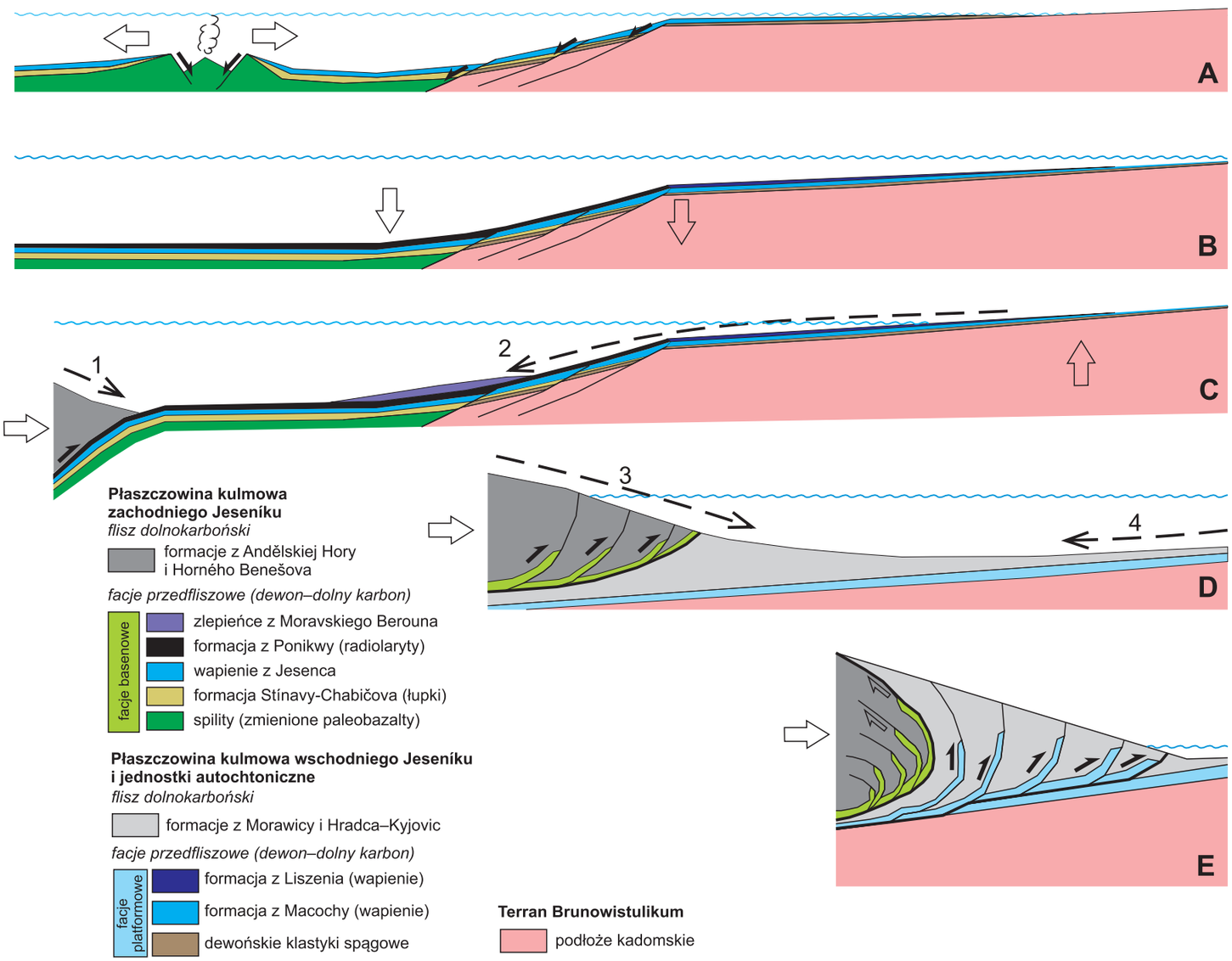


FIG. 7. Ewolucja tektoniczna paleozoicznych jednostek morawsko-śląskich: A ryftowanie od wczesnego do środkowego dewonu; B subsydencja termiczna pasywnego obrzeżenia kontynentalnego podczas górnego dewonu i dolnego karbonu; C subdukcja w dolnym karbonie doprowadza do reaktywacji obrzeżenia kontynentalnego; D nasunięcie zachodniej płaszczowiny Jeseníka z dewońskimi facjami basenowymi; E nasunięcie wschodniej płaszczowiny Jeseníka z dewońskimi facjami platformowymi i rotacja wsteczna poprzednich powierzchni nasunięć. Erozyjne źródła otoczaków: 1 – skały wulkaniczne związane z subdukcją; 2 – facja platformowa dewonu; 3 – skały lugodanubskie (granulity, durbachity, ortognejsy muskowitowe itp.); 4 – stabilne otoczaki kwarcowe z platformy

Czechach powstała wydłużona strefa depresji SW–NE, która została wypełniona osadami fluwialnymi i jeziornymi górnego karbonu i permu (Pešek, 1994). Po ustaniu przemieszczeń na nasunięciu moldanubskim doszło do regionalnej ekstensji, która doprowadziła do utworzenia się molasowych basenów sedymentacyjnych w półrowach tektonicznych, tzw. „bruzdach" (Melichar, 1995b). Sedymentacja molasy zakończyła się najpóźniej w triasie (Zajíc, 1998).

LITERATURA

Adámek J., Krejčí J., Kostelníček P., Thon A., 1984. Jihovýchodní svahy Českého masivu. *W*: Naftový průmysl na území Československa, publikace věnovaná 70. výročí zahájení průmyslové těžby přírodních uhlovodíků v ČSSR (red. Bednaříková, J., Thon, A.): 263–277. Moravské naftové doly, Hodonín.

Bábek O., Kalvoda J., Melichar R., 1995. Spodnokarbonské vápence při západním okraji brněnského masivu. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 40–42.

Bárta O., Melichar R., Černý J., 2021. How many extensional stages marked the Variscan gravitational collapse in the Bohemian Massif? Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 121–136.

Bukowski G., 1905. Erläuterungen zur geologische Karte Mhr. Neustadt und Schönberg. Verlag der Kaiserlich-Königliche Geologische Reichsanstalt, Wien.

Cháb J., 1978. Návrh litostratigrafické a litologické terminologie pro svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské oblasti. Věstník Ústředního ústavu geologického, 53: 43–60.

Cháb J., 1986. Stavba moravskoslezské větve evropského mladopaleozoického orogenu (pracovní hypotéza). Věstník Ústředního ústavu geologického, 61: 113–120.

Cháb J., Breiter, K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2008. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Česká geologická služba, Praha.

Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2010. Outline of the geology of the Bohemian massif: the basement rocks and their carboniferous and permian cover. Czech Geological Survey, Praha.

Chlupáč I., 1964. K stratigrafickému dělení moravského devonu. Časopis pro mineralogii a geologii, 9: 309–316.

Chlupáč I., 1995. Lower Cambrian arthropods from the Paseky Shale (Barrandian area, Czech Republic). Journal of the Czech Geological Society, 40 (4): 1–8.

Chlupáč I., 1998. Poznámky k rozšíření devonu a stavbě metamorfovaného paleozoika v jižní a střední části Ještědského pohoří. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, 31: 19–22.

Chlupáč I., Vrána S., 1994. Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic (Report of the Working Group for Regional Geological Classification of the Bohemian Massif at the former Czechoslovak Stratigraphic Commission). Journal of the Czech Geological Society, 39 (1): 127–144.

Chlupáč I., Zikmundová J., 1976. The Devonian and Lower Carboniferous in the Nepasice bore in East Bohemia. Věstník Ústředního ústavu geologického, 51 (5): 269–278.

Chlupáč I., Havlíček V., Kříž J., Kukal Z., Štorch P., 1998. Paleozoic of the Barrandian. Czech Geological Survey, Praha.

Chopin F., Schulmann K., Skrzypek E., Lehmann J., Dujardin J.R., Martelat J.E., Lexa O., Corsini M., Edel J.B., Štípská P., Pitra P., 2012. Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). Tectonics, 31 (1): 1–27.

Collett S., Štípská P., Schulmann K., Peřestý V., Soldner J., Anczkiewicz R., Lexa O., Kylander-Clark A., 2018. Combined Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of the Mariánské Lázně Complex: New constraints on the timing of eclogite-and granulite-facies metamorphism. Lithos, 304: 74–94.

Crowley Q.G., Floyd P.A., Štědrá V., Winchester J.A., Kachlík V., Holland G., 2002. The Mariánské-Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. *W*: Paleozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society of London Special Publications, 201: 177–195.

Čžjžek J., 1853. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberge. Beilage zum VII. Bande der Sitzugsberichte der·mathemalisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien.

Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G., 1998. U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). Geologische Rundschau, 87: 135–149.

Drábek M., Stein H., 2003. The age of formation of a marble in the Moldanubian Varied Group, Bohemian Massif, Czech Republic using Re-Os dating of molybdenite. *W*: Mineral Exploration and Sustainable Development (red. C.J. Eliopoulos, P. Spry, H. Stein, G. Beaudoin): 973–976. Millpress, Rotterdam.

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 (8): 3–85.

Dvořák J., 1994. Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. Czech Geological Survey Special Papers 3: 1–77.

Eckelmann K., Nesbor D., Königshof P., Linnemann U., Hofmann M., Lange J.-M., Sagawe A., 2014. Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea Constraints by U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenohercynian zone, Central European Variscides). Gondwana Research, 25: 1484–1500.

Finger F., Pin Ch., 1997. Arc-type crustal zoning in the Bruno-Vistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late-Proterozoic Euro-Gondwana margin. Journal of the Czech Geological Society, 42 (3): 53.

Finger F., Tichomirova M., Pin Ch., Hanžl P., Steyrer H.P., 2000. Relics of a Proterozoic, early-Panafrican back-arc-basin ophiolite in the Brno Massif, eastern Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 89: 328–335.

Finger F., Gerdes A., Janoušek V., René M., Riegler G., 2007. Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. Journal of Geosciences, 52 (1–2): 9–28.

Franke W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geological Society of America Special Paper, 230: 67–90.

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.

Fuchs G., 1976. Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 119: 45–61.

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40 (1–2): 65–90.

Hajná J., Žák J., Kachlík V., Chadima M., 2010. Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá–Barrandian unit, Bohemian Massif. Precambrian Research, 176 (1): 27–45.

Hajná J., Žák J., Kachlík V., Dörr W., Gerdes A., 2013. Neoproterozoic to early Cambrian Franciscan-type mélanges in the Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif: Evidence of modern-style accretionary processes along the Cadomian active margin of Gondwana? Precambrian Research, 224: 653–670.

Hanžl P., Janoušek V., Soejono I., Buriánek D., Svojtka M., Hrdličková K., Erban V., Pin Ch., 2019. The rise of the Brunovistulicum: age, geology, petrology and geochemical character of the Neoproterozoic magmatic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. International Journal of Earth Sciences, 108: 1165–1199.

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, London, 158:137–150.

Hauzenberger C., Schantl P., Sizova E., Fritz H., Finger F., Linner M., Müller T., 2020. Genesis of felsic and mafic HP granulites from the Moldanubian Zone, Lower Austria. EGU General Assembly 2020, 4–8 May 2020, EGU2020-18232.

Havlena V., 1976. Late Paleozoic Paleogeography of Czechoslovakia and the Plzeň Basin. Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica, 7: 1–31.

Havlíček V., 1963. Tektogenetické porušení barrandienského paleozoika. Sborník geologických věd, Geologie, 1: 77–102.

Henk A., 1999. Did the Variscides collapse or were they torn apart?: A quantitative evaluation of the driving forces for postconvergent extension in central Europe. Tectonics, 18 (5): 774–792.

Hinterlechner K., 1911. Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmische Masse. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911: 365−380.

Hladil J., 1983. Cyklická sedimentace v devonských karbonátech Macošského souvrství. Zemní plyn a nafta, 28 (1): 1−15.

Hladil J., Patočka F., Kachlík V., Melichar R., Hubačík M., 2003. Metamorphosed carbonates of Krkonose Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). Geologica Carpathica, 54 (5): 281−297.

Holub V., Skoček V., Tásler R., 1975. Paleogeography of the Late Paleozoic in the Bohemian Massif. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 18: 313−332.

Horný R., 1964. Noví graptoliti z metamorfovaného siluru Podkrkonoší. Časopis Národního muzea, Oddíl přírodovědný, 133 (4): 224.

Howell D.G., 1989. Tectonics of Suspect Terranes. Mountain building and continental growth. Chapman & Hall (Topics in the Earth Sciences 3), London.

Jachowicz M., Přichystal A., 1997. Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. Bulletin of the Czech Geological Survey, 72: 329–332.

Jaroš J., Mísař Z., 1976. Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome(Czechoslovakia). Věstník Ústředního ústavu geologického, 51: 113–122.

Jenček V., Vajner V., 1968. Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. Krystalinikum, 6: 105–124.

Jeřábek P., Konopásek J., Žáčková E., 2016. Two-stage exhumation of subducted Saxothuringian continental crust records underplating in the subduction channel and collisional forced folding (Krkonoše-Jizera Mts., Bohemian Massif). Journal of Structural Geology, 89: 214–229.

Kalvoda J., 1998. The Main Phases of extension in the eastern part of the Rhenohercynian Zone. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 42 (2): 274–275.

Literatura

Kalvoda J., Bábek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Špaček P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97: 497–518.

Kettner R., 1916. O nové srovnávací petrografické sbírce „Barrandienu" v Museu Království českého. Časopis Musea království českého, 90 (9): 82–94, 214–226.

Kettner R., 1922. Algonkium na Moravě. Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, 33 (1): 1–4.

Klápová H., 1977. Metabasites of the Strážek Moldanubicum. Praca magisterska (maszynopis), Univerzita Karlova, Praha.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kodym O., 1948. Přednáška z Geologie českého masivu 1 – Úvod, přehled a zona barrandienko-železnohorská. AOPK, Praha.

Kodym O., 1949. Přednáška z Geologie českého masivu 2 – Krystalinické oblasti v jádře Českého masivu. AOPK, Praha.

Kopecký L., Chlupáčová M., Klomínský J., Sokol A., 1997. The Čistá-Jesenice Pluton in Western Bohemia: Geochemistry, Geology, Petrophysics and Ore Potential. Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie, 31: 97–126.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 1: 1–39.

Kříbek B., Hladíková J., Frýda J., 1997. Scapolite- and anhydrite-bearing rocks from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: metamorphosed exhalites and evaporites. Journal of the Czech Geological Society, 42 (3): 62.

Kusbach V., Janoušek V., Hasalová P., Schulmann K., Fanning C. M., Erban V., Ulrich S., 2015. Importance of crustal relamination in origin of the orogenic mantle peridotite–high-pressure granulite association: example from the Náměšť Granulite Massif (Bohemian Massif, Czech Republic). Journal of the Geological Society, London, 172 (4): 479–490.

Maierová P., Schulmann K., Štípská P., Gerya T., Lexa O., 2021. Trans-lithospheric diapirism explains the presence of ultra-high pressure rocks in the European Variscides. Communications Earth & Environment, 2 (1):1–10.

Malkovský M., 1979. Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. Ústřední ústav geologický, Nakladatelství Academia, Praha.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S. 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109, 1105–1131.

Mašek J., Zoubek J., 1980. Návrh vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. Věstník Ústředního ústavu geologického, 55 (2): 121–123.

Matte Ph., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13:122–128.

Matte Ph., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177 (1–3): 151–170.

Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Teplá(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.

Melichar R., 1995a. Vztah moldanubika, svrateckého a poličského krystalinika v rámci geologie východního okraje Českého masivu. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 96–97.

Melichar R., 1995b. Tektonický význam boskovické brázdy. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 64–66. Brno.

Melichar R., 2004. Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. Krystalinikum, 30: 167–187.

Mísař Z., 1963. Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematicko-přírodních věd, 73 (17): 1–60.

Mísař Z., 1965a. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, Oblast durynsko-krušnohorská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., 1965b. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, IV Oblast moravskoslezská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., 1969. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, III Oblast západosudetská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., Dudek A., 1993. Some critical events in the geological history of eastern margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society, 38 (1–2): 9–20.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J., 1983. Geologie ČSSR I. Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Murphy J.B., Pisarevsky S.A., Nance R.D., Keppie J.D., 2004. Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of periGondwanan terranes: implications for Laurentia–Gondwana connections. International Journal of Earth Sciences, 93: 659–682.

Němec D., 1968. Die Metamorphose des NE-Randes des Kernes der Böhmischen Masse. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1968 (1–2): 189–203.

Pälchen W., Walter H., 2011. Geologie von Sachsen 1 Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. Schweizerbart, Stuttgart. Wydanie 2.

Patočka F., Pivec E., Oliveriová D., 1996. Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchory Mts. crystalline complex (Western Sudetes, Bohemian Massif). Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen, 170: 313–330.

Pauk F., 1986. Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby. Sborník geologických věd, Geologie, 41: 105–125.

Pešek J., 1994. Carboniferous of Central and Western Bohemia (Czech Republic). Czech Geological Survey, Prague.

Pošepný F., 1895. Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram. Archiv für praktische Geologie, 2: 609–652.

Stampfli G.M., von Raumer J.F., Borel G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *W*: Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement (red. J.R.M. Catalan, R.D. Hatcher, R. Arenas, F.D. Garcia). Geological Society of America Special Papers, 364: 263–280.

Stille H., 1948. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 100: 223–266.

Stille H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 2: 1–140.

Suess E., 1888. Das Antlitz der Erde. Band II. F. Tempsky, Prag i G. Freytag, Leipzig.

Suess F.E., 1901. Zur Tektonik der Gneissgebiete am Ostande der böhmischen Masse. Verhandlungen der Geologische Reichsanstalt, 1901: 17–18, 399–402.

Suess F.E., 1903. Bau und Bild der Böhmischen Masse. F. Tempsky, Wien i G. Freytag, Leipzig.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschrifte der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematik und Naturwissenschaften, 78: 541–631.

Suess F.E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger, Berlin.

Svoboda J., Prantl F., 1951. Příspěvek ke stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. Sborník Ústředního ústavu geologického, 18: 317–321.

Svoboda J., Beneš K., Dudek A., Holubec J., Chaloupský J., Kodym O., Malkovský M., Odehnal L., Polák A., Pouba Z., Sattran V., Škvor V., Weiss J., 1964. Regionální geologie ČSSR I. Český masív 1. Krystalinikum. Ústřední ústav geologický, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Thiele O., 1976. Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 119: 75–81.

Thiele O., 1984. Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmischen Masse (Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 126: 513–523.

Timmerman M.J., Krmíček L., Krmíčková S., Sláma J., Sudo M., Sobel E., 2023. Tonian–Ediacaran evolution of the Brunovistulian microcontinent (Czech Republic) deciphered from LA-ICP-MS U–Pb zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite ages. Precambrian Research, 387 (4): 1–20.

Tollmann A., 1986. Variská příkrovová stavba v moldanubiku. Časopis pro mineralogii a geologii, 31 (1): 89–92.

Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., Ioane D., Seghedi A., 2006. Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. *W*: European Lithosphere Dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson), Geological Society of London Memoirs, 32: 323–332.

Zajíc J., 1998. The first find of the dinosaurian footprint in the Czech Republic (the Krkonoše Piedmont Basin) and its stratigraphic significance. Journal of the Czech Geological Society, 43 (4): 273–275.

Zapletal K., 1926. Geologie středu Svratské klenby. Sborník Státního geologického ústavu Československé republiky, 5: 509–560.

Zapletal K., 1928. Geologie a petrografie okolí brněnského. Časopis Moravského zemského musea, 25: 67–111.

Zapletal K., 1932. Geologie a petrografie země Moravskoslezské. Nákladem vlastním, Brno.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2018. A new U–Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

Žák J., Verner K., Janoušek V., Holub F.V., Kachlík V., Finger F., Hajná J., Tomek F., Vondrovic L., Trubač J., 2014. A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. *W*: The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust (red. K. Schulmann, J.R. Martínez Catalán, J.M. Lardeaux, V. Janoušek, G. Oggiano). Geological Society of London Special Publications, 405: 169–196.

5.2. POWARYSCYJSKI BASEN POLSKO-NIEMIECKI

5.2.1. Basen polski

Piotr Krzywiec, Paweł Poprawa

Basen polski rozciąga się na całym obszarze Polski objętym sedymentacją w przedziale czasu od permu do kredy. Został on zobrazowany na licznych mapach paleogeograficznych i paleotektonicznych (por. Ziegler, 1990; Dadlez i in., 1998a; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Doornenbal, Stevenson, 2010). Utwory permu i mezozoiku występują również w obrębie Karpat, zajmują one jednak pozycję allochtoniczną, gdyż zostały przetransportowane ze swego miejsca depozycji na południu w trakcie ruchów tektonicznych, które ukształtowały orogen karpacki i do basenu polskiego nie są włączane. Strefy sedymentacji, analogiczne do tych związanych z basenem polskim, znajdują się również na obszarze Ukrainy, Białorusi, Rosji (okręg królewiecki), Litwy i Estonii. Od zachodu basen polski graniczy z basenem północnoniemieckim, który jednak od niego pod wieloma względami się różni (zob. podrozdział 5.2.3). Utwory permu i mezozoiku występujące na obszarze obecnej południowej Polski pod nasuniętymi płaszczowinami Karpat zewnętrznych traktować należy jako deponowane w strefie przejściowej między basenem polskim a basenami Tetydy (Ziegler, 1990). Warto również podkreślić, że w części publikacji, zwłaszcza opartych głównie na danych geofizycznych, mianem basenu polskiego określana jest charakteryzująca się relatywnie niskimi prędkościami fal sejsmicznych cała sekwencja skał osadowych, ewentualnie objętych metamorfizmem niskiego stopnia, o sumarycznej miąższości sięgającej 20 km (np. Grad i in., 2003). Strefa ta na głębokim profilu refrakcyjnym P4 jest zaznaczona kolorem zielonym (fig. 1; por. Guterch, Grad, 2006). Tymczasem należy zauważyć, że współczesna miąższość permo-mezozoiku w Polsce centralnej dochodzi maksymalnie do 7–8 km, z czego wynika, że wspomniana „geofizyczna" definicja basenu polskiego nie daje się pogodzić z definicją „geologiczną", przedstawioną na wstępie. W „geofizycznym" ujęciu basen polski obejmowałby utwory mezozoiku i permu, ale również utwory karbonu i starsze. Podejście takie jest jednak o tyle niesłuszne, że w skład tak definiowanego basenu osadowego wchodziłyby również zdeformowane skały osadowe budujące orogeny kaledoński i waryscyjski, które (przynajmniej częściowo) występują w pozycji allochtonicznej i nie zostały zdeponowane w tym samym basenie osadowym, w którym utworzyła się sukcesja permo-mezozoiczna.

Permsko-mezozoiczny basen polski rozwijał się jako część systemu intrakontynentalnych basenów osadowych określanych mianem środkowoeuropejskiego systemu basenów (ang. *Central European basin system*; van Wees i in., 2000; Maystrenko i in., 2008). Używane są też w tym kontekście nazwy basenu południowopermskiego i basenu północnopermskiego (zob. też Doornenbal, Stevenson, 2010), są one jednak nieadekwatne, gdyż dotyczą tylko permskiej części historii tego systemu basenów osadowych, podczas gdy w rzeczywistości obejmuje ona również cały mezozoik. Depocentra

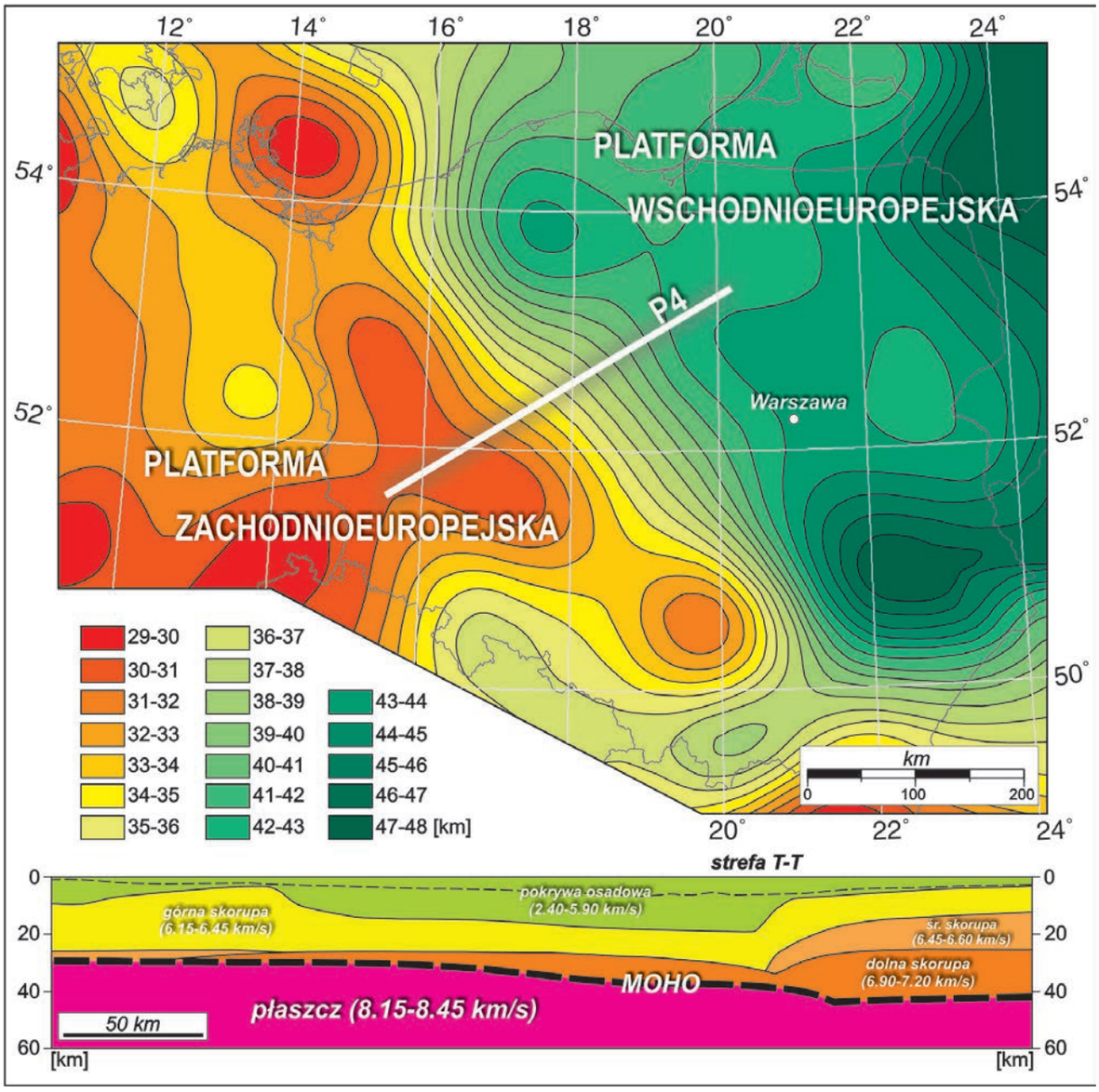


FIG. 1. Mapa głębokości granicy Moho w Polsce i na obszarach przyległych (wg Gutercha, Grada, 2006; Gutercha i in., 2010, uzupełniona na podstawie Grada i in., 2009, 2016) oraz fragment głębokiego profilu sejsmicznego P4 (wg Grada i in., 2003 oraz Gutercha, Grada, 2006, uproszczono). Cienka przerywana linia: przybliżony spąg kompleksu permsko-mezozoicznego, strefa T-T: strefa Teisseyre'a-Tornquista (por. Mazur i in., 2015 oraz rozdziały 3 i 4.2)

wchodzące w skład wspomnianego systemu basenów osadowych, takie jak basen polski, basen północnoniemiecki (por. podrozdział 5.2.3), czy depocentra ulokowane na obszarze obecnego Morza Północnego, mają wiele cech wspólnych, tak w kontekście rozwoju pokrywy osadowej, jak i różnych procesów tektonicznych (np. wynikających z wpływu tektoniki solnej związanej z cechsztyńskimi ewaporatami na przebieg ewolucji tektonicznej w mezozoiku; Pharaoh i in., 2010), jednak jest również między nimi wiele różnic, w tym – a może przede wszystkim – dotyczących ewolucji tektonicznej.

Historia tektoniczna basenu polskiego była badana na cztery podstawowe sposoby. Najbardziej szczegółowe badania były prowadzone w odsłonięciach, jednak ze względu na znaczne rozprzestrzenienie kenozoicznej pokrywy osadowej zdeponowanej po inwersji basenu, ograniczone były one do miejsc, w których skały mezozoiczne odsłaniają się na powierzchni, głównie w otoczeniu Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej i częściowo w Sudetach (np. Jaroszewski, 1972; Lamarche i in., 1998, 1999, 2002, 2003; Konon, 2007; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022; Konon i in., 2016; zob. też podrozdział 5.2.2). Drugim – podstawowym – typem danych wykorzystywanych do szeroko rozumianych badań tektonicznych utworów permu i mezozoiku przykrytych kenozoikiem były, i nadal są, dane geofizyczne, przede wszystkim dane grawimetryczne i sejsmiczne. Dane grawimetryczne pozwoliły m.in. na wykartowanie skomplikowanego systemu ujemnych anomalii grawimetrycznych w centralnej i północno-zachodniej Polsce, związanych z wysadami solnymi, oraz różnego rodzaju anomalii liniowych, związanych ze strefami uskokowymi. Pierwsze pomiary sejsmiczne na Niżu wykonano jeszcze przed wojną, jednak na szerszą skalę zaczęły być one wykorzystywane do analiz tektonicznych od lat 60. XX wieku. Były to początkowo dane analogowe, a następnie cyfrowe. Dane pozyskane w poprzednich dekadach charakteryzowały się słabą jakością obrazowania sejsmicznego takich elementów, jak strome skrzydła fałdów czy przewieszki solne. Częstym problemem było też to, że były one interpretowane w wersji mocno przewyższonej, i w efekcie wiele naskórkowych (ang. *thin-skinned*) stref uskokowych zakorzenionych w cechsztyńskich ewaporatach było interpretowanych jako bardzo strome czy wręcz pionowe uskoki, często zakorzenione w głębszym podłożu (por. Dadlez, Marek, 1969, 1974; Dadlez, 1974, 1997, 2001, 2005). Bardziej zbliżoną do rzeczywistości geometrię licznych stref uskokowych i struktur solnych w kompleksie permsko-mezozoicznym basenu polskiego odtworzono dopiero dzięki odpowiednio pozyskanym i przetworzonym nowoczesnym danym sejsmicznym, obecnie występującym często w wariancie 3D.

Modele ewolucji tektonicznej dla basenu polskiego były konstruowane również w oparciu o dane otworowe. Dane takie są oczywiście bardzo szczegółowe, dostarczają precyzyjnych informacji o stratygrafii, litologii, facjach itd., ale są punktowe, a pomiędzy otworami trzeba dokonywać czasem dalekich ekstrapolacji. Oznacza to, że mapy opracowane jedynie na podstawie otworów, bez uwzględniania danych sejsmicznych, obrazujące regionalne zmiany miąższości, mogą być przynajmniej częściowo mylnie interpretowane w kontekście występowania i aktywności stref uskokowych (np. Kutek, Głazek, 1972; Hakenberg, Świdrowska, 1997, 1998a, b, 2001; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Dadlez, 2003; Świdrowska i in., 2008). Dobrą ilustracją tego problemu są wyniki analiz sejsmicznych i otworowych utworów górnej kredy zdeponowanych w centralnej Polsce, w strefie Grudziądz–Warszawa (Stachowska, Krzywiec, 2021). W oparciu o regionalne dane sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN® wykazano, że dotychczas stosowany regionalny model architektury depozycyjnej typu *layer cake*, zakładający połogie zaleganie utworów górnej kredy i ciągłość poszczególnych wydzieleń stratygraficznych na dystansach rzędu dziesiątek i setek kilometrów, jest zasadniczo niezgodny z tym co zobrazowały profile sejsmiczne, przy użyciu których wykartowano wcześniej nieznane regionalne niegodności w obrębie sukcesji górnokredowej (por. Stachowska, Krzywiec, 2024a).

Kluczowe znaczenie dla ewolucji basenu polskiego miała aktywność stref uskokowych znajdujących się poniżej mechanicznie podatnych ewaporatów cechsztynu. Ewaporaty te, a w szczególności sole, działały w trakcie subsydencji basenu polskiego jak mechaniczny bufor, powodując, że w obrębie mezozoiku mamy do czynienia z regionalnymi, ciągłymi zmianami miąższości bez skokowych zmian związanych z aktywnością uskoków. Nie oznacza to jednak, że uskokowej aktywności w trakcie depozycji utworów mezozoiku nie było. Kwestia ta w oparciu o dane sejsmiczne jest szczegółowo omówiona poniżej.

Ostatni zestaw metod wykorzystywanych do badań tektonicznych basenu polskiego, to termochronologia modelowania dojrzałości materii organicznej oraz modelowania subsydencji tektonicznej, często wykonywane w połączeniu ze sobą (np. Dadlez i in., 1995, 1998b; Stephenson i in., 2003; Poprawa, Andriessen, 2007; Resak i in., 2008, 2010; Botor i in., 2018, 2021; Kufrasa i in., 2019; Łuszczak i in., 2020; Botor, 2023). Badania te dostarczyły danych na temat regionalnych procesów subsydencji, wypiętrzania oraz erozji w obrębie basenu polskiego.

Przedstawiona poniżej synteza ewolucji tektonicznej basenu polskiego została opracowana głównie na podstawie wyników interpretacji danych sejsmicznych skalibrowanych danymi otworowymi. Skupiono się w niej na prezentacji głównych typów zidentyfikowanych struktur tektonicznych, które przeanalizowane zostały w kontekście ewolucji poszczególnych segmentów basenu polskiego, tak na etapie jego subsydencji, jak i inwersji.

Zasadniczą cechą odróżniającą basen polski od pozostałych depocentrów środkowoeuropejskiego systemu basenów jest jego specyficzna lokalizacja na styku dwóch wielkich jednostek tektonicznych: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej i paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej (Mazur i in., 2021). Granica ta, powiązana ze strefą Teisseyre'a-Tornquista, jest wyraźnie widoczna na mapie powierzchni Moho (fig. 1; Guterch, Grad, 2006; Grad i in., 2009, 2016; Guterch i in., 2010). Mapa ta została opracowana w oparciu o głębokie dane sejsmiki refrakcyjnej i szerokokątowej sejsmiki refleksyjnej, pozyskane w ramach licznych eksperymentów sejsmicznych, takich jak POLONAISE'97 czy CELEBRATION2000, zrealizowanych pod kierunkiem Instytutu Geofizyki PAN (podsumowanie: Guterch, Grad, 2006). Zarówno na mapie, jak i na głębokim profilu sejsmicznym P4 wyraźnie widać, że przez teren Polski z południowego wschodu na północny zachód biegnie strefa oddzielająca dwa obszary o odmiennej głębokości powierzchni Moho. Jest ona zobrazowana również na mapie magnetycznej, na której na obszarze Polski północno-wschodniej i rejonów otaczających widzimy silne anomalie magnetyczne związane z płytko leżącym stropem podłoża krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego, będącego fundamentem platformy wschodnioeuropejskiej, oraz obszar platformy zachodnioeuropejskiej charakteryzujący się znacznie niższą intensywnością pola magnetycznego, co jest związane z głębszym zaleganiem czynnego magnetycznie podłoża krystalicznego (fig. 2). W permie, triasie, jurze i wczesnej kredzie ponad tą granicą było zlokalizowane centrum subsydencji basenu polskiego (Mazur i in., 2021), natomiast w późnej kredzie i wczesnym paleogenie – oś jego inwersji (Krzywiec, 2002a).

Południowa i południowo-zachodnia granica basenu polskiego jest dużo mniej precyzyjnie zdefiniowana (por. Dadlez i in., 1998a, b). Strefa sedymentacji czerwonego spągowca objęła miejscami obszar dzisiejszych Sudetów oraz obszar świętokrzyski, miejscami dochodząc do równoleżnika Krakowa (Pokorski, 1998). Obszar sedymentacji cechsztynu był nieco bardziej poszerzony na południe, ale w ujęciu regionalnym był generalnie zbliżony do obszaru sedymentacji czerwonego spągowca (Wagner, 1998). W triasie (Iwanow, 1998a, b, c) i jurze (Feldman-Olszewska, 1998a, b; Gaździcka, 1998) sedymentacja objęła cały obszar współczesnej Polski, jedynie we wczesnej jurze jej zasięg na południe i wschód był nieco ograniczony. Obszar objęty sedymentacją dolnej kredy był mocno ograniczony również na południu i południowym zachodzie (Leszczyński, 1998a), natomiast kreda górna była deponowana na większości obszaru dzisiejszej Polski (Leszczyński, 1998b). Pamiętać oczywiście trzeba, że dla Polski południowej, obecnie przykrytej przez utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (por. podrozdział 6.10) i przez orogen karpacki, rekonstrukcje paleogeograficzne dla mezozoiku traktować należy jako uogólnione i w niemałym zakresie hipotetyczne.

Ewolucję tektoniczną basenu polskiego można rozpatrywać w dwóch aspektach: (1) regionalnej permsko-mezozoicznej subsydencji zakończonej inwersją basenu w późnej kredzie i wczesnym paleogenie – oba te zjawiska były spowodowane procesami tektonicznymi w głębszym, przedpermskim podłożu oraz (2) rozwoj urożnego rodzaju deformacji tektonicznych w obrębie pokrywy permsko-mezozoicznej, często o charakterze naskórkowym, związanym z regionalnym odspojeniem mechanicznym między podłożem pre-cechsztyńskim i pokrywą mezozoiczną; w tej kategorii należałoby również umieścić tektonikę solną.

W ogólnym, regionalnym ujęciu, można stwierdzić, że rozwój basenu polskiego był związany z reaktywacją szeroko rozumianej strefy Teisseyre'a-Tornquista, początkowo w zmiennym w czasie ekstensyjnym reżimie tektonicznym. Doprowadziło to do pulsów subsydencji tektonicznej i następujących po nich etapów subsydencji termicznej (Mazur i in., 2021), a następnie w reżimie kontrakcyjnym, co, z kolei, doprowadziło do inwersji basenu. Informacji o ewolucji tektonicznej basenu polskiego dostarczyły m.in. ilościowa analiza i modelowania subsydencji (Dadlez i in., 1995; Stephenson i in., 2003). Procedury te pozwalają wydzielić z subsydencji całkowitej (będącej sumarycznym efektem: 1 – procesy *stricte* tektoniczne, takie jak uskokowanie podłoża i obniżanie jego bloków oraz 2 –

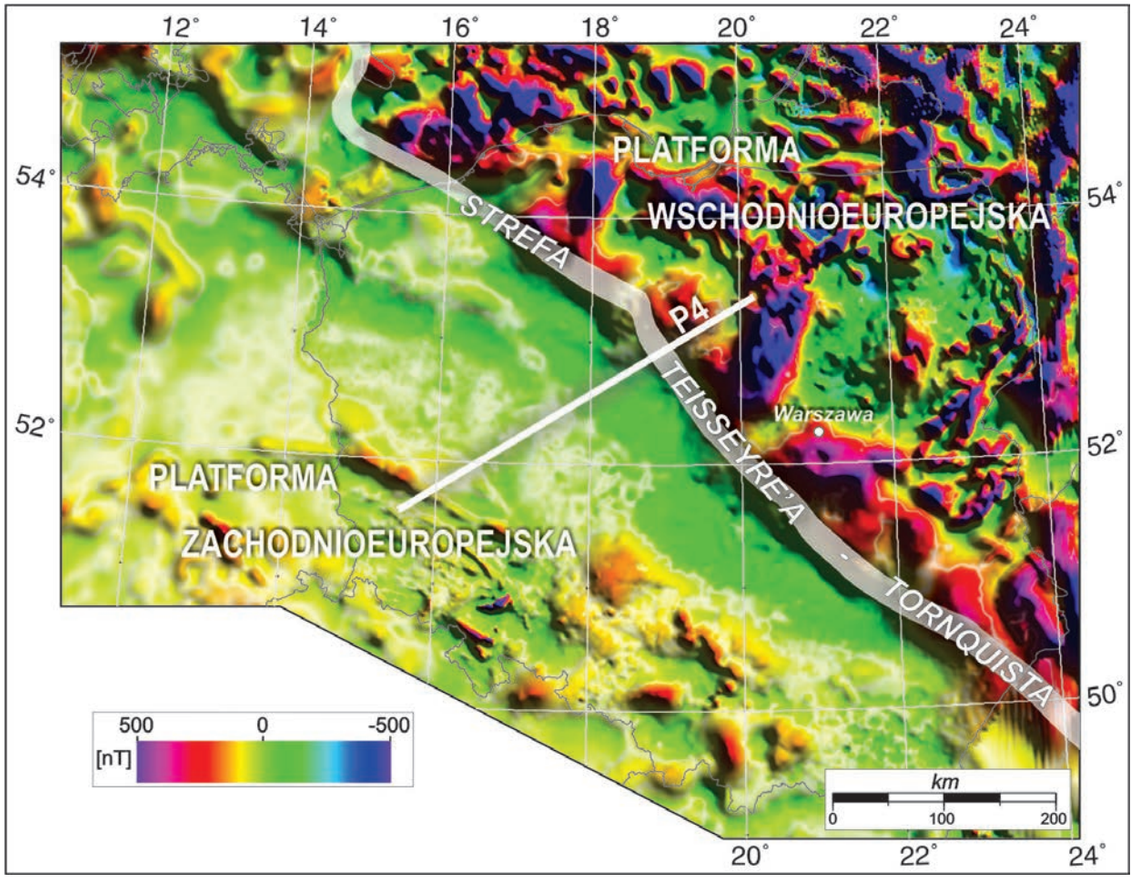


FIG. 2. Mapa magnetyczna Polski i obszarów otaczających (por. Wybraniec, 1999; Guterch i in., 2010); oraz lokalizacja strefy Teisseyre'a-Tornquista (wg Mazura i in., 2015). Biała linia – lokalizacja fragmentu głębokiego profilu sejsmicznego P4 z fig. 1

kompakcję skał zdeponowanych w obrębie basenu osadowego) jej składową tektoniczną. Charakter subsydencji tektonicznej może być wskaźnikowy dla określonych genetycznych typów basenów osadowych, takich jak baseny ekstensyjne, baseny przedgórskie czy baseny nadprzesuwcze (por. Allen, Allen, 2013). W przypadku basenu polskiego analiza subsydencji pozwoliła wydzielić trzy etapy jego tektonicznego rozwoju (fig. 3). W późnym permie i wczesnym triasie miała miejsce intensywna subsydencja tektoniczna, której tempo od środkowego triasu po środkową jurę zdecydowanie zmalało. Taki przebieg subsydencji zinterpretowano jako wskaźnikowy dla ryftowej ekstensji, przechodzącej stopniowo w fazę poryftowej subsydencji termicznej (fig. 3). W późnej jurze (oksford i kimeryd) nastąpiło znaczące przyspieszenie subsydencji tektonicznej, zwłaszcza w południowej części basenu polskiego, wskazujące na kolejny etap ekstensyjnej reaktywacji (fig. 3). Dalszy rozwój basenu pod koniec późnej jury i we wczesnej kredzie był zdominowany ponownie przez subsydencję termiczną. Proces ten został przerwany przez epizod stopniowo przyspieszającej subsydencji tektonicznej, w okresie od cenomanu do mastrychtu, kończący rozwój basenu polskiego, powodowany przez wpływ reżimu kompresyjnego, który doprowadził do pełnej inwersji basenu (Dadlez i in., 1995).

Basen polski został wypełniony osadami o maksymalnej miąższości sięgającej 10 km, o zróżnicowanej litologii i środowiskach sedymentacji, od morskich do lądowych (Marek, Pajchlowa, 1997; Kutek, 2001). Po etapie postwaryscyjskiego wulkanizmu (Paulick, Breitkreuz, 2005; McCann i in., 2006), który został udokumentowany jedynie w zachodniej i północno-zachodniej Polsce, rozpoczęła się sedymentacja lądowych osadów czerwonego spągowca. Ich geneza jest wiązana z aktywnością rowów tektonicznych (Kiersnowski, 1998; Kiersnowski, Buniak, 2006; Kiersnowski i in., 2006; Gast i in., 2010), jednak ze względu na bardzo niską jakość danych sejsmicznych pod cechsztyńskimi ewaporatami opisywane w literaturze struktury tektoniczne wpływające na sedymentację czerwonego spągowca trzeba traktować jako częściowo hipotetyczne (por. Krzywiec i in., 2019).

Ponad klastykami czerwonego spągowca zdeponowane zostały ewaporaty cechsztynu o szacowanej maksymalnej miąższości miejscami przekraczającej 1,5 km (Wagner, 1994, 1998; Kiersnowski i in., 2006; Peryt i in., 2010; Krzywiec i in., 2017). Osady zdeponowane w czasie od triasu po kredę to klastyki i węglany w facjach głębszego i płytszego morza oraz facjach lądowych. W górnym triasie lokalnie deponowane były również ewaporaty (Krzywiec i in., 2017).

Końcowym etapem ewolucji basenu polskiego była jego inwersja, która zaznaczyła się na znacznie szerszym obszarze, obejmując liczne baseny osadowe na terenie całej współczesnej Europy (Ziegler, 1987; Ziegler i in., 1995; Kockel, 2003; Kley, 2018; Voigt i in., 2021). Dla obszaru centralnych Niemiec wykazano, że proces ten był związany zarówno z wielkopromiennym regionalnym kopułowym unoszeniem skorupy ziemskiej (ang. *domal uplift*), jak też i unoszeniem bloków skorupowych wzdłuż głęboko zakorzenionych uskoków odwróconych (von Eynatten i in., 2021). Regionalne deformacje skutkujące powstaniem regionalnych powierzchni niezgodności udokumentowano niedawno na północnowschodniej flance basenu polskiego (Krzywiec i in., 2018; Stachowska, Krzywiec, 2021, 2024b) – ich geneza może być przynajmniej częściowo podobna do tego, co zaproponowano dla obszaru Niemiec.

Nie osiągnięto jeszcze pełnego konsensusu co do regionalnych procesów geodynamicznych odpowiedzialnych za późnokredową inwersję na obszarze Europy. Wiązana jest ona z naprężeniami kompresyjnymi generowanymi w strefie kolizji alpejsko-karpackiej, z regionalnym efektem aktywnej ekstensji i rozrastania się dna oceanicznego na Atlantyku, czy wreszcie z rotacyjną konwergencją płyt Afryki, Iberii i Europy (Ziegler, 1987; Ziegler i in., 1995; Krzywiec, 2002a; Kley, Voigt, 2008; Dielforder i in., 2019; Voigt i in., 2021)

Przez wiele lat toczona była dyskusja, co do dokładnego datowania momentu rozpoczęcia i zakończenia inwersji basenu polskiego (Dadlez i in., 1997; Hakenberg, Świdrowska, 1998a, 2001; Leszczyński, Dadlez, 1999; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Świdrowska i in., 2008). Kontrowersje te były związane z tym, że proponowane modele inwersji bazowały głównie na wynikach analiz danych otworowych oraz regionalnej interpolacji i ekstrapolacji trendów

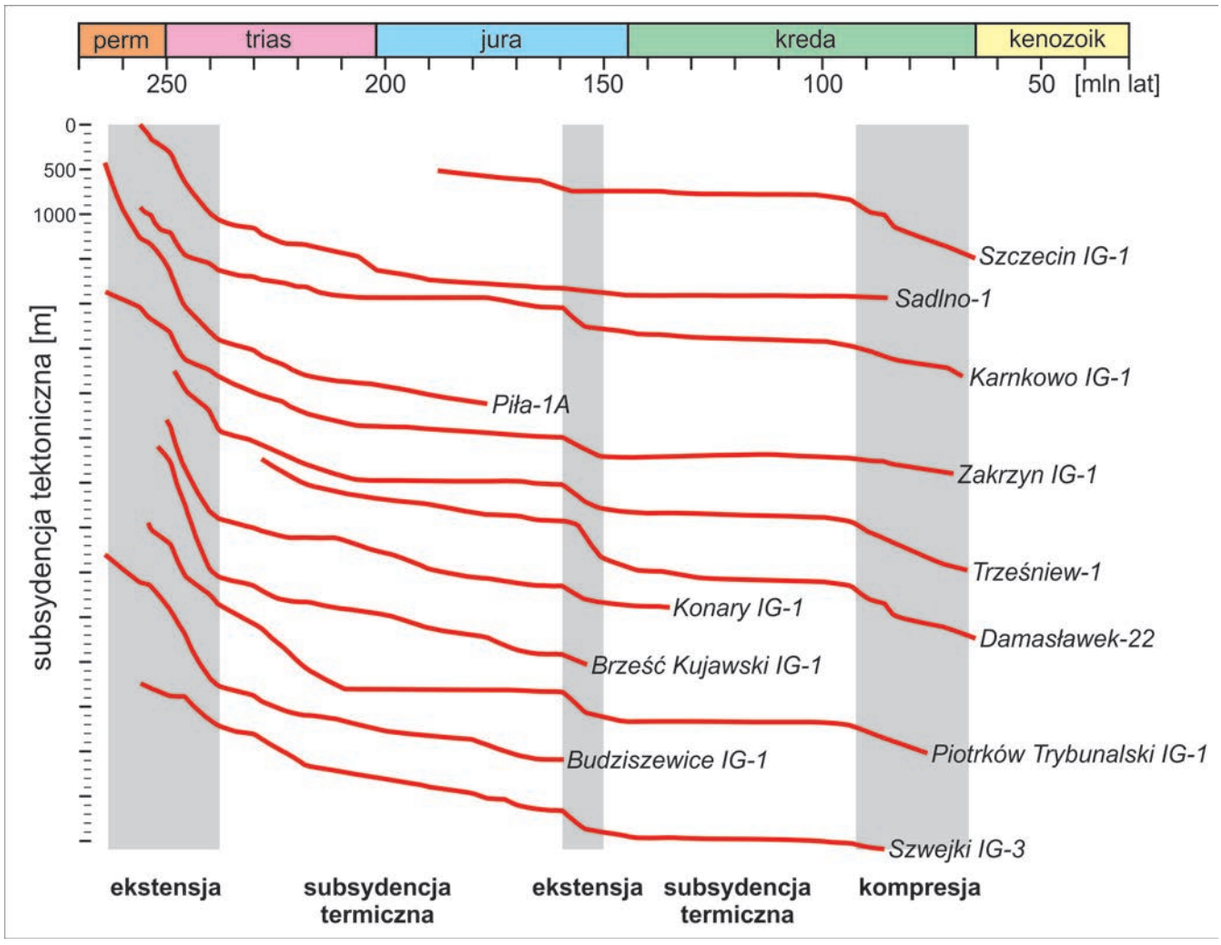


FIG. 3. Wykresy subsydencji tektonicznej obliczone dla profili wybranych otworów wiertniczych położonych w basenie polskim (por. Dadlez i in., 1995). Pokazane otwory w większości ulokowane są poza osią antyklinorium środkowopolskiego (patrz: https://baza.pgi.gov.pl/podsystemy/otwory), gdyż tylko tam zachowały się utwory górnej kredy, zdeponowane w trakcie inwersji

miąższościowych oraz facjalno-litologicznych. Tego typu podejście pozostawiało duży margines niepewności, co do datowania procesów tektonicznych, potencjalnie odpowiedzialnych za obserwowane zmiany miąższościowo-facjalne w obrębie pokrywy mezozoicznej. Udzielenie jednoznacznej odpowiedzi, co do dokładnego datowania inwersji basenu polskiego, stało się możliwe dzięki wykorzystaniu danych sejsmicznych, które precyzyjnie zobrazowały syn-inwersyjne osady górnokredowe (Krzywiec, 2002a, 2006b; Krzywiec i in., 2009; Krzywiec, Stachowska, 2016). Wyniki interpretacji danych sejsmicznych, skalibrowanych danymi otworowymi, jednoznacznie udowodniły, że inwersja rozpoczęła się w turonie–koniaku i trwała do końca mastrychtu i wczesnego paleocenu (m.in. Krzywiec, 2002a, b, 2006b, 2009a, b; Krzywiec i in., 2009, 2022a, b; Mazur i in., 2005; Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Wyniki te są zgodne z datowaniem tektoniki inwersyjnej opartym na szczegółowej analizie litofacjalnej i paleogeograficznej danych otworowych (Leszczyński, 2000, 2002, 2010, 2012) oraz wynikami modelowań subsydencji i ewolucji termicznej (Resak i in., 2008; Łuszczak i in., 2020). Maksymalna miąższość osadów zerodowanych, w efekcie inwersji basenu polskiego, szacowana jest na 2,5–3,5 km, przy dość szerokim marginesie błędu (Dadlez i in., 1997; Resak i in., 2008, 2010).

Dla ewolucji tektonicznej basenu polskiego, tak na etapie ekstensji oraz subsydencji, jak i kompresji oraz inwersji, fundamentalne znaczenie miało występowanie miąższych cechsztyńskich ewaporatów w spągowej części wypełnienia osadowego oraz, lokalnie, również ewaporatów górnego triasu (kajpru). Obecność plastycznych ewaporatów cechsztyńskich doprowadziła do regionalnego mechanicznego odspojenia między podłożem pre-cechsztyńskim a pokrywą mezozoiczną. Model takiego odspojonego mechanicznie basenu osadowego, oparty na wynikach modelowań analogowych (Withjack, Callaway, 2000), jest przedstawiony na fig. 4. Pokazuje on jak aktywność głębszych stref uskokowych znajdujących się pod plastycznymi ewaporatami przekłada się na łagodne, regionalne zmiany miąższości, tak na etapie subsydencji, jak i inwersji. Model ten pokazuje również proces powstawania peryferyjnych struktur ekstensyjnych, które mogą być położone w dość dużej odległości od centrum subsydencji (fig. 4A). W zależności od miąższości ewaporatów oraz stopnia lokalnej ekstensji w obrębie pokrywy osadowej zdeponowanej ponad ewaporatami, struktury peryferyjne na etapie ekstensji mogą tworzyć lokalne rowy tektoniczne bądź wysady solne. Powstanie tego typu peryferyjnej strefy tektonicznej, w obrębie której uformował się następnie wysad solny Szamotuł, zilustrowane zostało na regionalnym przekroju zbilansowanym, zlokalizowanym w północnej Polsce (Rowan, Krzywiec, 2014, i ich fig. 8).

Na etapie inwersji odspojonego basenu osadowego, uskoki w podłożu są reaktywowane jako uskoki odwrócone i – w efekcie – wzdłuż nich jest unoszony blok podłoża w centrum basenu, co z kolei prowadzi do uniesienia osiowej części wypełnienia osadowego powstałego na etapie ekstensji (fig. 4B). W efekcie powstaje szerokopromienne, antyklinalne wyniesienie w dnie zbiornika, ponad którym deponowane są syn-inwersyjne osady o lokalnie zredukowanej miąższości. Na etapie inwersji kompresyjnej reaktywacji ulegają również struktury peryferyjne – wypełnienie osadowe rowów tektonicznych jest unoszone wzdłuż uskoków odwróconych, a wysady solne ulegają kompresji i wyciśnięciu ku górze. W obu tych przypadkach ponad reaktywowanymi strukturami są deponowane osady syn-inwersyjne o lokalnie zredukowanej miąższości, a przy większym stopniu uniesienia dna basenu, również z lokalnymi niezgodnościami wywołanymi erozją.

Wszystkie opisane powyżej elementy odspojonego basenu osadowego można zaobserwować w basenie polskim. Po raz pierwszy idea ewolucji odspojonej mezozoicznej pokrywy osadowej ponad ewaporatami cechsztynu i głębszymi strefami uskokowymi została zaprezentowana już w latach 70. XX wieku (Dadlez, Marek, 1974: fig. 14), jednak w wielu późniejszych publikacjach została

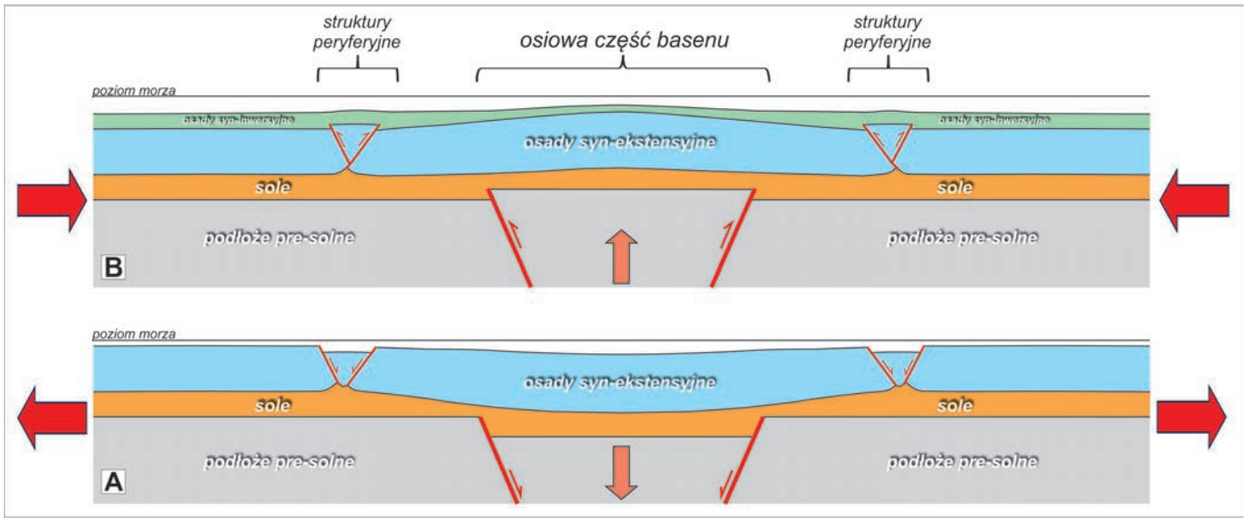


FIG. 4. Model odspojonego mechanicznie basenu osadowego rozwijającego się ponad miąższą warstwą soli na etapie ekstensji i subsydencji A oraz kompresji i inwersji B (por. Krzywiec, 2006a, 2012; Krzywiec i in., 2006). Osady syn-ekstensyjne charakteryzują się maksimum miąższości w centralnej części basenu natomiast osady syn-inwersyjne w osiowej części basenu mają najmniejszą miąższość, mogą tam też występować mniej lub bardziej lokalne strefy erozji i powiązane z nimi powierzchnie niezgodności

ona zarzucona, a w wynikach interpretacji danych sejsmicznych dominować poczęły strome czy wręcz pionowe strefy uskokowe, często przecinające cały kompleks permsko-mezozoiczny i wchodzące w podłoże przedpermskie (np. Dadlez, 2001, 2005). Tego typu interpretacje nierzadko były efektem opierania się na bardzo mocno przewyższonych profilach sejsmicznych, co jest jednym z najczęstszych powodów błędnych interpretacji strukturalnych danych sejsmicznych (Tucker, Yorston, 1973; Stewart, 2012; Turko, 2025). Interpretacja wysokiej jakości danych sejsmicznych, wykonana w ostatnich dwóch dekadach, pozwoliła dodatkowo uzasadnić model odspojonego basenu osadowego oraz w wielu aspektach go doprecyzować (Krzywiec, 2002a, b, 2006a, b, 2012; Krzywiec i in., 2006, 2022a; Rowan, Krzywiec, 2014). Dla centralnej części basenu polskiego (rejon Szubina) ewolucję odspojonego basenu osadowego dodatkowo potwierdzono przy użyciu zintegrowanych modelowań analogowych i numerycznych (Krzywiec i in., 2019, 2024). Modelowania te pokazały, jak późnokredowa inwersja półrowu tektonicznego wypełnionego utworami czerwonego spągowca oraz cechsztynu może doprowadzić do powstania poduszki solnej i nadległego fałdu w utworach mezozoicznych, jednak bez powstania uskoku odwróconego, czego można byłoby oczekiwać dla procesu inwersji basenu. Taki pośredni wpływ aktywności uskoku odwróconego w podłożu podpermskim na fałdowanie w obrębie mezozoiku jest właśnie objawem mechanicznego odspojenia utworów pod- i nadewaporatowych. Modelowania analogowe (Burliga i in., 2012a) wykorzystano do uzasadnienia koncepcyjnego modelu kompresyjnej reaktywacji peryferyjnej naskórkowej struktury Oświna położonej w północno-zachodniej części basenu polskiego (Krzywiec, 2002a, b).

W oparciu o różnego rodzaju dane geologiczne i geofizyczne zaproponowano dla basenu polskiego lokalizację głębokich stref uskokowych odpowiedzialnych za jego subsydencję, a następnie inwersję, zgodnie z modelem pokazanym na fig. 4 (Krzywiec, 2006a, b; Krzywiec i in, 2006). Strefy te są pokazane na tle mapy grawimetrycznej (fig. 5) i mapy współczesnej głębokości spągu cechsztynu (fig. 6) będącej bliską aproksymacją post-inwersyjnej geometrii podłoża basenu polskiego. Aktywność tych stref uskokowych na etapie subsydencji doprowadziła do uformowania się osiowej części basenu polskiego, zwanej bruzdą środkowopolską, charakteryzującej się największymi miąższościami pokrywy osadowej (fig. 7; por. Dadlez i in., 1998b). Ze względu na generalnie słabą jakość obrazowania sejsmicznego pod ewaporatami cechsztynu, trudno jest jednoznacznie określić relacje tych głębokich stref uskokowych do utworów czerwonego spągowca, jednak analiza regionalnych map paleogeograficzno-paleofacjalnych sugeruje, że ewolucja centralnej części basenu czerwonego spągowca przynajmniej częściowo była kontrolowana przez omawiane strefy uskokowe (por. Krzywiec i in., 2006: fig. 14, 2019).

Aktywność głębokich stref uskokowych była też częściowo odpowiedzialna za uformowanie się w mezozoiku (począwszy od późnego triasu) różnego rodzaju struktur solnych (Sokołowski, 1966, 1972; Burliga, 1996; Dadlez, 1974, 1997, 2001; Dadlez, Marek, 1969, 1974; Krzywiec, 2004, 2012; Burliga i in., 2012a, b; Krzywiec, Stachowska, 2016; Rowan, Krzywiec, 2014). Na fig. 8 wyraźnie widać koincydencję między przebiegiem tych głębokich stref uskokowych a lokalizacją poduszek i wysadów solnych. Poduszki solne ulokowane ponad głębokimi strefami uskokowymi przynajmniej częściowo mogły powstać w efekcie inwersji półrowów tektonicznych wypełnionych cechsztyńskimi ewaporatami o lokalnie zwiększonej miąższości, tak jak w przypadku struktury Szubina (Krzywiec i in., 2019, 2024).

Regionalne uskoki w głębszym podłożu pre-permskim były aktywne również na etapie inwersji basenu polskiego – ich aktywność doprowadziła do powstania regionalnej antyklinalnej struktury zwanej antyklinorium środkowopolskim (fig. 9). W skali regionalnej jego powstanie było analogiczne do tego co pokazano na modelu z fig. 4.

Na etapie ekstensji obecność cechsztyńskich ewaporatów w basenie polskim doprowadzić mogła również do regionalnego zjawiska grawitacyjnego ześlizgiwania się (ang. *gravity gliding*) całej pokrywy osadowej w stronę centrum basenu. Doprowadzić to mogło do powstania struktur ekstensyjnych na krawędziach basenu, takich jak np. strefa uskokowa Poznań–Kalisz i być może również strefa uskokowa Poznań–Oleśnica na obszarze południowo-zachodniej flanki basenu, oraz południowo-wschodniego, naskórkowego segmentu strefy Koszalin–Chojnice na flance północno-wschodniej. W przypadku strefy uskokowej Poznań–Kalisz należy jednak pamiętać, że jej geneza mogła być też przynajmniej częściowo związana z ruchami przesuwczymi w podłożu (Kwolek, 2000). Powstanie struktur ekstensyjnych na flankach basenu polskiego było powiązane z powstaniem struktur kompresyjnych w jego centralnej części, takich jak np. struktura Wojszyc (por. Warsitzka i in., 2021 oraz transekt 3 z fig. 10). Byłoby to zjawisko analogiczne do tego, jakie obserwujemy na pasywnych obrzeżach kontynentalnych, gdzie mamy często do czynienia z obszarami regionalnej ekstensji w górnej części skłonu kontynentalnego (ang. *upslope extension*), kompensowanych w dolnej części skłonu, w głębokiej części basenu, przez regionalne strefy kompresji (ang. *downslope compression*) (Rowan i in., 2004). W przypadku basenu polskiego oczywiście skala tego zjawiska byłaby zupełnie inna – systemy grawitacyjne na skłonach kontynentalnych mają często rozmiary liczone w setkach czy tysiącach kilometrów podczas gdy w basenie polskim można mówić o kilkudziesięciu kilometrach, maksymalnie 100–150 km (Warsitzka i in., 2021).

W północno-zachodniej części basenu (obszar morski) oraz w części południowo-wschodniej (północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i częściowo Lubelszczyzna), czyli poza zasięgiem ewaporatów, tektonika w podłożu była bezpośrednio przenoszona w obręb mezozoicznej pokrywy osadowej bez efektu mechanicznego odspojenia.

Struktura wybranych fragmentów basenu polskiego jest zilustrowana na profilach geosejsmicznych pokazanych na fig. 10 (por. Krzywiec, 2006a, b; Krzywiec i in., 2006; Scheck-Wenderoth i in., 2008). Ilustrują one wszystkie kluczowe elementy tektoniczne opi-

5
Platforma paleozoiczna

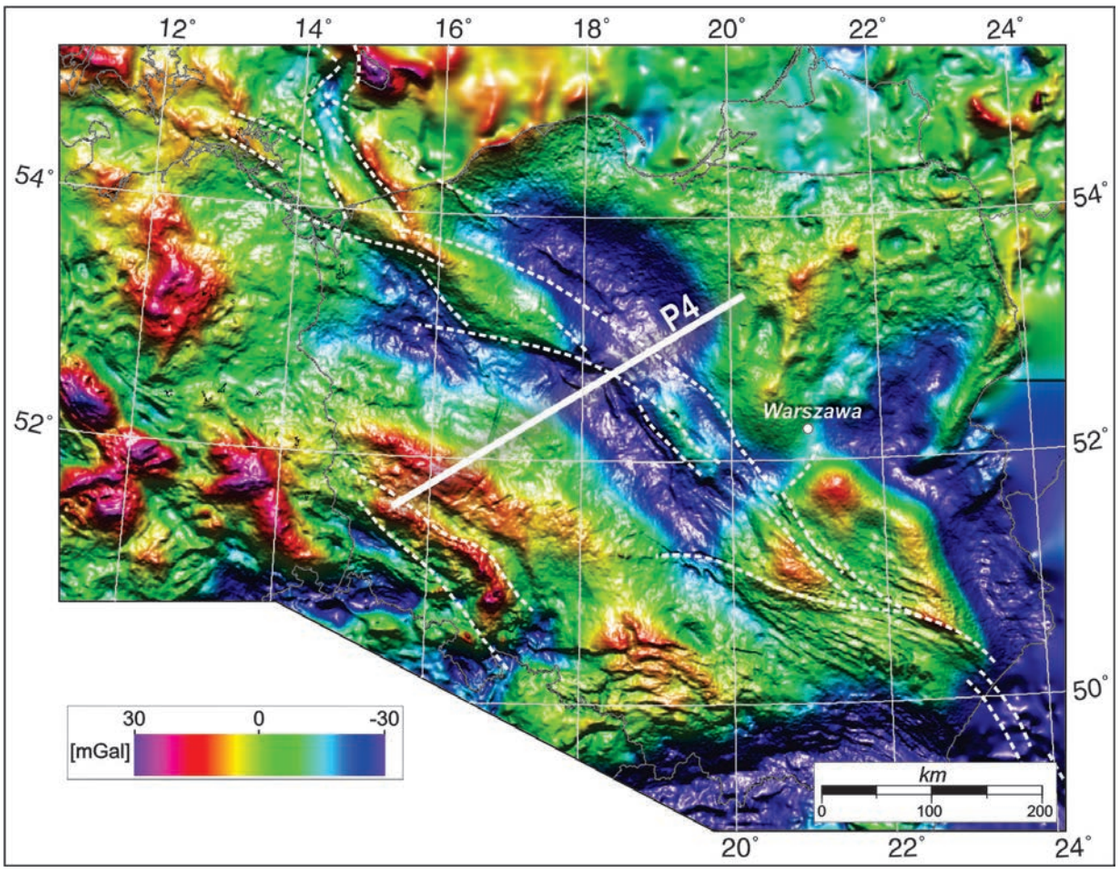


FIG. 5. Mapa grawimetryczna (por. Wybraniec, 1999; Guterch i in., 2010) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (białe przerywane linie, wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione w oparciu o Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020). Biała linia – lokalizacja fragmentu głębokiego profilu sejsmicznego P4 z fig. 1

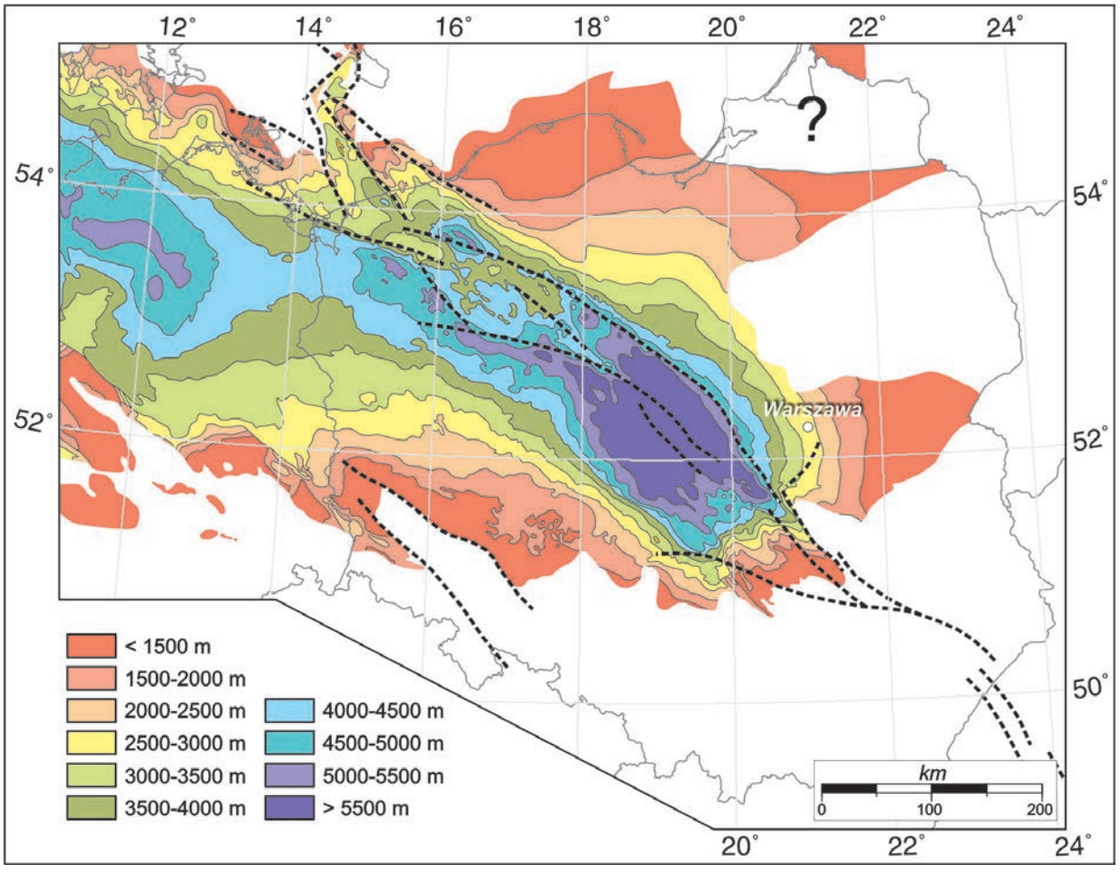


FIG. 6. Mapa głębokości spągu cechsztynu (wg Papiernika i in., 2000; Krzywca i in., 2006; Peryta i in., 2010) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (czarne przerywane linie; wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione na podstawie Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020)

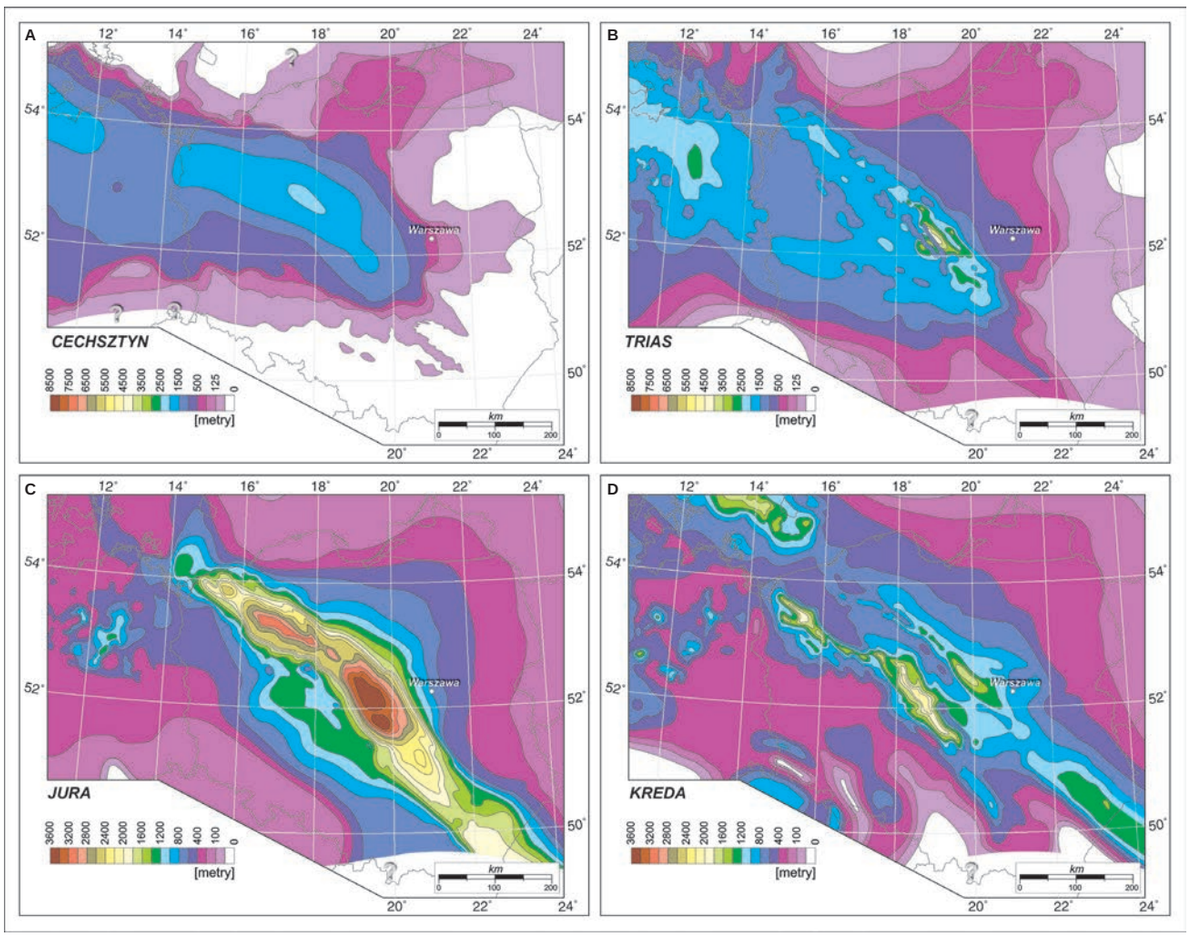


FIG. 7. Paleomiąższość cechsztynu A, triasu B, jury C i kredy D (wg Dadleza i in.,1998a; Zieglera, 1990; Maystrenki i in., 2013)

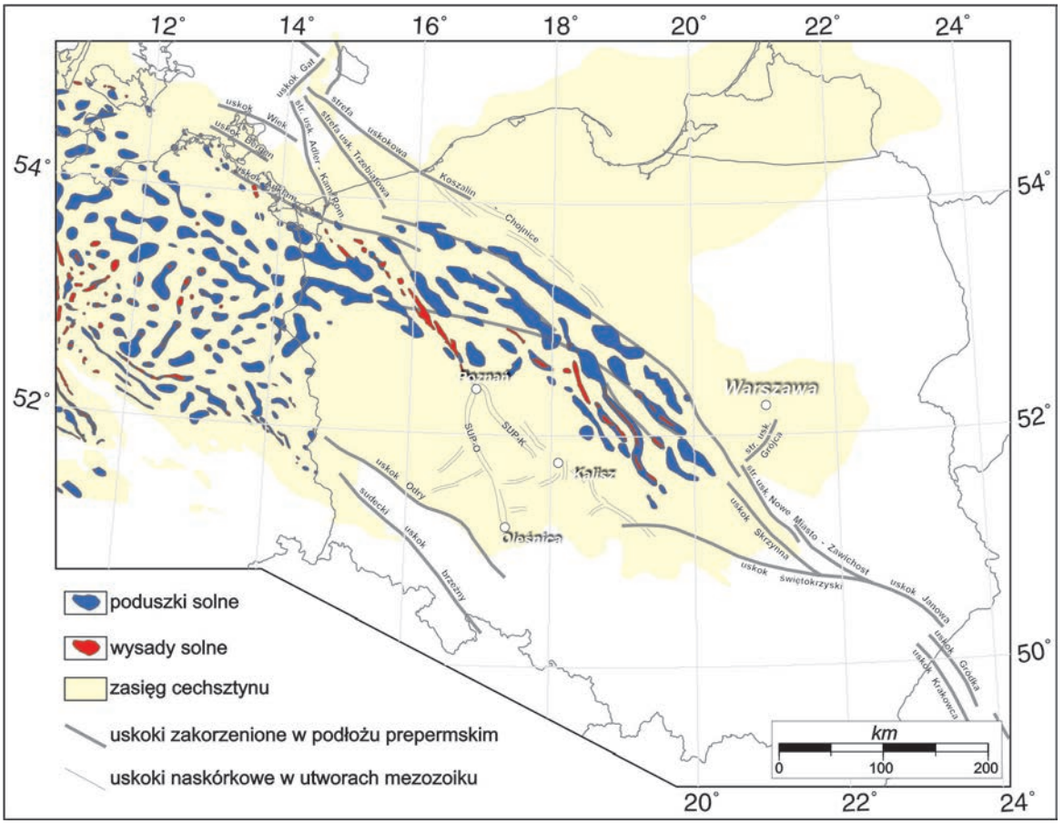


FIG. 8. Mapa struktur solnych i głównych stref uskokowych w kompleksie mezozoicznym (wg Dadleza, Marka, 1998; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Peryta i in., 2010; Pharaoha i in., 2010) oraz głównych stref uskokowych w podłożu pre-cechsztyńskim odpowiedzialnych za subsydencję i inwersję basenu polskiego (wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione w oparciu o Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020; zob. też podrozdział 5.2.3). Tektonika naskórkowa w mezozoiku na podstawie Dadleza i in. (1998a), Kwolka (2000) i Wybrańca (1998).
SUP-O: strefa uskokowa Poznań–Oleśnica, SUPK: strefa uskokowa Poznań–Kalisz

5
Platforma paleozoiczna

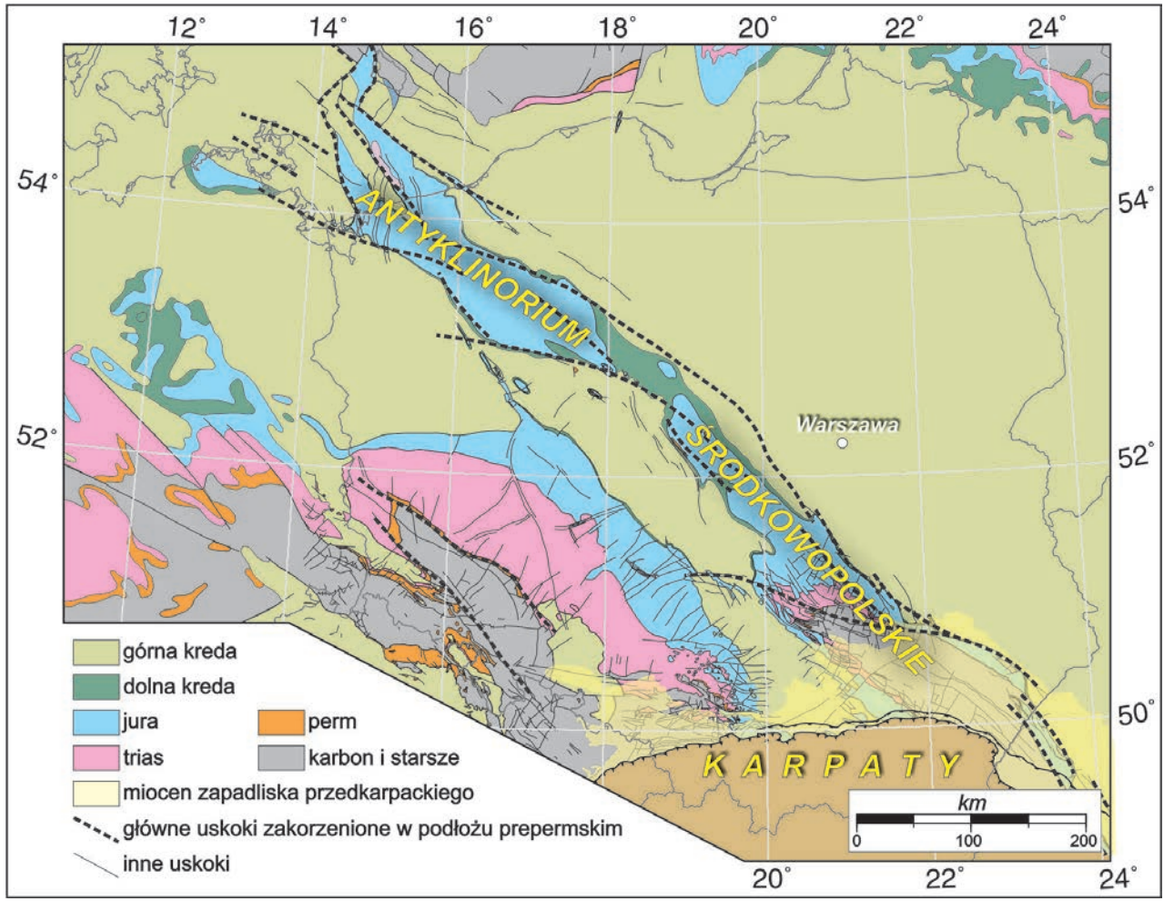


FIG. 9. Mapa geologiczna bez kenozoiku (wg Pożaryskiego i in., 1979; Zieglera, 1990; Dadleza i in., 2000; Ponikowskiej i in., 2024) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (czarne przerywane linie wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełniono wg Seidla i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020)

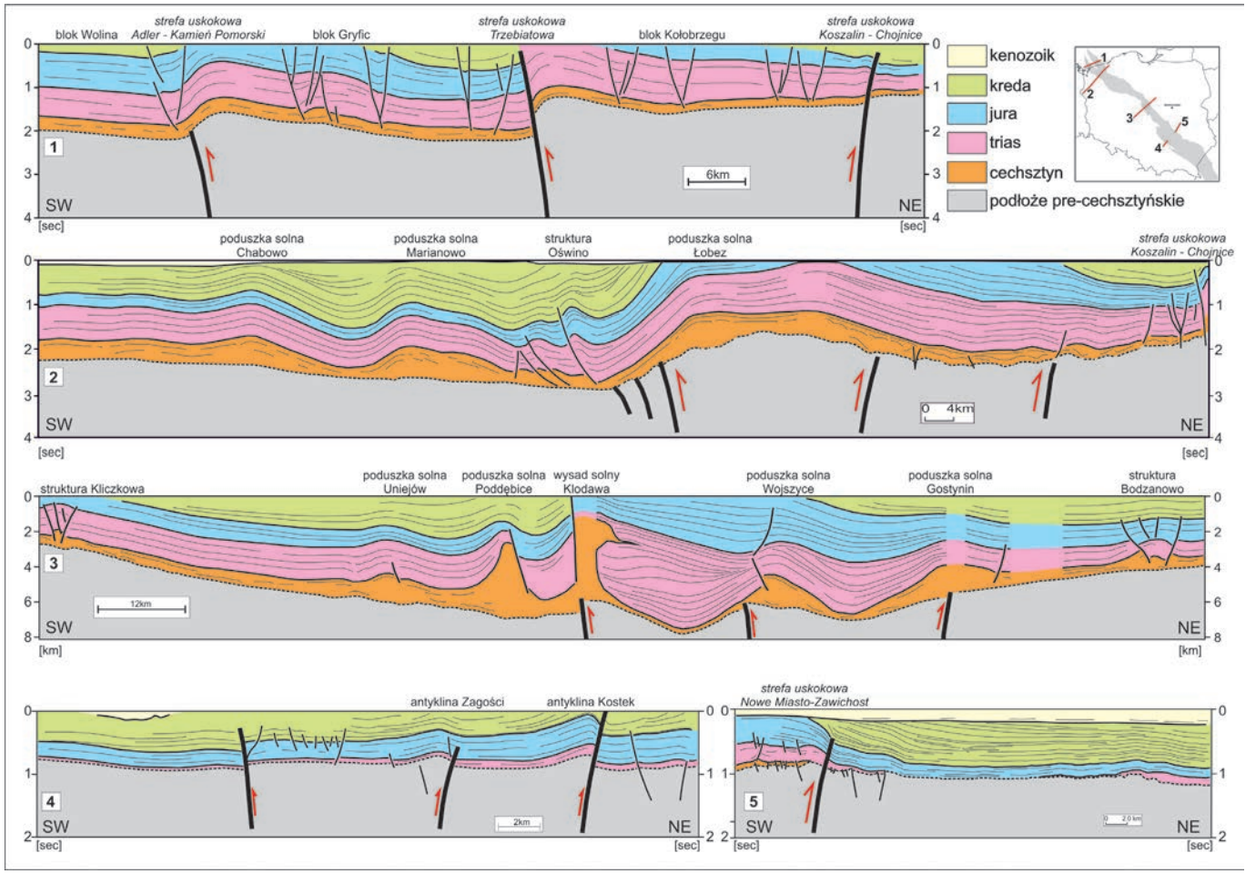


FIG. 10. Transekty geosejsmiczne obrazujące regionalną budowę basenu polskiego (Scheck-Wenderoth i in., 2008, zmodyfikowano)

sane powyżej. Profil 1 jest ulokowany na obszarze Bałtyku, na północno-zachodniej krawędzi basenu cechsztyńskiego charakteryzującej się niewielką miąższością plastycznych ewaporatów. Widać na nim dwie strefy tektoniczne (strefę uskokową Koszalin–Chojnice i strefę uskokową Trzebiatowa) zakorzenione w głębszym podłożu i związane ze skokowymi zmianami miąższości w mezozoiku, co dokumentuje ich aktywność na etapie subsydencji tej części bruzdy śródpolskiej (por. Dadlez, 1990; Mazur i in., 2005; Pokorski, 2010; Nguyen i in., 2024; Ponikowska i in., 2024). Te strefy uskokowe były również aktywne na etapie inwersji basenu, a ich reaktywacja w postaci uskoków odwróconych doprowadziła do uniesienia bloku Kołobrzegu. Inną charakterystykę ma strefa uskokowa Adler–Kamień Pomorski – w triasie nie była ona aktywna, na co wskazuje stała miąższość triasu, w jurze mogła charakteryzować się niewielką aktywnością ekstensyjną, natomiast główna faza aktywności, odpowiedzialna za utworzenie uskoku odwróconego, przypadła na późną kredę, na fazę inwersji basenu polskiego. Przemieszczenie wzdłuż tego uskoku odwróconego było na tyle małe, że uniesiony został blok Gryfic, a w obrębie pokrywy permo-mezozoicznej powstała jedynie antyklina inwersyjna, która jednak nie została przecięta uskokiem, a strefa uskokowa Adler–Kamień Pomorski została ograniczona do podłoża pre-cechsztyńskiego.

Profil 2 najlepiej odzwierciedla tektoniczny styl deformacji basenu polskiego, zgodny z modelem przedstawionym na fig. 4. Widać na nim uniesioną osiową część basenu, tworzącą obecnie antyklinorium środkowopolskie, charakteryzującą się zarazem największymi miąższościami utworów mezozoicznych. W przypadku głęboko zerodowanej jury, miąższość pre-erozyjna i zarazem pre-inwersyjna może być tylko szacowana, ale rozbieżny układ warstw jurajskich w kierunku osi antyklinorium sugeruje, że miąższości były tam największe. Zgodnie z sytuacją przedstawioną na modelu (fig. 4), zmiany miąższości w obrębie triasu i jury są ciągłe, a uskoki w podłożu nie przecięły miąższych utworów cechsztynu. Na obu flankach znajdują się struktury peryferyjne tj. struktura Oświno (Krzywiec, 2002b) i struktura (strefa uskokowa) Koszalin–Chojnice. Obie te struktury uległy kompresyjnej reaktywacji w późnej kredzie, tak jak to pokazano na modelu (fig. 4B).

Profil 3 z centralnej, kujawskiej części basenu polskiego pokazuje wysad solny Kłodawa, uformowany ponad uskokiem w podłożu, który bardziej szczegółowo omówiony jest poniżej. Również w tym przypadku widzimy struktury peryferyjne (strukturę Bodzanowa i rów Kliczkowa), rozwinięte na flankach basenu polskiego w stosunkowo dużej odległości od jego centrum. Obie te struktury mają charakter naskórkowy, a za powierzchnię odkłucia posłużyły cechsztyńskie ewaporaty.

Profil 4 ilustruje strukturę niecki miechowskiej (por. Słonka, Krzywiec, 2020a, b). Występują tam trzy strefy uskokowe aktywne w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego, jednak wydaje się, że ich aktywność na etapie subsydencji była niewielka. Ze względu na brak ewaporatów nie dochodzi w tej części basenu do mechanicznego odspojenia u spągu mezozoiku. Deformacje w podłożu bezpośrednio przekładają się na deformacje w sekwencji mezozoicznej – podobnie jak w segmencie bałtyckim przedstawionym na profilu 1.

Profil 5, ulokowany w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na samym skraju basenu cechsztyńskiego, również nie wykazuje mechanicznego odspojenia, a tektonika w obrębie precechsztyńskiego podłoża bezpośrednio przekłada się na deformacje uskokowo-fałdowe w pokrywie mezozoicznej. Szczegółowa analiza mezozoicznej ewolucji tego fragmentu basenu znajduje się poniżej (por. Krzywiec i in., 2009).

Po omówieniu ogólnego stylu strukturalnego basenu polskiego, poniżej zaprezentowanw są przykłady sejsmiczne z jego wybranych części, szczegółowo ilustrujące ich budowę i ewolucję geologiczną.

Pierwszy omawiany przykład reprezentuje zachodnią część polskiej strefy Bałtyku. Na fig. 11 jest pokazany regionalny profil sejsmiczny obrazujący budowę geologiczną morskiej części antyklinorium środkowopolskiego i jego wschodniej flanki, pomierzony przez konsorcjum naukowe Instytutu Geofizyki PAN, Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Uniwersytetu w Hamburgu oraz Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (Krzywiec i in., 2021; Nguyen i in,. 2024; Ponikowska i in., 2024). Struktura antyklinorium środkowopolskiego jest tu bardzo zbliżona do sytuacji przedstawionej na fig. 10 i omówionej powyżej (por. Krzywiec i in., 2003; Mazur i in., 2005; Pokorski, 2010), przy czym szczególną uwagę warto zwrócić na wykształcenie górnej kredy na granicy bloku Darłowa i bloku Ustki. Poprzednio zaproponowane modele dla tej strefy zakładały, że kreda leży tam połogo, niezgodnie na zdeformowanym paleozoiku, a deformacje w obrębie syluru i starszych utworów są wieku paleozoicznego (kaledońskiego?) (Jaworowski i in., 2010). Na powiększonym fragmencie prezentowanego profilu widać jednak, że utwory górnej kredy są przy strefie uskokowej rozdzielającej blok Darłowa i blok Ustki zdeformowane i uniesione ku górze, zgodnie z przemieszczeniem krawędzi bloku Ustki (Krzywiec i in., 2022b). Jednoznacznie pokazuje to, że blok Ustki został uniesiony w późnej kredzie i, tym samym, strefa deformacji związanych z późnokredową inwersją basenu polskiego rozciąga się znacznie dalej na wschód, niż to do tej pory przyjmowano

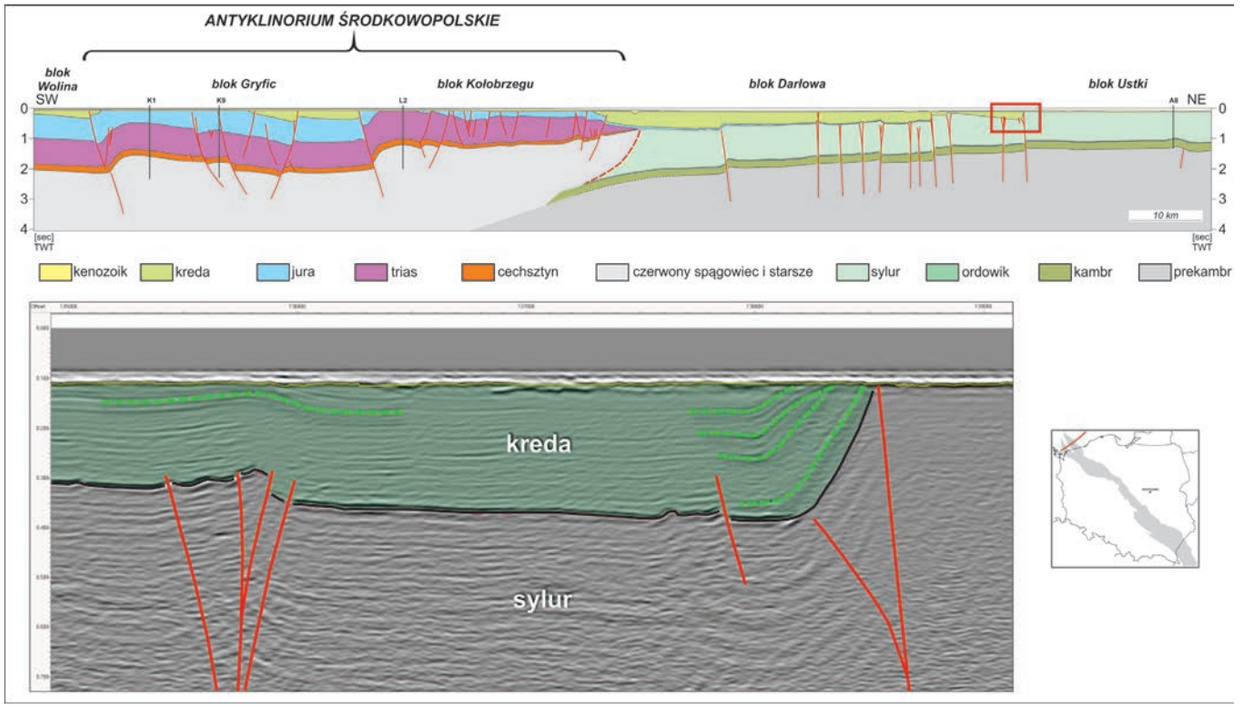


FIG. 11. Profil sejsmiczny z południowego Bałtyku obrazujący szczegóły budowy geologicznej północno-zachodniej części antyklinorium środkowopolskiego oraz bloków Darłowa i Słupska (Krzywiec i in., 2022b, por. Krzywiec i in., 2021)

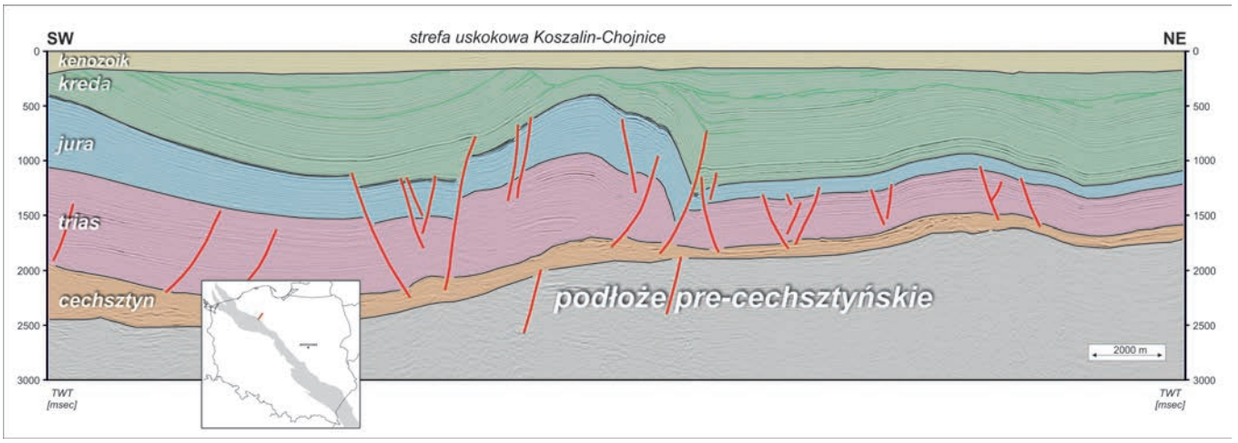


FIG. 12. Struktura Koszalin–Chojnice, która powstała na północno-wschodniej flance basenu polskiego jako naskórkowa (and. *thin-skinned*) struktura peryferyczna na etapie jego subsydencji, a następnie uległa kompresyjnej reaktywacji na etapie jego inwersji (por. Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec i in., 2022a; Stachowska, Krzywiec, 2023)

i objęła nie tylko blok Darłowa (Krzywiec i in., 2003), ale również blok Ustki i być może również bloki położone dalej na wschód tj. blok Słupska, blok Smołdzina i blok Łeby (por. Jaworowski i in., 2010; Pokorski, 2010).

Kolejną strukturą peryferyjną w stosunku do centrum basenu polskiego jest wspomniana już wyżej strefa Koszalin–Chojnice (fig. 12). Strefa ta rozumiana jest w literaturze dwojako: (1) albo jako strefa deformacji w obrębie paleozoiku (głównie dolnego) lub (2) tak jak w niniejszym tekście – jako strefa deformacji w obrębie permo-mezozoiku (Dadlez, 1978; Pożaryski i in., 1982; por. Krzywiec i in., 2022a). W części północno-zachodniej jest ona zakorzeniona w podłożu pre-cechsztyńskim (Krzywiec i in., 2003; Mazur i in., 2005; Nguyen i in,. 2024; Ponikowska i in., 2024), jednak w jej bardziej południowej części, ze względu na większe miąższości cechsztyńskich ewaporatów, ma ona charakter struktury naskórkowej, a główne uskoki ją ograniczające są zakorzenione w ewaporatach cechsztynu (por. Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec i in., 2022a). Lokalne wzrosty miąższości utworów mezozoicznych dokumentują jej aktywność w triasie i jurze, zgodnie z modelem

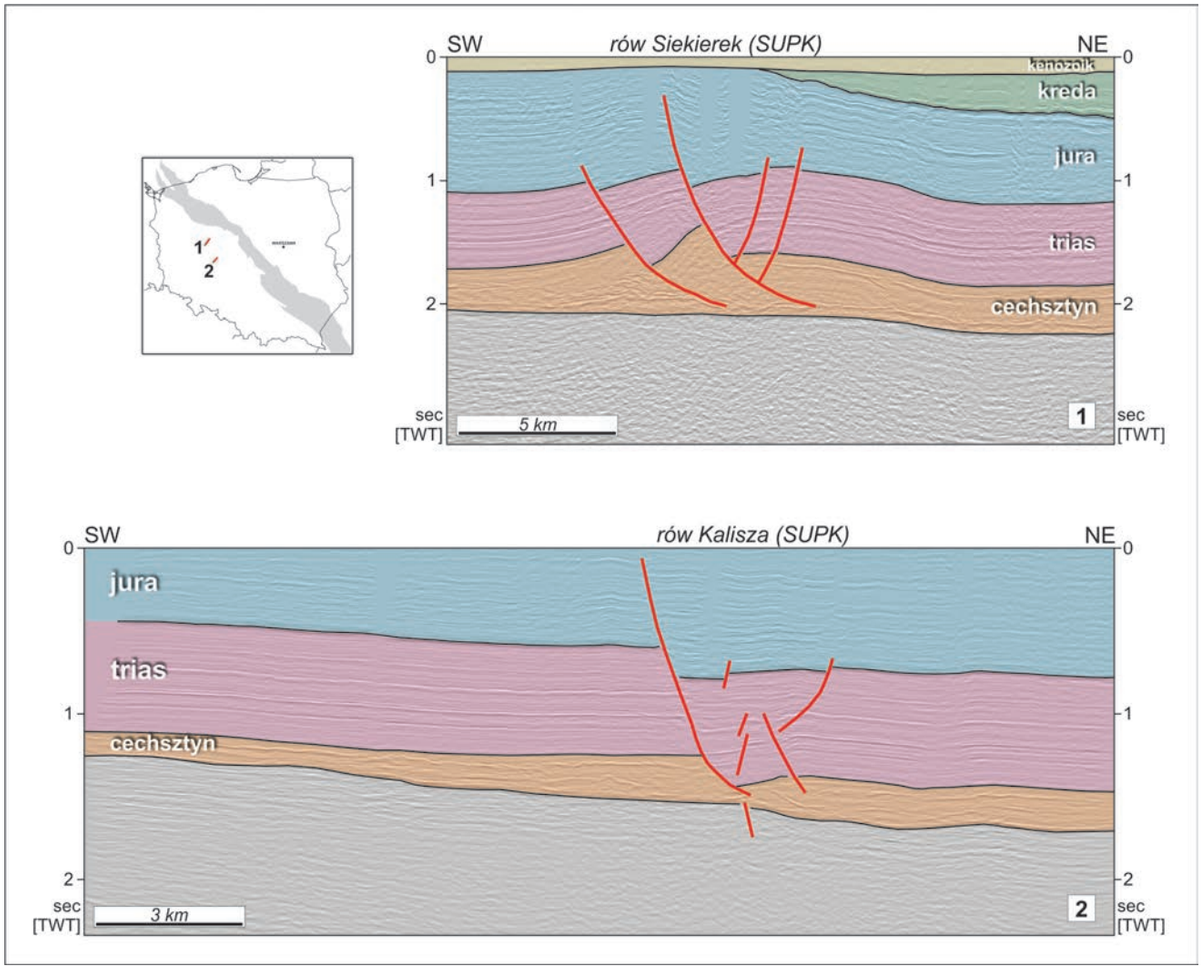


FIG. 13. Przykłady naskórkowych półrowów tektonicznych rozwiniętych ponad ewaporatami cechsztynu: po późnokredowej reaktywacji kompresyjnej (rów Siekierek) i bez oznak reaktywacji (rów Kalisza) (por. Krzywiec i in., 2017; Kwolek, 2000). SUPK: strefa uskokowa Poznań–Kalisz (por. fig. 8)

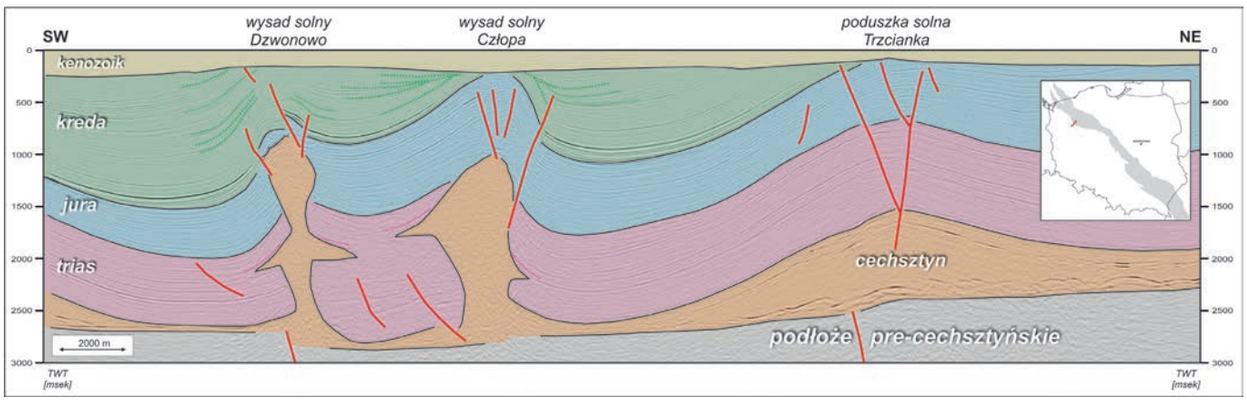


FIG. 14. Wysady solne Dzwonowo–Człopa, które powstały jako struktury peryferyjne w obrębie południowo-zachodniej flanki bruzdy środkowopolskiej w trakcie triasowo-jurajskiej subsydencji basenu polskiego, a następnie uległy kompresyjnej reaktywacji w trakcie późnokredowej inwersji (Krzywiec, 2006b, 2012)

pokazanym na fig. 4. W późnej kredzie doszło do kompresyjnej reaktywacji strefy Koszalin–Chojnice, wskutek czego powstała charakterystyczna struktura antyklinalna. W przegubie tej antykliny widać szereg lokalnych stref redukcji miąższości utworów górnej kredy oraz lokalne niezgodności wywołane erozją unoszonych fragmentów tej struktury, również w zgodzie z omówionym powyżej modelem. Elewacje w obrębie dna zbiornika kredowego, powstałe w tej strefie w trakcie inwersji basenu polskiego, w istotny sposób modyfikowały lokalne syninwersyjne systemy depozycyjne (Stachowska, Krzywiec, 2023, 2024a).

W obrębie południowo-zachodniej flanki basenu polskiego również powstawały struktury peryferyjne, jednak bardziej zróżnicowane niż w obrębie flanki północno-wschodniej, co związane było z bardziej zróżnicowanymi miąższościami ewaporatów cechsztyńskich i ich zmiennością litologiczną. W pewnym oddaleniu od południowo-zachodniej krawędzi antyklinorium środkowopolskiego utworzył się system naskórkowych rowów tektonicznych po części zakorzenionych w cechsztyńskich ewaporatach (Kwolek, 2000; Krzywiec i in., 2017; Bobek i in., 2021). Na fig. 13 są przedstawione dwa przykłady takich struktur: rów Siekierek, będący bezpośrednim przedłużeniem strefy wysadów solnych Drawno–Człopa i Szamotuł oraz ulokowany na południowy-wschód od Poznania (por. Rowan, Krzywiec, 2014), czyli relatywnie blisko osiowej części basenu polskiego, rów Kalisza, bardziej oddalony od osiowej części basenu. Rów Siekierek był aktywny w trakcie triasowej i jurajskiej ekstensji, a następnie uległ inwersji w późnej kredzie, natomiast rów Kalisza był aktywny tylko w jurze i nie uległ inwersji. Taka ich odmienna charakterystyka może być efektem odmiennej odległości od centrum basenu.

Drugi typ struktur peryferyjnych, powstałych w obrębie południowo-zachodniej flanki basenu, to wysady solne (Dadlez, 2001, 2005; Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec, Stachowska, 2016; por. fig. 8). Na fig. 14 widać wysady solne Dzwonowo i Człopa, które powstały, podobnie jak wysad Szamotuł, na etapie regionalnej ekstensji i subsydencji (por. Rowan, Krzywiec, 2014), a następnie uległy silnej reaktywacji kompresyjnej. Reaktywacja ta, związana z inwersją basenu polskiego i powstaniem antyklinorium środkowopolskiego, doprowadziła do powstania ponad wysadami solnymi lokalnych struktur antyklinalnych, tak jak to schematycznie pokazano na modelu z fig. 4. W obrębie tych antyklin widać liczne redukcje miąższości i lokalne niezgodności, dokumentujące syndepozycyjny wzrost tych struktur, co było sugerowane również w oparciu o dane otworowe (Leszczyński, 2002, 2012). Nieco dalej na południowy zachód, w otoczeniu wysadu solnego Szamotuł, zidentyfikowane zostały osady o charakterze konturytów (Krzywiec i in., 2022b; Stachowska, Krzywiec, 2024b). Zostały one zdeponowane przez prądy konturowe, opływające elewację powstałą w dnie basenu późnokredowego w związku z wypiętrzanie mwysadu Szamotuł, spowodowanym kompresyjną reaktywacją w trakcie inwersji basenu polskiego.

Profil sejsmiczny z figury 15 obrazuje wysad solny Kłodawa, który powstał w obrębie osiowej części basenu, a nie na jego flance. Wysad ten jest największą strukturą solną w obrębie basenu polskiego, a jego powstanie było związane ze znaczną ekstensją i uskokowaniem podłoża tej części basenu. Powstawanie wysadów solnych bezpośrednio ponad uskokami podłoża jest zjawiskiem dość dobrze rozpoznanym (np. Koyi, Petersen, 1993; Koyi i in., 1993; Moragas i in., 2016). Narastający stopień ekstensji w podłożu doprowadził w późnym triasie do ekstensji w nadkładzie ewaporatów cechsztyńskich (Krzywiec, 2004, 2012; Krzywiec i in, 2017). Wzdłuż powstałego wówczas uskoku normalnego cechsztyńskie ewaporaty przemigrowały do powierzchni, co doprowadziło do powstania dużych rozmiarów ekstruzji solnej, podobnej do ekstruzji znanych np. z gór Zagros w Iranie (por. Bukowski, 2020).

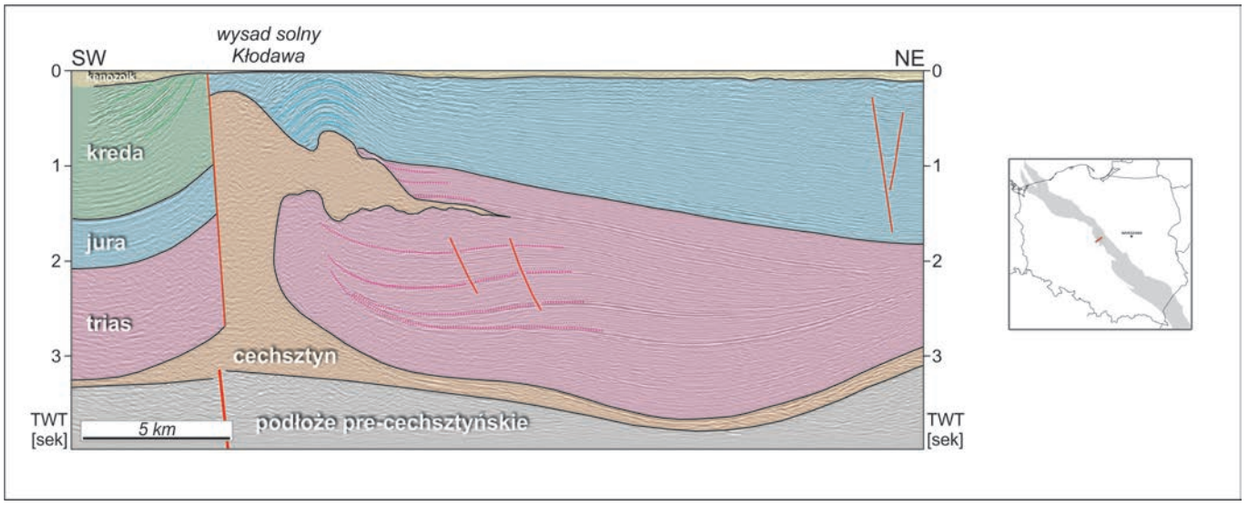


FIG. 15. Wysad solny Kłodawa wraz z dużych rozmiarów przewieszką solną, która powstała w późnym triasie jako ekstruzja solna (Krzywiec, 2004, 2012; Krzywiec i in., 2017)

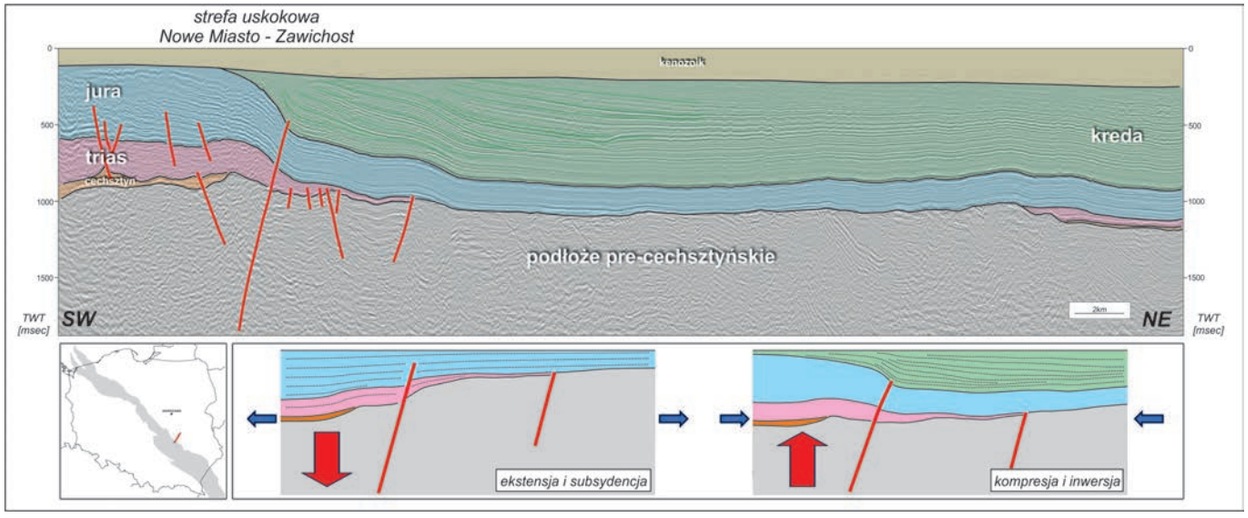


FIG. 16. Struktura północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich i model ewolucji tej części basenu polskiego na etapie jego subsydencji i inwersji (wg Krzywca i in., 2009)

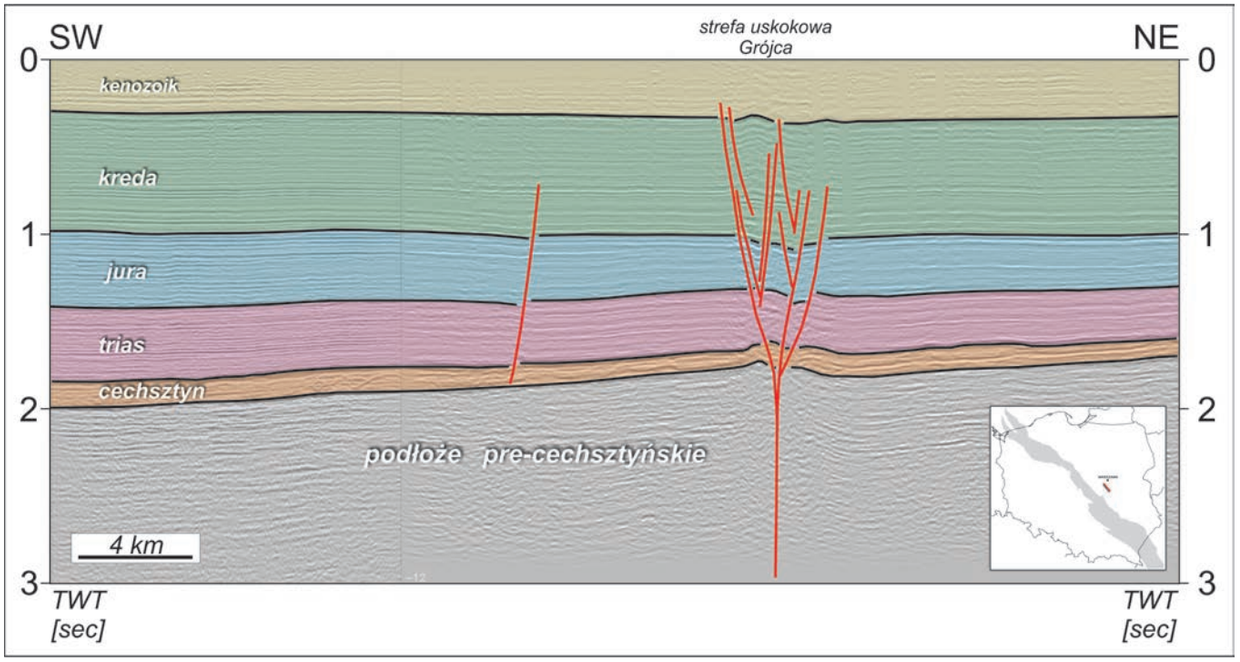


FIG. 17. Uskok przesuwczy Grójca (por. Krzywiec, 2002a, 2009b)

Ekstruzja solna została następnie niezgodnie przykryta przez najmłodsze osady triasu (najwyższy kajper–ret) i jury, co na danych sejsmicznych manifestuje się bardzo wyraźnie widocznymi przekraczającymi kontaktami triasowych i jurajskich horyzontów sejsmicznych nad stropem przewieszki solnej. Przewieszka została wraz z nadkładem jurajskim sfałdowana w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego. Ekstruzja tak potężnych mas soli doprowadziła do znacznego lokalnego zasolenia zbiornika triasowego, w efekcie czego zostały zdeponowane występujące w obrębie środkowej i górnej części dolnych warstw gipsowych warstwy soli o miąższościach sięgających 150 m (por. Iwanow, 1998d; Krzywiec i in., 2017). Dokładnie ta część triasu rozpoczyna sekwencję niezgodnie przykrywającą przewieszkę solną, co jest w pełni kompatybilne z modelem późnotriasowej ekstruzji solnej i późniejszego rozpuszczania oraz redepozycji soli. Przewieszki („skrzydła") solne zostały zobrazowane również na profilach sejsmicznych pomierzonych ponad wysadami Szamotuł, Gopła i Mogilna (Krzywiec, 2012; Rowan, Krzywiec, 2014; Krzywiec i in., 2017), co sugerować może, że ekstruzje solne powstawały w basenie polskim na większym obszarze, nie tylko w rejonie wysadu Kłodawa. Analogiczne skrzydła solne rozpoznano również w Niemczech, gdzie także powiązano je z ekstruzjami (Mohr i in., 2005, 2007; Kukla i in., 2008). Zachowane utwory kredy po południowo-zachodniej stronie wysadu solnego Kłodawa charakteryzują się redukcją miąższości w jego kierunku, co wskazuje na późnokredowy wzrost tej struktury solnej powiązany z inwersją basenu, na co wskazywał już Leszczyński (2000).

Na obszarze Polski południowo-wschodniej, w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie zaznacza się już wpływ mechanicznego odspojenia związanego z cechsztyńskimi ewaporatami. Dane sejsmiczne pomierzone w tym rejonie zobrazowały strefę uskokową Nowe Miasto–Zawichost, która definiowała północno-wschodnią krawędź bruzdy środkowopolskiej, a następnie krawędź antyklinorium środkowopolskiego (fig. 16; por. Krzywiec, 2009a; Krzywiec i in., 2009). Po obu jej stronach widać bardzo charakterystyczne zmiany miąższości – skrzydło południowo-zachodnie charakteryzuje się znacznie większymi miąższościami utworów triasu i jury, występuje tam również cechsztyn, podczas gdy utwory kredy są niewielkiej miąższości (częściowo zostały one zerodowane po inwersji basenu polskiego). W skrzydle północno-wschodnim obserwuje się odwrotny rozkład miąższości – trias występuje tam tylko miejscami i jest bardzo niewielkiej miąższości, również jura jest niewielkiej miąższości, natomiast górna kreda wykazuje dużą miąższość. W obrębie górnej kredy widać też wyraźnie jej progradacyjny charakter z dostawą osadów na północny wschód. Tego typu architektura depozycyjna jednoznacznie definiuje dwa pod-

stawowe etapy rozwoju tej struktury, które pokazane są na fig. 16: (1) etap ekstensji i subsydencji oraz (2) etap kompresji i inwersji (Krzywiec i in., 2009). Warto podkreślić, że system uskoków odwróconych w tej części basenu zaproponował w swojej pionierskiej pracy, opartej jedynie na danych powierzchniowych i nielicznych otworach, już w 1948 r. W. Pożaryski (1948; por. też Pożaryski, 1997). Model unoszonego w efekcie inwersji bloku podłoża i związanej z tym lokalnej erozji i depozycji osadów syn-inwersyjnych odpowiada temu, co opisano w oparciu o dane powierzchniowe w obrębie basenu subhercyńskiego w Niemczech (Voigt i in., 2004, 2006, 2008; von Eynatten i in., 2008). Jak pokazała analiza regionalnych danych sejsmicznych, krawędź platformy wschodnioeuropejskiej w obrębie północno-wschodniej flanki basenu polskiego ulegała w jurze i kredzie epizodom unoszenia i erozji, co między innymi doprowadziło do powstania regionalnej luki stratygraficznej między górną jurą (kimeryd) a górną kredą (cenoman) (Krzywiec i in., 2018; Stachowska, Krzywiec, 2021). Podobne zjawisko mogło być odpowiedzialne za powstanie niezgodności pomiędzy utworami triasu i jury a górnej kredy na obszarze na zachód od Poznania (w bloku Gorzowa) (fig. 9).

Wielu badaczy postulowało występowanie ruchów przesuwczych w trakcie ewolucji basenu polskiego (Dadlez, 1994; Konon, 2007; Konon i in., 2016). Przykład sejsmiczny z fig. 17 ilustruje uskok Grójca (Krzywiec, 2009). Uskok ten, o geometrii tzw. struktury kwiatowej (and. *flower structure*) typowej dla stref przesuwczych (Harding, 1985), nie jest związany z istotnymi zmianami miąższości utworów triasu i jury. Oznacza to, że, wbrew wcześniej formułowanym podglądom, opartym jednak jedynie na danych otworowych i nie uwzględniającym danych sejsmicznych (Hakenberg, Świdrowska, 1997, 1998b), nie stanowił on żadnej szczególnie istotnej strefy tektonicznej kontrolującej ewolucję basenu polskiego. Uskok Grójca był aktywny w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego, a jego ostatni etap aktywności objął wczesny paleocen, na co wskazuje zafałdowanie osadów tego wieku, współkształtne z deformacjami w obrębie mastrychtu (zob. też rozdział 8).

LITERATURA

Literatura

Ahlrichs N., Hübscher C., Noack V., Schnabel M., Damm V., Krawczyk C.M., 2020. Structural evolution at the northeast North German Basin margin: from initial Triassic salt movement to Late Cretaceous-Cenozoic remobilization. Tectonics, 39, e2019TC005927.

Allen P.A., Allen J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell, Oxford.

Bobek K., Konieczyńska M., Jarosiński M., 2021. Tectonics of Wysoka Kamieńska Graben, NW Poland. Geological Quarterly, 65, 38.

Botor D., 2023. Hydrocarbon generation modelling in the Permian and Triassic strata of the Polish Basin: implications for hydrocarbon potential assessment. Geological Quarterly, 67, 20.

Botor D., Anczkiewicz A.A., Dunkl I., Golonka J., Paszkowski M., Mazur S., 2018. Tectonothermal history of the Holy Cross Mountains (Poland) in the light of low-temperature thermochronology. Terra Nova, 30: 270–278.

Botor D., Mazur S., Anczkiewicz A.A., Dunkl I., Golonka J., 2021. Thermal history of the East European Platform margin in Poland based on apatite and zircon low-temperature thermochronology. Solid Earth, 12: 1899–1930.

Bukowski K., 2020. Procesy geomorfologiczne na wybranych wysadach soli w pasie fałdowo-nasuwczym gór Zagros w Iranie. Przegląd Geologiczny, 68: 167–177.

Burliga S., 1996. Implications for early basin dynamics of the Mid-Polish Trough from deformational structures within salt deposits in central Poland. Geological Quarterly, 40: 185–202.

Burliga S., Koyi H.A., Krzywiec P., 2012a. Modelling cover deformation and decoupling during inversion, using the Mid-Polish Trough as a case study. Journal of Structural Geology, 42: 62–73.

Burliga S., Koyi H.A., Chemia Z., 2012b. Analogue and numerical modelling of salt supply to a diapiric structure rising above an active basement fault. Geological Society, London, Special Publications, 363: 395–408.

Dadlez R., 1974. Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex of northwestern Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 149–177.

Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy w strefie Koszalin-Chojnice. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–301.

Dadlez R., 1990. Tektonika południowego Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 34: 1–20.

Dadlez R., 1994. Strike-slip movements in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 38: 307–318.

Dadlez R., 1997. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 410–415.

Dadlez R., 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., 2003. Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 47: 223–240.

Dadlez R., 2005. South-western boundary of the Mid-Polish Trough – new seismic data from the Oświno–Człopa Zone (NW Poland). Geological Quarterly, 47: 471–480.

Dadlez R., Marek S., 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 3: 543–565.

Dadlez R., Marek S., 1974. General outline of the Tectonics of the Zechstein – Mesozoic complex in central and northwestern Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 11–148.

Dadlez R., Marek S., 1998. Główne uskoki, antykliny solne i niesolne. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wess J.-D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dadlez R., Jóźwiak W., Młynarski S., 1997. Subsidence and inversion in the western part of Polish Basin – data from seismic velocities. Geological Quarterly, 41: 197–208.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998a. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., Narkiewicz M., Pokorski J., Wagner R., 1998b. Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 47–56.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dielforder A., Frasca G., Brune S., Ford M., 2019. Formation of the Iberian-European convergent plate boundary fault and its effect on intraplate deformation in Central Europe. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20: 2395–2417.

Doornenbal J.C., Stevenson A.G. (red.), 2010. Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications B.V., Houten.

Feldman-Olszewska A., 1998a. Jura dolna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura środkowa. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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.

Gaździcka E., 1998. Jura górna z dolnym beriasem. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous – early Palaeogene inversion – related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korablіova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European Suture Zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, 108, B11.

Grad M., Tiira T., ESC Working Group, 2009. The Moho depth map of the European Plate. Geophysical Journal International, 176: 279–292.

Grad M., Polkowski M., Ostaficzuk S.R., 2016. High-resolution 3D seismic model of the crustal and uppermost mantle structure in Poland. Tectonophysics, 666: 188–210.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick A., Krawczyk C., Ziegler P., Thybo H., De Vos W., 2010. Crustal structure and structural framework. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 11–23. EAGE Publications B.V., Houten.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1997. Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to Late Jurassic). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 324: 793–803.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998a. Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during Cretaceous time. Geological Quarterly, 42: 239–262.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998b. Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). Przegląd Geologiczny, 46: 503–508.

Hakenberg M., Świdrowska J., 2001. Cretaceous Basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 1–20.

Harding T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69: 582–600.

Literatura

Iwanow A., 1998a. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998b. Pstry piaskowiec górny, wapień muszlowy i dolny kajper. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998c. Górny kajper i retyk. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998d. Paleogeografia środkowego kajpru, dolne warstwy gipsowe. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Jaroszewski W., 1972. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 38: 1–210.

Jaworowski K., Wagner R., Modliński Z., Pokorski J., Sokołowski A., Sokołowski J., 2010. Marine ecogeology in semi-closed basin: case study on a threat of geogenic pollution of the southern Baltic Sea (Polish Exclusive Economic Zone). Geological Quarterly, 54: 267–288.

Kiersnowski H., 1998. Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 113–128.

Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly, 50: 119–138.

Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M., Smith D.B., 2006. Facies, paleogeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe. *W*: The Permian of Northern Pangea (red. P. Scholle, T.M. Peryt, D. Ulmer-Scholle): 119–136. Göttingen Research Online.

Kley J., 2018. Timing and spatial patterns of Cretaceous and Cenozoic inversion in the Southern Permian Basin. Geological Society London, Special Publications, 469: 19–31.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kockel F., 2003. Inversion structures in Central Europe - expressions and reasons, an open discussion. Netherlands Journal of Geosciences, 82: 367-382.

Konon A., 2007. Strike-slip faulting in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 415–441.

Konon A., Ostrowski S., Rybak-Ostrowska B., Ludwiniak M., Śmigielski M., Wyglądała M., Uroda J., Kowalczyk S., Mieszkowski R., Kłopotowska A., 2016. Mnin restraining stepover – evidence of significant Cretaceous–Cenozoic dextral strike-slip faulting along the Teisseyre-Tornquist Zone? Acta Geologica Polonica, 66: 429–449.

Koyi H., Petersen K., 1993. Influence of basement faults on the development of salt structures in the Danish Basin. Marine and Petroleum Geology, 10: 82–94.

Koyi H., Jenyon M.K., Petersen K., 1993. The effects of basement faulting on diapirism. Journal of Petroleum Geology, 16: 285–312.

Krzywiec P., 2002a. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti, K. Schulmann, S. Cloething). European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., 2002b. Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? Geological Quarterly, 46: 337–346.

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.

Krzywiec P., 2006a. Triassic–Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and sedimentary patterns. Geological Quarterly, 51: 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, 51: 151–168.

Krzywiec P., 2009a. Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Tornquist-Teisseyre Zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. Tectonophysics, 475: 142–159.

Krzywiec P., 2009b. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia – Kwartalnik AGH Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish Basin – an overview. Geological Society, London, Special Publications, 363: 381–394.

Krzywiec P., Stachowska A., 2016. Late Cretaceous inversion of the NW segment of the Mid-Polish Trough – how marginal trough was formed, and does it matter at all? Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 167: 107–119.

Krzywiec P., Kramarska R., Zientara P., 2003. Strike-slip tectonics within the SW Baltic Sea and its relationship to the Mid-Polish Trough inversion – evidence from high-resolution seismic data. Tectonophysics, 373: 93–105.

Krzywiec P., Wybraniec S., Petecki Z., 2006. Tektonika podłoża bruzdy śródpolskiej w centralnej i północnej Polsce – wyniki analizy danych sejsmiki refleksyjnej oraz grawimetrii i magnetyki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 107–130.

Krzywiec P., Gutowski J., Walaszczyk I., Wróbel G., Wybraniec S., 2009. Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 53: 27–48.

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 Central Atlantic: Tectonics and Hydrocarbon Potential (red. J. Soto, J. Flinch, G. Tari): 243–261. Elsevier.

Krzywiec P., Stachowska A., Stypa A., 2018. The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. Geological Society, London, Special Publications, 469: 33–57.

Krzywiec P., Kiersnowski H., Peryt T.M., 2019. Fault-controlled Permian (Rotliegend and Zechstein) sedimentation in central Poland Basin (Bydgoszcz–Szubin area) – insight from well and seismic data. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 170: 255–272.

Krzywiec P., Słonka Ł., Nguyen Q., Malinowski M., Kufrasa M., Stachowska A., Huebscher C., Kramarska R., 2021. Late Cretaceous – Cenozoic history of the transition zone between the East European Craton and the Paleozoic Platform, Polish sector of the Baltic Sea, revealed by new offshore regional seismic data, EGU General Assembly, EGU21-13383.

Krzywiec P., Kufrasa M., Poprawa P., Mazur S., Koperska M., Ślemp P., 2022a. Together but separate: decoupled Variscan (late Carboniferous) and Alpine (Late Cretaceous – Paleogene) inversion tectonics in NW Poland. Solid Earth, 13: 639–658.

Krzywiec P., Stachowska A., Grzybowski Ł., Nguyen Q., Słonka Ł., Malinowski M., Kramarska R., Ahlrichs N., Hübscher C., 2022b. The Late Cretaceous inversion of the Polish Basin and surrounding area – a current perspective based on seismic data. *W*: Cretaceous of Poland and of adjacent areas (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 9–23. 11th International Cretaceous Symposium, Warsaw.

Krzywiec P., Adamuszek M., Filbà L., Rowan M.G., Ferrer O., 2024. Salt-pillow formation during inversion of evaporite-filled half graben – insights from seismic data interpretation and analogue and numerical modelling. Journal of Structural Geology, 184, 105148.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

Kukla P.A., Urai J.L., Mohr M., 2008. Dynamics of salt structures. *W*: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 291–306. Springer-Verlag, Berlin / Heidelberg.

Kutek J., 2001. The Polish – Mesozoic Rift Basin. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186: 213–236.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine Cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Kwolek K., 2000. Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka. Przegląd Geologiczny, 48: 804–814.

Lamarche J., Świdrowska J., Bergerat F., Hakenberg M., Mansy J-L., Wieczorek J., Stupnicka E., Dumont T., 1998. Development and deformation of a Mesozoic basin adjacent to the Teisseyre-Tornquist Zone: the Holy Cross Mountains (Poland). *W*: Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms (red. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier). Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 179: 75–92.

Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics, 313: 171–186.

Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). Tectonophysics, 357: 55–80.

Lamarche J., Scheck M., Lewerenz B., 2003. Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. Tectonophysics, 373: 75–92.

Leszczyński K., 1998a. Kreda dolna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Leszczyński K., 1998b. Kreda górna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Leszczyński K., 2000. The Late Cretaceous sedimentation and subsidence south-west of the Kłodawa Salt Diapir, central Poland. Geological Quarterly, 44: 167–174.

Leszczyński K., 2002. Late Cretaceous inversion and salt tectonics in the Koszalin–Chojnice and Drawno–Człopa–Szamotuły zones, Pomeranian sector of the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 46: 347–62.

Leszczyński K., 2010. Rozwój litofacjalny późnej kredy Niżu Polskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 33–54.

Leszczyński K., 2012. The internal geometry and lithofacies pat tern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 56: 363–386.

Literatura

Leszczyński K., Dadlez R., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 47: 625–628.

Łuszczak K., Wyglądała M., Śmigielski M., Waliczek M., Matyja B.A., Konon A., Ludwiniak M., 2020. How to deal with missing overburden - investigating Late Cretaceous exhumation of the Mid-Polish Anticlinorium by a multi-proxy approach. Marine and Petroleum Geology, 114: 104229.

Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 1–452.

Maystrenko Y.P., Bayer U., Brink H-J., Littke R., 2008. The Central European Basin System – an overview. *W*: Dynamics of complex intracontinental basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 17–34. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.

Maystrenko Y.P., Bayer U., Scheck-Wenderoth M., 2013. Salt as a 3D element in structural modeling – example from the Central European Basin System. Tectonophysics, 591: 62–82.

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.

Mazur S., Mikołajczak 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., Malinowski M., Maystrenko Y.P., 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, 103417.

McCann T., Pascal C., Timmerman M.J., Krzywiec P., López-Gómez J., Wetzel A., Krawczyk C.M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous–Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. Geological Society, London, Memoirs, 32: 355–388.

Mohr M., Kukla P., Urai J.L., Bresser G., 2005. Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation. International Journal of Earth Sciences, 94: 917–940.

Mohr M., Warren J.K., Kukla P., Urai J.L., Irmen A., 2007. Subsurface seismic record of salt glaciers in an extensional intracontinental setting (Late Triassic of northwestern Germany). Geology, 35: 963–966.

Moragas M., Vergés J., Nalpas T., Saura E., Martín-Martín J-D., Messager G., Hunt D.W., 2016. The impact of syn- and post-extension prograding sedimentation on the development of salt-related rift basins and their inversion: clues from analogue modeling. Marine and Petroleum Geology, 88: 985–1003.

Nguyen Q., Malinowski M., Mazur S., Stovba S., Ponikowska M., Hübscher C., 2024. Post-Caledonian tectonic evolution of the Precambrian and Paleozoic platform boundary zone offshore Poland based on the new and vintage multi-channel reflection seismic data. Solid Earth, 15: 1029–1046.

Papiernik B., Jóźwiak W., Pelczarski A., 2000. Konstrukcja cyfrowej mapy strukturalnej spągu cechsztynu w oparciu o analogową mapę sejsmiczną spągu cechsztynu. Inw. 1448/2000 Arch. CAG PIG, Warszawa.

Paulick H., Breitkreuz C., 2005. The late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in Northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. International Journal of Earth Sciences, 94: 834–850.

Peryt T.M., Geluk M.C., Mathiesen A., Paul J., Smith K., 2010. 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.

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.

Pokorski J., 1998. Górny czerwony spągowiec. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pokorski J., 2010. Geological section through the lower Paleozoic strata of the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 123–130.

Ponikowska M., Stovba S.M., Mazur S., Malinowski M., Krzywiec P., Nguyen Q., Hübscher C., 2024. Crustal-scale pop-up structure at the junction of two continental-scale deformation zones in the southern Baltic Sea. Tectonics, 43, e2023TC008066.

Poprawa P., Andriessen P., 2007. Wstępne wyniki termochronologicznych analiz traków w apatytach dla północnej i centralnej części basenu polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 271–294.

Pożaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46: 5–141.

Pożaryski W., 1997. Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Przegląd Geologiczny, 45: 1265–1270.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Brodowicz Z., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Milewicz J., Sawicki L., Uberna T., 1979. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, 1:1 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem. Przegląd Geologiczny, 30: 658–665.

Resak M., Narkiewicz M., Littke R., 2008. New basin modelling results from the Polish part of the Central European Basin system: implications for the Late Cretaceous-Early Paleogene structural inversion. International Journal of Earth Sciences, 97: 955–972.

Resak M., Glasmacher U.A., Narkiewicz M., Littke R., 2010. Maturity modelling integrated with apatite fission-track dating: Implications for the thermal history of the Mid-Polish Trough (Poland). Marine and Petroleum Geology, 27: 724–731.

Rowan M., Krzywiec P., 2014. The Szamotuły salt diapir and Mid-Polish Trough: Decoupling during both Triassic-Jurassic rifting and Alpine inversion. Interpretation, 2: SM1–SM18.

Rowan M.G., Peel F.J., Vendeville B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. AAPG Memoir, 82: 157–182.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zuhlke R., Maystrenko Y., Froitzheim N., 2008. Permian to Cretaceous Tectonics. *W*: The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London, Special Publications.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 469: 59–82.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020a. Upper Jurassic carbonate buildups in the Miechów Trough, southern Poland – insights from seismic data interpretations. Solid Earth, 11: 1097–1119.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020b. Seismic Characteristics and Development of the Upper Jurassic Carbonate Buildups from the Miechów Trough (Southern Poland). Geosciences, 10, 239.

Sokołowski J., 1966. Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 50: 1–112.

Sokołowski J., 1972. Rola tektoniki salinarnej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 252: 99–118.

Stachowska A., Krzywiec P., 2021. Depositional architecture of the Upper Cretaceous succession in central Poland (Grudziądz–Polik area) based on regional seismic data. Geological Quarterly, 65: 21.

Stachowska A., Krzywiec P., 2023. The Late Cretaceous tectono-sedimentary evolution of northern Poland – a seismic perspective on the role of transverse and axial depositional systems during basin inversion. Marine and Petroleum Geology, 152, 106224.

Stachowska A., Krzywiec P., 2024a. Późnokredowa tektoniczno-sedymentacyjna ewolucja północnej Polski – opracowanie na podstawie regionalnych danych sejsmicznych. Przegląd Geologiczny, 72: 270–279.

Stachowska A., Krzywiec P., 2024b. Upper Cretaceous contourites within the NW Polish Basin and their relationship to basin inversion and salt tectonics. Acta Geologica Polonica, 74: e6.

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.

Stewart S., 2012. Interpretation validation on vertically exaggerated reflection seismic sections. Journal of Structural Geology, 41: 38–46.

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.

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, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130: 3–130.

Tucker P.M., Yorston H.J., 1973. Pitfalls in Seismic Interpretation. Society of Exploration Geophysicists, 57.

Turko M., 2025. The structural risk of vertically exaggerated cross-sections. GeoExpro, 21, 93.

van Wees J.-D., Stephenson R., Ziegler P., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Voigt T., Wiese F., von Eynatten H., Franzke H-J., Gaupp R., 2006. Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous Basin and adjoining areas (Germany). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 157: 203–244.

Voigt T., Kley J., Voigt S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

Voigt T., von Eynatten H., Franzke H.-J., 2004. Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). Acta Geologica Polonica, 54: 673–694.

Voigt T., Reicherter K., von Eynatten H., Littke R., Voigt S., Kley J., 2008. Sedimentation during basin inversion. *W*: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 211–232. Springer Verlag.

von Eynatten H., Voigt T., Meier A., Franzke H.-J., Gaupp R., 2008. Provenance of the clastic Cretaceous Subhercynian Basin fill: constraints to exhumation of the Harz Mountains and the timing of inversion tectonics in the Central European Basin, International Journal of Earth Sciences, 97: 1315–1330.

von Eynatten H., Kley J., Dunkl I., Hoffmann V.-E., Simon A., 2021. Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe – localized inversion vs. large-scale domal uplift, Solid Earth, 12: 935–958.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 1–71.

Literatura

Wagner R., 1998. Cechsztyn. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Warsitzka M., Závada P., Jähne-Klingberg F., Krzywiec P., 2021. Contribution of gravity gliding in salt-bearing rift basins – a new experimental setup for simulating salt tectonics under the influence of sub-salt extension and tilting. Solid Earth, 12: 1987–2020.

Withjack M.O., Callaway S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. AAPG Bulletin, 84: 627–651.

Wybraniec S., 1998. Lokalne anomalie Bouguera. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers,1: 1–88.

Ziegler P.A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. Tectonophysics, 137: 389–420.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. i Geological Society of London.

Ziegler P.A., Cloetingh S., van Wees J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252: 7–59.

5.2.2. Późnowaryscyjskie i powaryscyjskie baseny Sudetów

Aleksander Kowalski, Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

W zaawansowanym stadium orogenezy waryscyjskiej, a następnie podczas jej schyłkowych etapów i grawitacyjnego kolapsu orogenu, na obszarze dzisiejszego bloku sudeckiego (wraz z blokiem przedsudeckim tworzących razem blok dolnośląski – por. np. Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), rozwinął się szereg synorogenicznych, a później postorogenicznych basenów sedymentacyjnych. Dwa największe z nich zajmują znaczną część obecnych Sudetów i są reprezentowane przez basen śródsudecki oraz basen północnosudecki. Oba baseny utworzyły się, odpowiednio, we wczesnym i późnym karbonie (Augustyniak, Grocholski, 1968; Milewicz, 1968; Teisseyre, 1975; Nemec i in., 1982; Wojewoda, Mastalerz, 1989; Dziedzic, Teisseyre, 1990; Turnau i in., 2002). Basen śródsudecki, w początkowych etapach swojego rozwoju, rozciągał się prawdopodobnie również poza swe dzisiejsze granice, w tym na obszar dzisiejszego bloku sowiogórskiego (Kowalski, Pacanowski, 2025). Na południe od masywu karkonosko-izerskiego, w późnym karbonie utworzył się również karkonoski basen piedmontowy (fig. 1; zwany w Czechach basenem podkarkonoskim – *podkrkonoška pánev*, zob. też podrozdział 5.2.4), którego wschodni fragment – zapadlisko Trutnova–Nachodu (Opluštil i in., 2016), sięga na obszar Polski (jako zapadlisko Kudowy). Większość wspomnianych basenów miała pierwotnie charakter wąskich i wydłużonych w kierunku WNW–ESE śródgórskich zapadlisk, uformowanych w obrębie skał krystalicznego podłoża Masywu Czeskiego (Holub, 1976; Opluštil i in., 1998). Rozwój tych basenów – jak już wzmiankowano – był związany z późnokarbońsko-wczesnopermskim kolapsem grawitacyjnym świeżo ukształtowanego orogenu waryscyjskiego, który uformował się w późnym dewonie oraz karbonie (Mazur i in., 2006; Narkiewicz, 2007; Martínez Catalán i in., 2021). Według Soleckiego (1994, 2011) postorogeniczna ekstensja skutkowała rozwojem uskoków listrycznych o biegu WNW–ESE i powstaniem szeregu zapadlisk – wąskich rowów tektonicznych, będących inicjalnymi basenami sedymentacyjnymi, wypełnianymi grubookruchowymi osadami o charakterze molasy (Wojewoda, Mastalerz, 1989). Nie jest wykluczone, że rozwój tych zapadlisk był związany częściowo z przemieszczeniami przesuwczymi (np. Mastalerz, 1996; Aleksandrowski i in., 1997). Blok przedsudecki w młodszym paleozoiku i mezozoiku miał znajdować się w pozycji wyniesionej względem bloku sudeckiego, co według Cloosa (1922) skutkowało brakiem depozycji utworów dewonu górnego, karbonu i mezozoiku na krystalicznym podłożu pierwszego z bloków i/lub całkowitym usunięciem tych utworów przez erozję. Pogląd ten został podtrzymany również i w późniejszym czasie (np. Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972; zob. też rozdział 8). Blok przedsudecki mógł natomiast stanowić – w karbonie i później – obszar zasilający od wschodu baseny śródsudecki i północnosudecki (Dziedzic, Teisseyre, 1990).

W kolejnych etapach swego rozwoju baseny sudeckie stopniowo powiększały się lateralnie, stanowiąc na przemian obszary sedymentacji lądowej lub morskiej. Były one wypełniane osadami okruchowymi, a podrzędnie również węglanowymi, podczas karbonu, permu, triasu i później kredy (Nemec i in., 1982; Wojewoda, Mastalerz, 1989). W późnym karbonie i wczesnym permie na obszarze bloku sudeckiego miała miejsce także intensywna aktywność magmowa, w tym wulkaniczna i subwulkaniczna (Kozłowski,

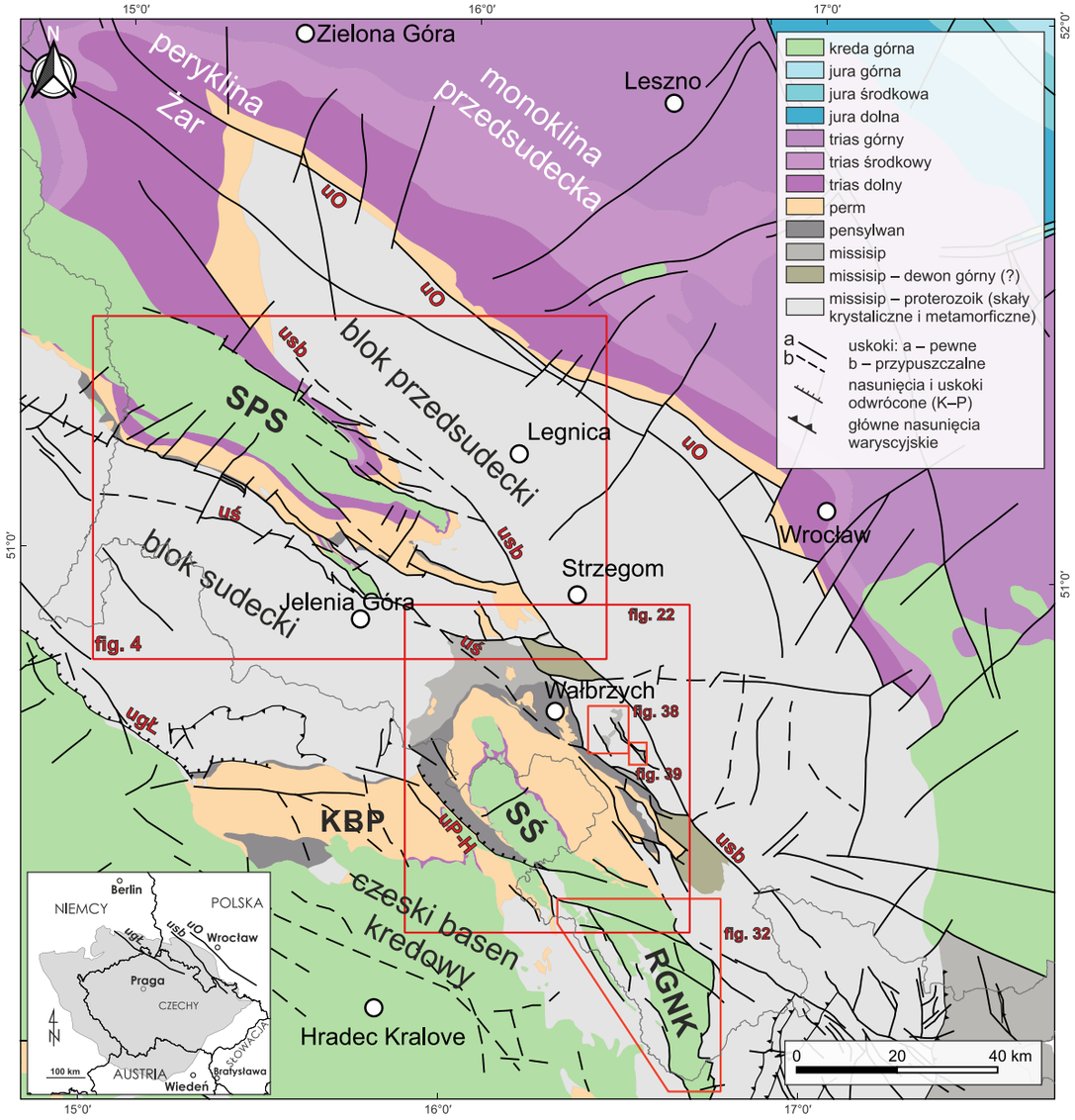


FIG. 1. Schematyczna mapa geologiczna bloku dolnośląskiego (bez utworów kenozoicznych) na tle Masywu Czeskiego (w lewym dolnym rogu). Na podstawie mapy Sawickiego (1995) oraz własnych danych autorów; KBP – karkonoski basen piedmontowy; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SPS – synklinorium północnosudeckie; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; ugł – uskoki górnej Łaby; uO – uskoki Odry; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uP-H – uskok Pořiči-Hronov

5
Platforma paleozoiczna

Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 1999, 2022), która, chociaż na mniejszą skalę i w związku z innego typu sytuacją tektoniczną, powtórzyła się w paleogenie i neogenie (zob. też rozdział 8). Skały osadowe i wulkaniczne, tworzące wypełnienie opisywanych basenów, stanowią zazwyczaj niezbyt intensywnie zdeformowaną tektonicznie postwaryscyjską pokrywę platformową podłoża tej części Masywu Czeskiego, reprezentując jednocześnie fragmenty paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej.

Wypełnienie osadowo-wulkaniczne basenów bloku sudeckiego było wieloetapowo deformowane (zob. podsumowanie *w:* Nemec i in., 1982; Żelaźniewicz i in., 2011), czego efektem jest obecność luk stratygraficznych, które rozpoznano w zapisie osadowym w utworach karbonu, permu, triasu i kredy górnej (Nemec i in., 1982; Solecki, 1994; Opluštil i in., 1998, 2016), a także pomiędzy tymi systemami. Luki te wiąże się głównie z okresową aktywnością tektoniczną i magmową, zarówno w obrębie basenów, jak i ich obszarów źródłowych. Najdłuższa luka stratygraficzna, występująca zarówno na obszarze basenu północnosudeckiego, jak i śródsudeckiego, obejmuje przedział czasu od późnego triasu środkowego do wczesnej kredy włącznie, i była w dawniejszej literaturze wiązana z ruchami starokimeryjskimi (*sensu* Beyer, 1933, 1934) lub prościej: kimeryjskimi (Teisseyre i in., 1957). Ruchy te – prawdopodobnie co najmniej częściowo związane z ekstensją – miały doprowadzić do rozbicia podłoża krystalicznego i przykrywających je skał osadowych na bloki (fig. 2A), a w dalszej kolejności do ich wzajemnych przemieszczeń. Późnokredowa transgresja morska miała miejsce w późnym cenomanie i była poprzedzona okresem intensywnego wietrzenia i peneplenizacji całego obszaru sudeckiego (Wojewoda, 1997). Skutkowało to depozycją morskich osadów kredy górnej na zróżnicowanym litologicznie i zuskokowanym podłożu (fig. 2B). Transgresję morską odzwierciedla niezgodność regionalna pomiędzy morskimi utworami kredy a skałami podłoża (Uličný i in., 2009).

Obecnie przyjmuje się, że największy wpływ na ukształtowanie nieciągłej struktury tektonicznej basenów bloku sudeckiego miały dwa główne etapy deformacji obejmujące interwały czasowe:
1) kreda późna–wczesny paleogen (paleocen?) oraz
2) późny paleogen (oligocen?)–neogen.

Podczas późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji, w warunkach naprężeń kompresyjnych o generalnym kierunku maksymalnego poziomego naprężenia ściskającego SH_{max} ~SW–NE, doszło do wielkoskalowego, choć zazwyczaj szerokopromiennego fałdowania, rozbicia na bloki i wypiętrzenia wypełnienia basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego wraz z ich podłożem (fig. 2C; Oberc, 1972; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Etap ten rozpoczął się prawdopodobnie po santonie (Solecki, 1994; Milewicz, 1997; Kowalski, 2021a).

Jest on obecnie wiązany z kolizją mikropłyty Iberii z obszarem dzisiejszej południowej Francji w poprzek utworzonego w trakcie tej kolizji łańcucha górskiego Pirenejów (Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021). W dawniejszej literaturze deformacje wspomnianego etapu odnoszono do dwóch oddzielnych faz orogenicznych. Pierwsza z nich, określana jako faza subhercyńska, miała czasowo obejmować niemal całą późną kredę (turon–mastrycht), natomiast druga – faza laramijska – przełom kredy i paleogenu włącznie (Beyer, 1933, 1934; Ziegler i in., 1995).

Omawiane deformacje doprowadziły do rozbicia pierwotnej pokrywy osadowo-wulkanicznej oraz skał podłoża basenów sudeckich na szereg bloków o charakterze rowów (w tym w większości tzw. rowów synklinalnych; por. Teisseyre i in., 1957), półrowów i zrębów tektonicznych (tzw. zrębów antyklinalnych; Teisseyre i in., 1957), ograniczonych najczęściej stromymi uskokami odwróconymi, podrzędnie również normalnymi, fleksurami lub fałdami przyuskokowymi (fig. 2C, 3), co w konsekwencji spowodowało na wypiętrzo-

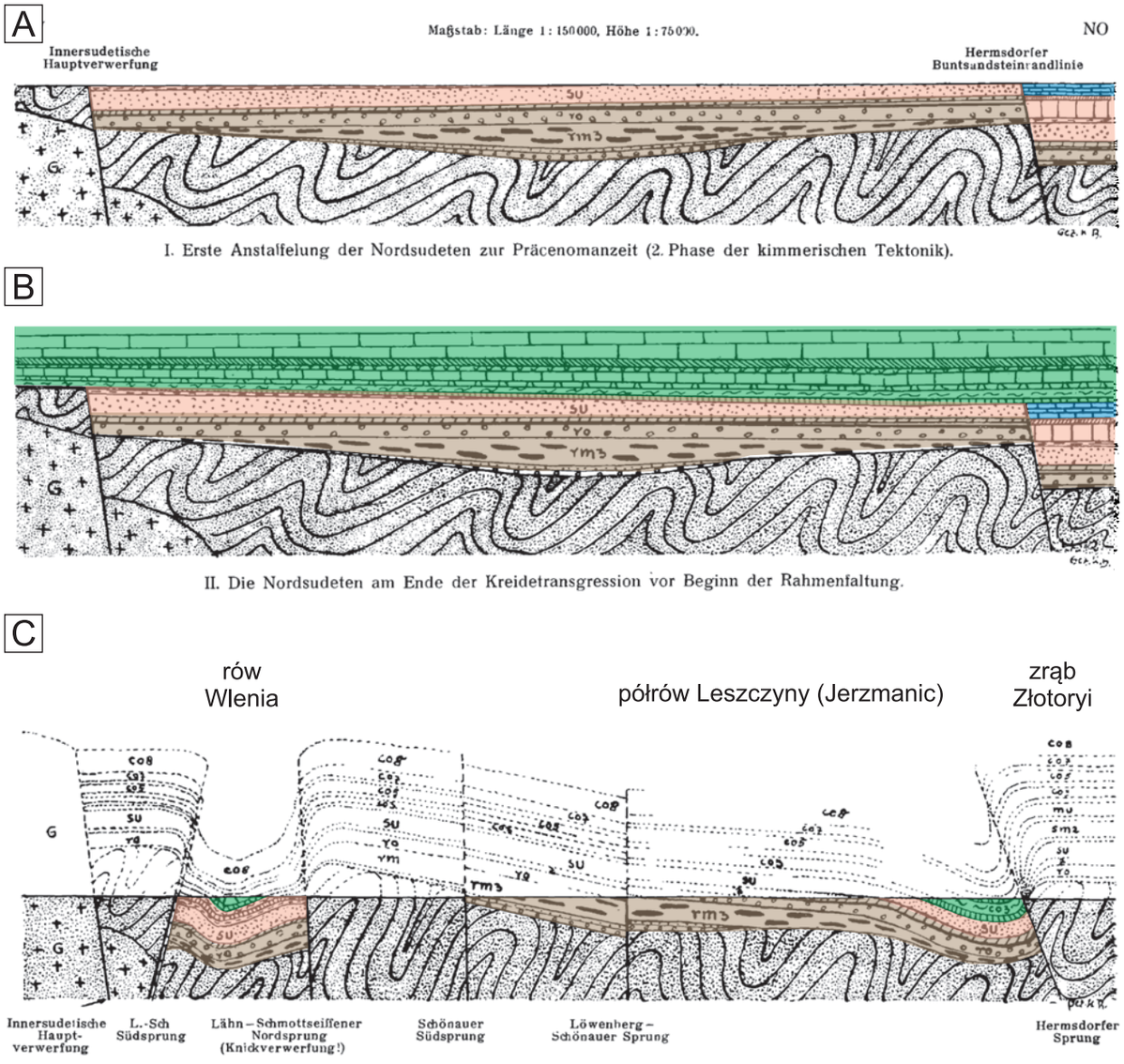


FIG. 2. Ideowy, historyczny schemat autorstwa Beyera (1933) ukazujący styl i procesy deformacji osadów postwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego
A przed późną kredą („2. faza tektoniki kimeryjskiej");
B etap subsydencji przed deformacją utworów górnej kredy oraz
C efekty późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej fałdowo-uskokowej deformacji pokrywy platformowej.
Kolorami (dodanymi przez autorów rozdziału) oznaczono osady kredy górnej (zielony), triasu środkowego – wapienia muszlowego (niebieski), triasu dolnego – pstrego piaskowca (różowy) i permu dolnego (brązowy). Przekroje ukierunkowane SW–NE, przewyższone ×2

nych blokach erozję części utworów górnokredowych, jak również starszych ogniw litostratygraficznych wypełnienia basenów sudeckich. Na obszarze basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego, które generalnie uległy obniżeniu, utworzyły się w ten sposób duże jednostki tektoniczne, określane mianem synklinoriów: północnosudeckiego i śródsudeckiego (Oberc, 1964; Solecki, 1994; Żelaźniewicz i in., 2011), w obrębie których zachowały się osady powaryscyjskiej pokrywy osadowej. Synklinoria te są definiowane jako tworzące synklinalne ugięcia fałdowe „jednostki tektoniczne o kilometrowych rozmiarach zbudowane z fałdów niższego rzędu" (por. Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 3). Na północny zachód od synklinorium śródsudeckiego znajduje się peryklina Żar (tj. łagodna antyklina o nachylonej osi w obrębie sukcesji, której obraz intersekcyjny na powierzchni terenu ma formę wyraźnego łuku; Jaroszewski, 1980), graniczącą na północnym wschodzie z monokliną przedsudecką.

Synklinoria północnosudeckie i śródsudeckie są ograniczone wyraźnymi strefami dyslokacyjnymi, wykazując cechy zapadlisk tektonicznych (zob. też rozdział WZS 8) i są wydłużone, odpowiednio w kierunkach WNW–ESE oraz NW–SE (fig. 1). Struktury tektoniczne obserwowane w powaryscyjskiej pokrywie osadowej Sudetów, rozpoznane również na podstawie profili sejsmicznych, obejmują fałdy z wyboczenia, uskoki odwrócone o dużym kącie nachylenia, niekiedy też o składowej przesuwczej, jak również niskokątowe nasunięcia (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Struktury opisywane jako rowy tektoniczne zwykle wykazują silnie synklinalną geometrię swego wypełnienia (rowy synklinalne *sensu* Teisseyre i in., 1957). Strop podłoża krystalicznego w obrzeżeniu synklinoriów wydaje się w większości przypadków antyformalnie wygięty ku górze (zręby antyklinalne według Teisseyre'a i in., 1957), co interpretowane jest obecnie jako efekt tektonicznego wyboczenia (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Struktury kompresyjne w obrębie synklinoriów bloku sudeckiego wykazują z reguły rozciągłości zbliżone do NW–SE, co pozostaje w związku z regionalną orientacją ~NE–SW późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej kompresji tektonicznej w tej części Europy (Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Dotyczy to również regionalnego układu uskoków, zazwyczaj obejmującego ortogonalny system stromych powierzchni o biegu NW–SE i NE–SW. Ponieważ nisko- lub średniokątowe nasunięcia rozpoznane w pokrywie osadowej synklinoriów sudeckich na profilach sejsmicznych są często zakorzenione w górnych poziomach podłoża waryscyjskiego, szczególnie w synklinorium śródsudeckim, deformację późnokredową w Sudetach można rozpatrywać też w kategoriach „tektoniki gruboskórnej" (ang. *thick-skinned tectonics*), angażującej podłoże krystaliczne (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Prawdopodobnie w neogenie (miocen?) lub u schyłku paleogenu doszło do ponownej przebudowy strukturalnej bloku sudeckiego. Przebudowa ta odbyła się wieloetapowo i miała charakter blokowy. Prawdopodobnie przebiegała w warunkach ekstensji zorientowanej w kierunku NE–SW oraz wygrzania skorupy, związanego z szeroko w obszarze sudeckim rozprzestrzenionymi efektami ówczesnego bazaltowego wulkanizmu śródpłytowego. Etap ten skutkował blokowym wypiętrzeniem Sudetów, także w sensie morfologicznym, wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego i reaktywacją szeregu mniejszych dyslokacji. Reaktywacja uskoków na obszarze całego bloku dolnośląskiego doprowadziła w tym czasie do licznych intruzji subwulkanicznych i erupcji o chemizmie alkaliczno-zasadowym (Badura i in., 2006; Pańczyk i in., 2023). Według Oberca (1972) do środkowego miocenu na obszarze bloku sudeckiego tworzyła się powierzchnia zrównania, w wyniku której zerodowane i zdenudowane zostały morfologiczne efekty etapu późnokredowo-paleogeńskiej deformacji. Etap ten został określony przez Oberca (1972), jako młodoalpejski. Analogicznie, do starszych etapów deformacji obejmujących erę mezozoiczną, autor ten stosował określenie „deformacje staroalpejskie" (Oberc, 1986). Określenie „deformacje młodoalpejskie" jest zresztą stosowane do dzisiaj – głównie w odniesieniu do neogeńskiego etapu deformacji utworów pokrywy platformowej bloku sudeckiego (Cymerman, 1990, 1998).

Oba opisane powyżej etapy deformacji były dawniej określane w literaturze niemieckiej łącznym, ogólnym terminem „ruchów młodosaksońskich" (lub tektonicznej fazy młodosaksońskiej), a styl związanych z nimi charakterystycznych struktur tektonicznych – mianem tektoniki saksońskiej (germańskiej; fig. 2) (Stille, 1924). Deformacje te wiązano głównie z ruchami blokowymi i „fałdowaniem uskokowym" (niem. *Bruchfaltung*). Obecnie jednak proponuje się zaniechanie stosowania tego terminu (Kley, 2013).

5.2.2.1. Synklinorium północnosudeckie

Synklinorium północnosudeckie stanowi regionalną jednostkę tektoniczną o wymiarach ok. 90 × 30 km i niejednolitej strukturze wewnętrznej (fig. 4). Synklinorium powstało w wyniku wieloetapowej inwersji basenu północnosudeckiego i jest zbudowane z utworów najwyższego karbonu górnego i permu: lądowych osadów czerwonego spągowca i morskich osadów cechsztynu, jak również z osadów triasu i kredy górnej. Te dwa ostatnie systemy rozdzielone są regionalną niezgodnością i luką stratygraficzną, obejmującą górną część triasu środkowego, trias późny, jurę i wczesną kredę.

Litostratygrafia i ewolucja basenu sedymentacyjnego

Wypełnienie osadowe basenu północnosudeckiego ma wyraźnie cykliczny charakter (fig. 5). Najstarsze, klastyczne, lądowe utwory karbonu górnego, zaliczane do dolnej części formacji ze Świerzawy, stanowią erozyjne relikty wypełnienia osadowego wąskich zapadlisk (rowów) tektonicznych, które utworzyły się wzdłuż południowych granic dzisiejszego synklinorium (Milewicz, 1968; Kowalski i in., 2018). Osady te dokumentują początkowy etap rozwoju basenu północnosudeckiego w późnym karbonie. Według Wojewody i Mastalerza (1989), obszar synklinorium północnosudeckiego, jak i całych Sudetów, przypominał wówczas krajobraz typu „basenów i grzbietów" (ang. *basin and range*). W brzeżnych częściach zapadlisk tektonicznych rozbudowywały się systemy wąskopromiennych stożków aluwialnych. Obszarami dostarczającymi osady były wypiętrzane wzdłuż uskoków masywy zbudowane ze skał metamorficznych, analogicznych do tych, które budują dzisiejszą jednostkę kaczawską i masyw karkonosko-izerski. W dolnej części profilu formacji Świerzawy o łącznej miąższości 250–310 m, której

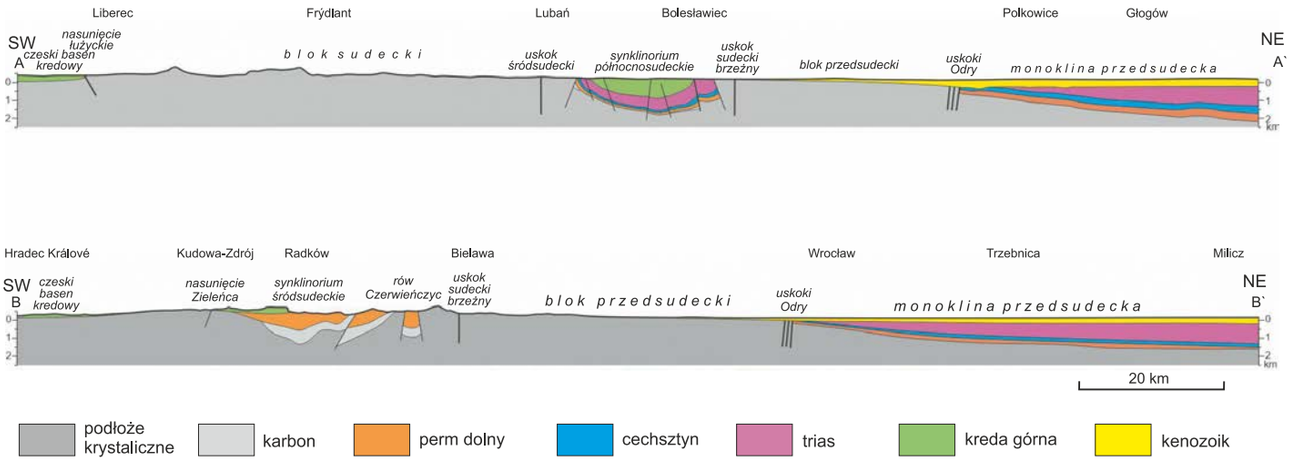


FIG. 3. Schematyczne przekroje geologiczne przez północno-wschodnie obrzeżenie Masywu Czeskiego (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022, zmodyfikowano). Przekroje przewyższone 2,5-krotnie

5
Platforma paleozoiczna

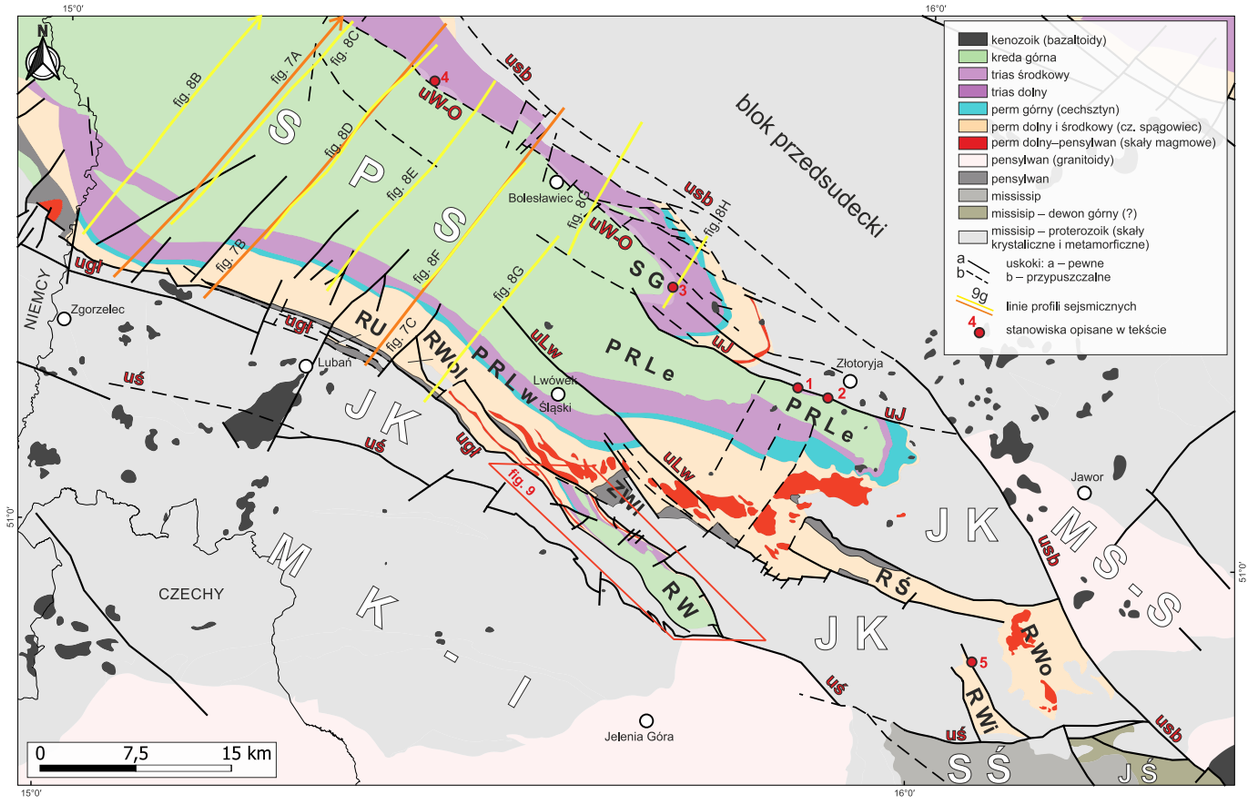


FIG. 4. Uproszczony szkic tektoniczny synklinorium północnosudeckiego i jednostek przyległych (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie: Sawickiego (1995), arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 oraz własnych danych autorów; JK – jednostka kaczawska; JŚ – jednostka Świebodzic; MK-I – masyw karkonosko-izerski; MS-S – masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka; SG – synklina Grodźca; SPS – synklinorium północnosudeckie; SŚ – synklinorium śródsudeckie; PRLe – półrów Lesczczyny; PRLw – półrów Lwówka; RŚ – rów Świerzawy; RW – rów Wlenia; RU – rów Uniegoszczy; RWi – rów Wierzchosławic; RWo – rów Wolbromka; RWol – rów Wolbromowa; ZWl – zrąb Wlenia; uskoki: ugł – uskok główny łużycki; uJ – uskok Jerzmanic; uLw – uskok Lwówka; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uW-O – uskok Warta–Osiecznica

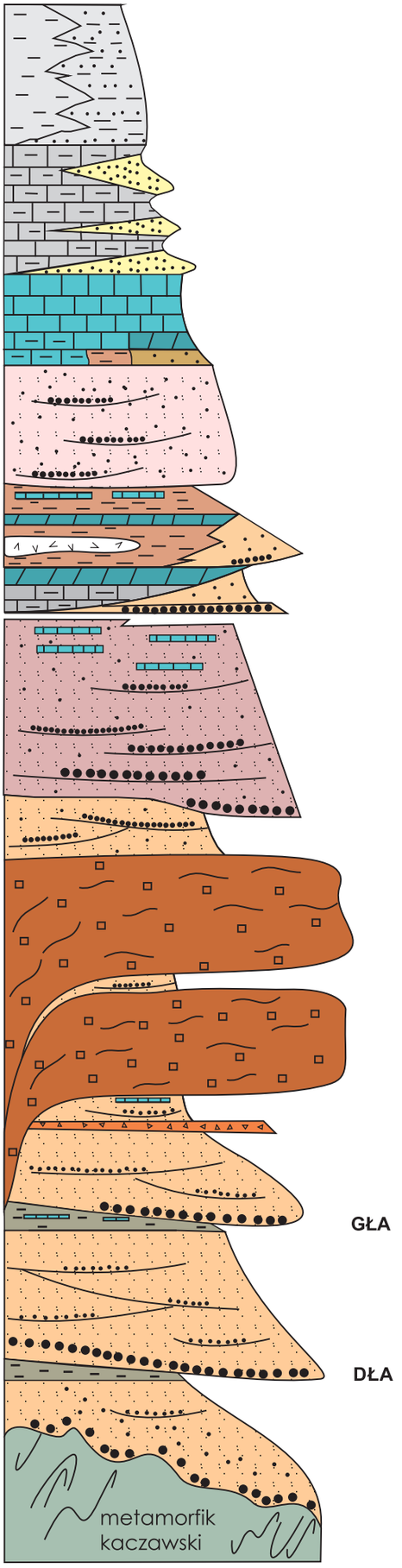
wiek na podstawie badań palinologicznych określono na stefan (Milewicz, Górecka, 1965), dominują słabo wysortowane zlepieńce przechodzące w piaskowce i mułowce, natomiast w stropie wydzielenia występują osady drobnoziarniste, określane jako łupki antrakozjowe dolne, interpretowane jako osady środowisk jeziornych. Górna część formacji ze Świerzawy, o miąższości 150–200 m, zaliczana do permu dolnego (czerwonego spągowca), ma również charakter megacyklotemu, w którego stropie ponownie występują osady środowisk jeziornych i przejściowych (łupki antrakozjowe górne) (Mastalerz, 1990).

We wczesnym permie w warunkach generalnie ekstensyjnych, obszar basenu północnosudeckiego stopniowo powiększał się, głównie w kierunkach N i NE, co wiązało się również z aktywnością magmową. Powyżej utworów formacji ze Świerzawy występują osady kolejnego megacyklotemu czerwonego spągowca, zaliczane do formacji z Wielisławki (Milewicz, 1985), zawierające głównie utwory wulkanogeniczne – trachybazalty, trachyandezyty, ryolity i ich tufy. Utwory tej formacji występują przede wszystkim w południowych częściach półrowu Leszczyny i półrowu Lwówka, osiągając miąższość 150–950 m. W najwyższej partii czerwonego spągowca wyróżnia się formację z Bolesławca, na którą składają się przede wszystkim utwory drobnoziarniste (piaskowce, mułowce), związane z sedymentacją w warunkach rzecznych. Miąższość osadów tej formacji szacowana jest na 260–920 m.

W późnym permie basen północnosudecki został objęty transgresją morską i był położony w marginalnej, południowo-wschodniej części basenu cechsztyńskiego (Gunia, 1962; Peryt, 1978; Raczyński, 1997; Kowalski i in., 2018). Morskie utwory cechsztynu na obszarze basenu w ogólnym ujęciu charakteryzują się przewagą utworów klastycznych i węglanowych nad ewaporatami (Peryt, 1978; Mastalerz i in., 1993; Raczyński, 1997) i występują niemal na całym obszarze synklinorium północnosudeckiego, z wyjątkiem jego skrajnych fragmentów: południowej części rowu Wlenia i rowu Świerzawy. W południowo-wschodniej części basenu wydzielane są osady dwóch cyklotemów: Werra (PZ1) i Leine (PZ3) (Raczyński, 1997; Śliwiński i in., 2003), natomiast w części północno-zachodniej stwierdzono także osady cyklotemu Stassfurt (PZ2; Peryt, Kasprzyk, 1992; Fijałkowska, Peryt, 1995). W skrajnych fragmentach obszaru synklinorium utwory cechsztynu mają silnie zredukowaną miąższość – we wschodniej części półrowu Leszczyny występuje jedynie fragment cyklotemu PZ1 (Raczyński, 1997), natomiast w północnej części rowu Wlenia stwierdzono jedynie osady cyklotemu PZ3 (Kowalski i in., 2018). Występowanie ewaporatów ogranicza się natomiast do zachodniej i północno-zachodniej części synklinorium. Łączna miąższość osadów cechsztynu na obszarze synklinorium północnosudeckiego szacowana jest na 10–100 m w części południowo-wschodniej, oraz 100–200 m w północno-zachodniej.

We wczesnym triasie obszary basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego były ze sobą prawdopodobnie połączone i stanowiły fragmenty basenu pstrego piaskowca (Szyperko-Teller, Moryc, 1988), reprezentującego południowo-wschodni fragment basenu niemieckiego. Triasowe ukształtowanie powierzchni terenu basenu północnosudeckiego zostało w dużej mierze odziedziczone po okresie permskim (lub nawet późnokarbońskim?), kiedy w basenie istniały centra subsydencji sprzyjające akumulacji osadów. Basen północnosudecki stanowił we wczesnym triasie fragment rozległej równiny aluwialnej, odwadnianej w kierunku północnym przez rzeki roztokowe (Mroczkowski, Mader, 1985). Utwory dolnotriasowe są zaliczane na obszarze basenu północnosudeckiego do formacji z Radłówki (Milewicz, 1985) i występują na prawie całym obszarze synklinorium, z wyjątkiem jego skrajnych fragmentów położonych na południu i południowym wschodzie (brak jest wychodni utworów formacji z Radłówki w południowej części rowu Wlenia i na obszarze rowu Świerzawy). Łączna miąższość osadów tej formacji w południowej części synklinorium (rów Wlenia) oceniana jest na 20–340 m (Kowalski, 2020), natomiast w środkowej części może ona sięgać nawet 920 m. Pod koniec wczesnego triasu (ret) w wyniku postępującej peneplenizacji całego obszaru sudeckiego, na obszar basenu transgredowało płytkie morze, które przykrywało ten obszar do triasu środkowego (wapień muszlowy). Brzeg zbiornika morskiego znajdował się prawdopodobnie w pobliżu dzisiejszego południowego skraju synklinorium (Chrząstek, 2002).

Pomiędzy triasem środkowym a późną kredą (do środkowego cenomanu) rejon obecnego synklinorium północnosudeckiego był poddany erozji, denudacji i najprawdopodobniej także tektonicznym ruchom blokowym, które spowodowały usunięcie fragmentów pokrywy osadów pstrego piaskowca i triasu środkowego, prawdopodobnie o znacznej miąższości (Solecki, 1994; Kowalski, 2020).



250–550 m	Formacja z Węglińca	Formacja z Czernej	Santon	KREDA
315–800 m	Formacja z Rakowic Wielkich		Koniak Turon Cenoman	KREDA
150–230	Formacja z Raciborowic		Wapień muszlowy Ret	TRIAS
20–920 m	Formacja z Radłówki		Pstry piaskowiec	TRIAS
10–200 m	Leine (PZ3) Werra (PZ1)		Cechsztyn	PERM
260–920 m	Formacja z Bolesławca		Sakson	PERM
150–950 m	Formacja z Wielisławki		Sakson ? Autun ?	PERM ?
70–510 m	Formacja ze Świerzawy		Autun ? Stefan ?	? KARBON

zlepieńce, piaskowce (aluwialne osady grubookruchowe)
piaskowce
wapienie
mułowce wapniste (margle)
gipsy i anhydryty
skały magmowe (intruzje subwulkaniczne, potoki lawowe)
skały magmowe (intruzje subwulkaniczne, potoki lawowe)
dolomity
mułowce i iłowce

FIG. 5. Uogólniony profil litostratygraficzny utworów budujących synklinorium północnosudeckie (wg Śliwińskiego i in., 2003); DŁA – dolne łupki antrakozjowe; GŁA – górne łupki antrakozjowe

O znacznej przedkredowej erozji utworów triasu świadczy również zachowany w strefie uskoku Jerzmanic, izolowany płat osadów triasu środkowego – wapienia muszlowego (Chrząstek, 2002), jak również przekraczające przykrycie przez morskie utwory kredy skał pasma kaczawskiego, czerwonego spągowca i triasu, występujących w południowej części rowu Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a). Powstanie tej niezgodności niegdyś przypisywano deformacjom tzw. fazy starokimeryjskiej (fig. 6; Beyer, 1933, 1934).

W późnym cenomanie doszło do transgresji morskiej na speneplenizowany obszar bloku sudeckiego (Scupin, 1913; Milewicz, 1997; Wojewoda, 1997). W środkowym turonie basen północnosudecki, a zwłaszcza jego brzeżne fragmenty, były wypełniane grubookruchowymi osadami piaszczystymi dostarczanymi z obszarów wysp sudeckich, obejmujących prawdopodobnie blok przedsudecki i masyw karkonosko-izerski. We wczesnym koniaku południowa część basenu przekształciła się w wąską cieśninę łączącą baseny północnosudecki i środsudecki (Kowalski, 2021b). Zwiększona na obszarze północnosudeckim miąższość grubookruchowych osadów koniackich świadczy o stopniowym wypiętrzaniu obszarów źródłowych (wysp sudeckich), które trwało do santonu. Począwszy od późnego koniaku w osadach kredy jest zapisana stopniowa regresja morska spowodowana zmianami eustatycznymi poziomu morza i tektoniką. Prawdopodobnie w santonie rozpoczęła się inwersja tektoniczna basenu północnosudeckiego (Solecki, 1994; Kowalski, 2021a; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Tektonika

Zasadnicza struktura synklinorium, obejmująca główną, asymetryczną i ograniczoną uskokami synformę o długości falowej ok. 30 km, oraz szereg mniejszych jednostek tektonicznych o charakterze synklinalnych rowów, półrowów i zrębów, została ukształtowana w trakcie późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji kompresyjnych i nieznacznie zmodyfikowana w czasie neogeńskich ruchów blokowych. Oś synklinorium zanurza się łagodnie w kierunku północno-zachodnim, co powoduje, że odsłaniają się tam coraz młodsze ogniwa wypełnienia basenu północnosudeckiego, po kredę górną włącznie (santon), natomiast w kierunku południowo-wschodnim, w rowach tektonicznych Świerzawy, Wierzchosławic i Wolbromka (fig. 4), odsłaniają się wyłącznie utwory najstarsze – karbonu górnego i permu dolnego. Solecki (1994) wyraził pogląd, że obecny zasięg synklinorium północnosudeckiego odpowiada w przybliżeniu zasięgowi basenu północnosudeckiego i jego pierwotnym granicom. Utwory epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej są nachylone przeważnie monoklinalnie pod niewielkim kątem (do 30°) w kierunku ku osi synklinorium lub podrzędnych jednostek tektonicznych, przy czym dominują biegi warstw WNW–ESE, lokalnie również NW–SE. Lokalnie, w sąsiedztwie uskoków odwróconych obserwuje się zestromienie oraz odwrócenie warstw.

Krynicki (1984), a także Bałazińska i Bossowski (1979) oraz Bossowski i Bałazińska (1982) na podstawie regionalnych profili sejsmicznych przez synklinorium północnosudeckie określili strukturę tej jednostki jako „wybitnie blokową", rozpoznając w jej obrębie szereg stromo nachylonych uskoków, zarówno odwróconych, jak i normalnych, o orientacji NW–SE i NE–SW (fig. 7).

Niedawne wyniki interpretacji ponownie przetworzonych archiwalnych pomiarowych danych sejsmicznych z obszaru synklinorium północnosudeckiego (fig. 8) wskazują na obecność wielu dyslokacji nieciągłych o rozciągłości NW–SE w obrębie tej jednostki (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Dyslokacje te najczęściej noszą cechy stromo nachylonych uskoków odwróconych, a niekiedy również połogich nasunięć, z którymi związane są widoczne w obrazie sejsmicznym fałdy przyuskokowe (najczęściej antykliny naduskokowe). Niekiedy dochodzi też do powtórzenia warstw w profilu pionowym (fig. 8). Zjawisko to jest szczególnie dobrze widoczne w profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych w północno-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego.

Głuszyński i Aleksandrowski (2022) wskazują na obecność przejawów tzw. tektoniki naskórkowej (ang. *thin-skinned tectonics*) i – lokalnie również – tzw. tektoniki gruboskórnej (ang. *thick-skinned tectonics*), oraz na potrzebę uwzględnienia struktur fałdowo-nasuwczych w interpretacjach budowy synklinorium północnosudeckiego i środsudeckiego. Jest prawdopodobne, że uskoki ograniczające główne struktury tych jednostek geologicznych odnawiają starsze, już wcześniej reaktywowane dyslokacje podłoża wieku waryscyjskiego lub wczesno-powaryscyjskiego. Wyniki interpretacji danych sejsmicznych wskazują bowiem, że są one głęboko zakorzenione w podłożu krystalicznym (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Główną strukturę synklinorium północnosudeckiego ogranicza od południowego zachodu system uskoków zaliczanych do strefy głównego uskoku łużyckiego (fig. 4). Uskoki te, o biegu WNW–ESE do NW–SE, mają głównie charakter odwrócony i wykazują strome nachylenie ku SW. Poprzecinane są prostopadłymi do nich uskokami o orientacji NE–SW, przy czym te ostatnie w obrazie kartograficznym wykazują zazwyczaj niewielkie przemieszczenia. Obie grupy uskoków łącznie oddzielają skały epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego na NE od utworów metamorfiku kaczawskiego i pasma zgorzeleckiego na SW (fig. 4). Wzdłuż strefy głównego uskoku łużyckiego rozwinął się ponadto zespół rowów i zrębów o wydłużeniu NW–SE. Idąc od południa, są to kolejno: wypełniony utworami karbonu górnego (?), permu, triasu i kredy górnej, rów Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a), a także zlokalizowane na NW od rowu Wlenia, zbudowane głównie z klastycznych i magmowych utworów dolnopermskich, znacznie mniejsze rowy Wolbromowa i Uniegoszczy (Milewicz, 1997; fig. 4). Południowo-zachodnie, ramowe uskoki tych rowów, cechujące się największymi przemieszczeniami, stanowią segmenty strefy głównego uskoku łużyckiego. W sąsiedztwie tego uskoku skały osadowe synklinorium są nachylone stromo w kierunku ku NE, lub pionowo, a niekiedy, jak w przypadku południowej części rowu Wlenia, wykazują położenie odwrócone, zapadając pod metamorficzne podłoże ku SW, pod kątem 30–40° (Gorczyca-Skała, 1977; Solecki, 2011; Kowalski, 2021a). W południowej części rowu Wlenia zrzut utworów kredy górnej na tym uskoku wynosi co najmniej 600 m (Kowalski, 2021a). Przeciwległy, północno-wschodni uskok ramowy rowu Wlenia, określany jako uskok północny Wlenia, stanowi prawdopodobnie stromą dyslokację o biegu NW–SE, wzdłuż której skały osadowe rowu Wlenia kontaktują z utworami jednostki kaczawskiej, a dalej, w okolicach Wlenia i Marczowa, od północnego wschodu, również ze skałami synklinorium północnosudeckiego (Kowalski, 2021a).

Rów Wlenia stanowi jednostkę o skomplikowanej budowie wewnętrznej i może służyć jako przykład złożonych relacji pomiędzy pierwotnym basenem sedymentacyjnym a strukturą tektoniczną ukształtowaną w wyniku jego kilkuetapowej inwersji. Rów ten stanowi wydłużoną i wąską strukturę o wymiarach ok. 17,5 × 3,5 km

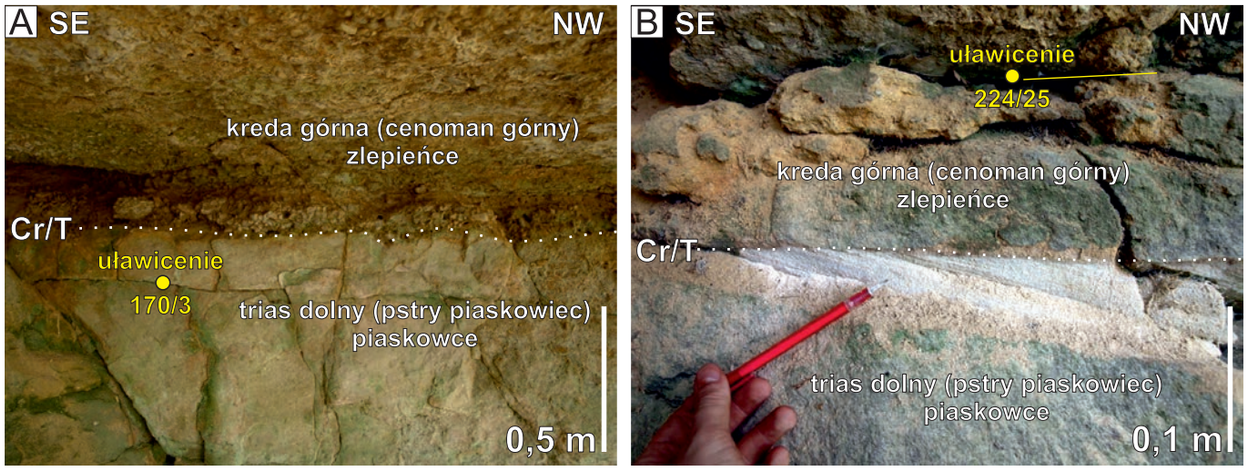


FIG. 6. Niezgodność pomiędzy lądowymi utworami triasu dolnego (pstrego piaskowca) a osadami kredy górnej (cenomanu górnego) w odsłonięciach na obszarze rowu Wlenia (wg Kowalskiego, 2021b – zmodyfikowano). Istnienie tej niezgodności przypisywano deformacjom fazy kimeryjskiej *sensu* Beyer (1933, 1934)

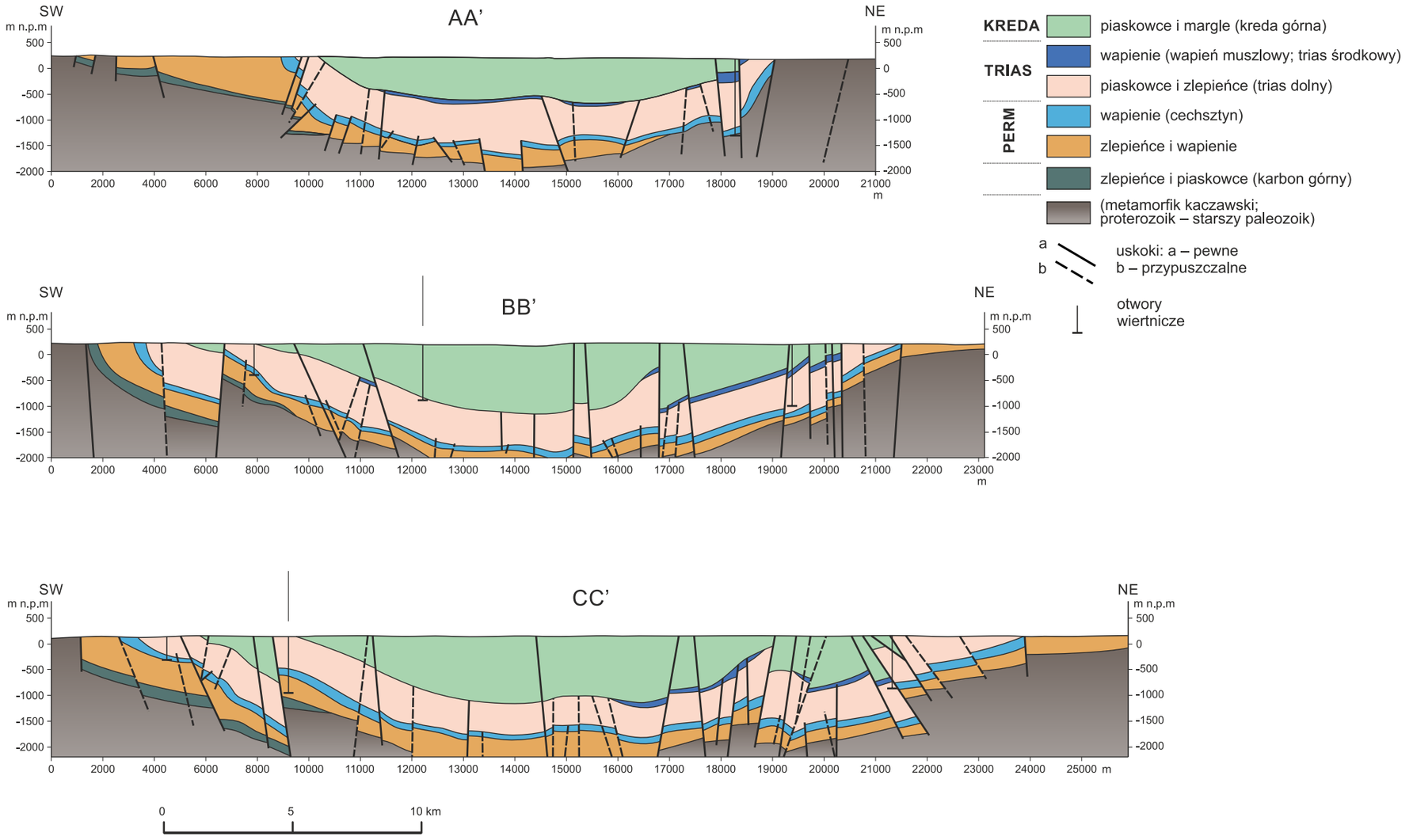


FIG. 7. Przekroje geologiczne o kierunku NE–SW przez środkową i zachodnią część synklinorium północnosudeckiego, zamieszczone w pracy Bałazińskiej i Bossowskiego (1979). Cechą charakterystyczną struktury synklinorium według tych autorów jest obecność licznych, głównie stromych uskoków, zarówno odwróconych, jak i normalnych, przecinających główną strukturę tej jednostki geologicznej

5
Platforma paleozoiczna

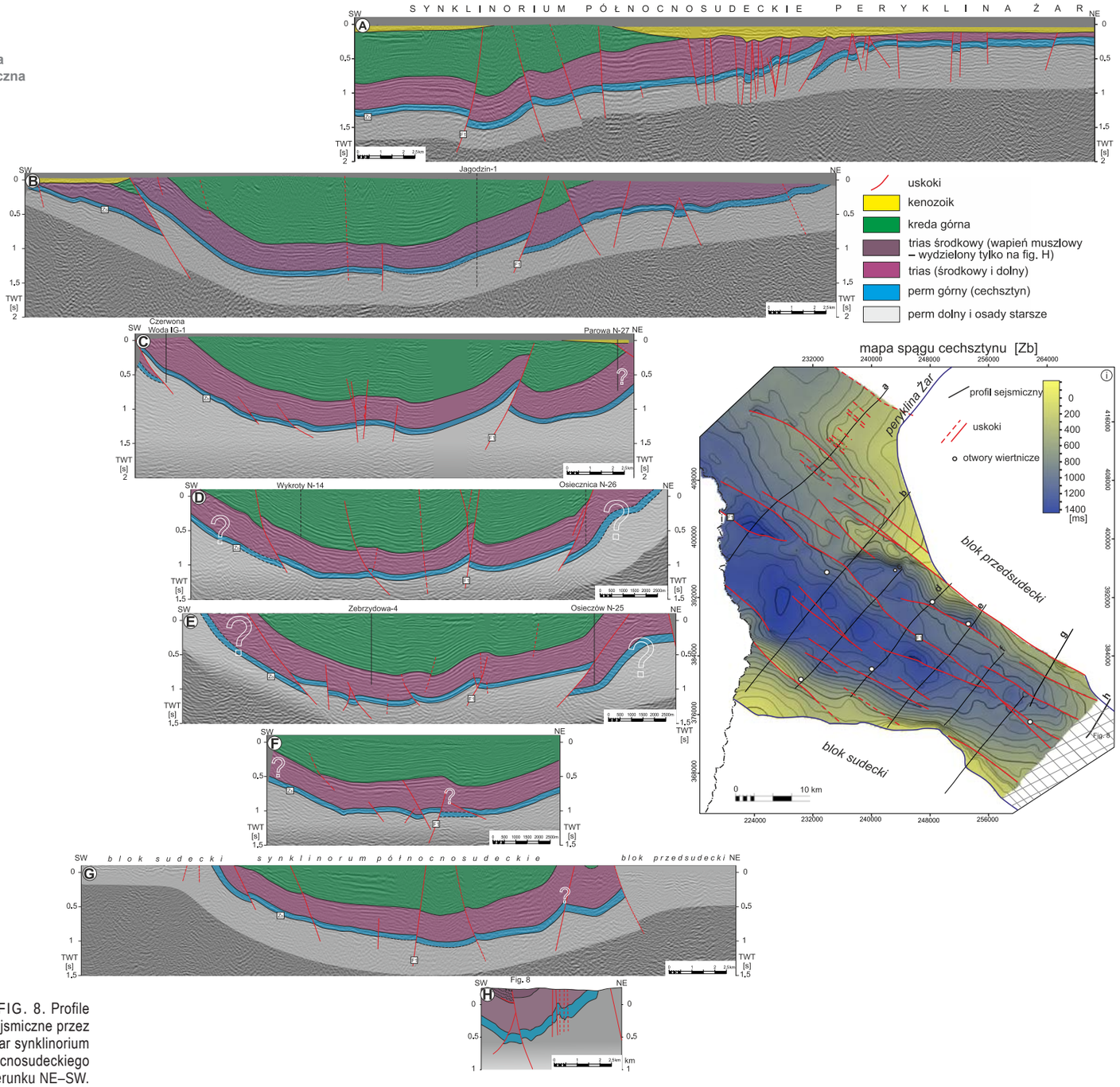


FIG. 8. Profile sejsmiczne przez obszar synklinorium północnosudeckiego o kierunku NE–SW. Lokalizację przekrojów zaznaczono na mapie izolinii spągu cechsztynu na obszarze synklinorium

i o biegu NW–SE (fig. 9). Poza ramowymi uskokami rowu, tj. uskokiem północnym i uskokiem południowym Wlenia (por. Gorczyca-Skała, 1977), w jego budowie bierze udział również wiele mniejszych dyslokacji o biegu NW–SE, NNW–SSE i NE–SW, które dzielą główną strukturę rowu na szereg mniejszych segmentów (Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a). Idąc od północnego zachodu, są to kolejno: segmenty Golejowa, Kleczy, Nielestna, Grodowej, Płoszczyny, Jeżowa Sudeckiego i Szybowiska. Segmenty te, stanowiące w rzeczywistości podrzędne jednostki tektoniczne względem głównej struktury rowu, są oddzielone od siebie uskokami niższego rzędu, najczęściej o biegu NE–SW.

Rów Wlenia jest zbudowany z opisanych wcześniej utworów osadowych i podrzędnie magmowych, zaliczanych do najwyższego karbonu(?) i permu, a także przykrywających je niezgodnie skał osadowych triasu dolnego i kredy górnej (fig. 9, 10; Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Gierwielaniec, 1998). Skały metamorficzne jednostki kaczawskiej występujące w podłożu i obrzeżeniach rowu Wlenia to głównie metabazyty, łupki serycytowe, chlorytowe i grafitowe, zaliczane do przedziału wiekowego kambr–wczesny karbon (Milewicz, Frąckiewicz, 1988; Baranowski i in., 1990).

Najstarszymi skałami występującymi w rowie Wlenia są zlepieńce i piaskowce, zalegające na metamorficznym podłożu jednostki kaczawskiej lub kontaktujące z nim tektonicznie wzdłuż uskoków ramowych rowu. Osady te są zaliczane do permu dolnego (nie-rozdzielone: formacja ze Świerzawy, z Wielisławki i z Bolesławca; por. Milewicz, 1985; Śliwiński i in., 2003), jakkolwiek ich najniższa część może reprezentować przedział wiekowy schyłkowy karbon–wczesny perm. Zlepieńce czerwonego spągowca są poprzecinane dajkami permskich skał wulkanogenicznych: trachyandezytów i trachybazaltów, będących efektem płytkich intruzji i potoków lawowych (Kozłowski, Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 2006); towarzyszą im tufy. W południowym obrzeżeniu rowu występują również niewielkie intruzje ryolitowe, zaliczane do karbonu górnego lub permu dolnego (Zimmermann, 1932). Powyżej utworów czerwonego spągowca zalegają węglanowo-okruchowe osady cechsztynu górnego: dolomity, dolomity piaszczyste, piaskowce i mułowce wapniste (Milewicz, 1966), o miąższości do kilkunastu metrów. Skały wieku permskiego przechodzą ku górze niezgodnie lub prawie zgodnie w słabo zwięzłe piaskowce, zaliczane tradycyjnie do dolnego triasu – pstrego piaskowca (formacja z Radłówki; Milewicz, 1968, 1985), osiągające miąższość ok. 340 m w północnej części rowu. Pstry piaskowiec przykryty jest niezgodnie przez morskie utwory kredy górnej zaliczane do formacji z Rakowic Wielkich (Milewicz, 1985, 1997). Na obszarze rowu Wlenia nie występują osady od triasu środkowego do kredy górnej (do dolnej części cenomanu górnego włącznie). Niezgodność ta ma w rowie Wlenia charakter przekraczający – w skrajnej, południowej części rowu, utwory kredy zalegają na skałach metamorficznego podłoża, w południowej i środkowej – na grubookruchowych osadach permu, natomiast w północnej – na piaskowcach triasu dolnego

(Gorczyca-Skała, 1977; fig. 10). W dolnej części profilu kredy występują zlepieńce transgresywne przechodzące ku górze w grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i lityczne zaliczane do cenomanu górnego (tzw. dolne piaskowce ciosowe). Piaskowce te przechodzą ku górze w utwory drobnoziarniste – mułowce i iłowce wapniste zaliczane do turonu i prawdopodobnie do koniaku dolnego (Gorczyca-Skała, 1977). Najmłodszymi skałami kredy na obszarze rowu Wlenia są piaskowce kwarcowe i arkozowe wieku koniackiego (górne piaskowce ciosowe; Gorczyca-Skała, 1977) budujące ostańcowe masywy Gniazda (445 m n.p.m.) i Stromca (551 m n.p.m.), położone w osiowej części rowu. Skały osadowe występujące w rowie są przecinane przez żyły paleogeńskich i przypuszczalnie neogeńskich bazaltoidów (Zimmermann, 1932; Szałamacha, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983, 1988; Badura i in., 2006). Ich wychodnie tworzą neki (kominy) i żyły wulkaniczne (Gorczyca-Skała, 1977).

Uściślenie wyników wcześniejszych badań (Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Solecki, 1994, 2011), a także aktualizacja danych otworowych, pozwoliły jednemu z autorów (Kowalski, 2021a) na wyciągnięcie wniosków o przestrzennym i czasowym rozwoju rowu i na rewizje dotychczasowych koncepcji rozwoju tej struktury. Analiza mezostrukturalna utworów budujących rów Wlenia wykazała, że głównymi strukturami nieciągłymi w obrębie tej jednostki są uskoki zrzutowe (normalne i odwrócone) o biegu NW–SE, a także uskoki przesuwcze (w przewadze lewoskrętne) o orientacji NE–SW. Skały osadowe występujące w rowie Wlenia wykazują ułożenie synklinalne, przy czym dominują biegi powierzchni uławicenia o orientacji NW–SE. W osiowej, środkowej części rowu piaskowce kredy górnej (koniaku) zalegają niemal poziomo (fig. 11A) lub są nieznacznie nachylone ku NE lub SW (fig. 11B). W sąsiedztwie uskoków ramowych, w tym szczególnie wzdłuż uskoku południowego Wlenia, obserwuje się zestromienie (fig. 11C) oraz – lokalnie – odwrócenie warstw (fig. 11D).

Analiza strukturalna połączona z analizą geometrii ciał magmowych (głównie bazaltów) wskazuje na co najmniej czteroetapowy rozwój struktury rowu (fig. 12). Etapy te obejmują kolejno:

1) inicjalną, ekstensyjną fazę powstania rowu tektonicznego o orientacji NW–SE, obejmującą przemieszczenia wzdłuż uskoków zrzutowych normalnych; poprzedzoną fleksuralnym ugięciem skał osadowych (późna kreda; santon?);
2) fazę kompresyjną o orientacji osi maksymalnych naprężeń głównych NE–SW lub lokalnie N–S obejmującą powstanie uskoków zrzutowych odwróconych lub niskokątowych nasunięć (paleogen). Z fazą tą jest związane powstanie dajek bazaltowych o orientacji NE–SW, spowodowane jednoczesną ekstensją o orientacji NW–SE (późna kreda–wczesny paleogen; ok. 58–60 mln lat temu);
3) fazę ruchów przesuwczych, podczas której powstały uskoki lewoskrętne o orientacji NE–SW, przecinające poprzecznie główną strukturę rowu (późny paleogen–neogen);
4) fazę ekstensji w pełni wykształconej struktury rowu tektonicznego, zaznaczającą się głównie przy granicach rowu w postaci niskokątowych uskoków zrzutowych normalnych o orientacji NW–SE (neogen–czwartorzęd).

Na dominację późnokredowej składowej kompresyjnej podczas tworzenia zasadniczej struktury rowu Wlenia wskazywali już wcześniej Gorczyca-Skała (1977) oraz Solecki (1994, 2011). Solecki (2011) wskazał ponadto na znaczne zestromienie i odwrócenie (pod kątem ok. 75° ku SW) piaskowców kredy górnej (cenomanu) w strefie uskokowej uskoku południowego Wlenia. Sytuacja ta zinterpretowana została przez Soleckiego (2011) jako efekt utworzenia fałdu przyuskokowego rozwijającego się na obniżonym skrzydle uskoku inwersyjnego obrzeżającego rów.

Wiek deformacji w obrębie rowu Wlenia został określony na podstawie relacji przestrzennych pomiędzy generacjami struktur deformacyjnych oraz ciał magmowych. Dajki górnokarbońskich i dolnopermskich ryolitoidów, zorientowane równolegle do uskoków ramowych rowu, mogą wskazywać na wczesną aktywność tych dyslokacji. Uskoki ograniczające rów Wlenia musiały być także aktywne w późnej kredzie (po santonie), kiedy w wyniku ekstensji wzdłuż osi o kierunku NE–SW doszło do utworzenia zasadniczej struktury rowu. W dalszej kolejności miała miejsce przebudowa struktury rowu, a także zmiana reżimu naprężeń z ekstensyjnego na kompresyjny, zaznaczająca się zwłaszcza w brzeżnych częściach rowu. Wskutek tego procesu powstały uskoki odwrócone i nasunięcia. W późniejszym etapie deformacji (późny paleogen–neogen) struktura tak utworzonego rowu została dodatkowo przecięta uskokami przesuwczymi (głównie lewoskrętnymi) o orientacji NE–SW. Wyraźny związek dzisiejszej morfologii terenu (obniżenie w centralnej części rowu pokrywające się z lateralnym zasięgiem

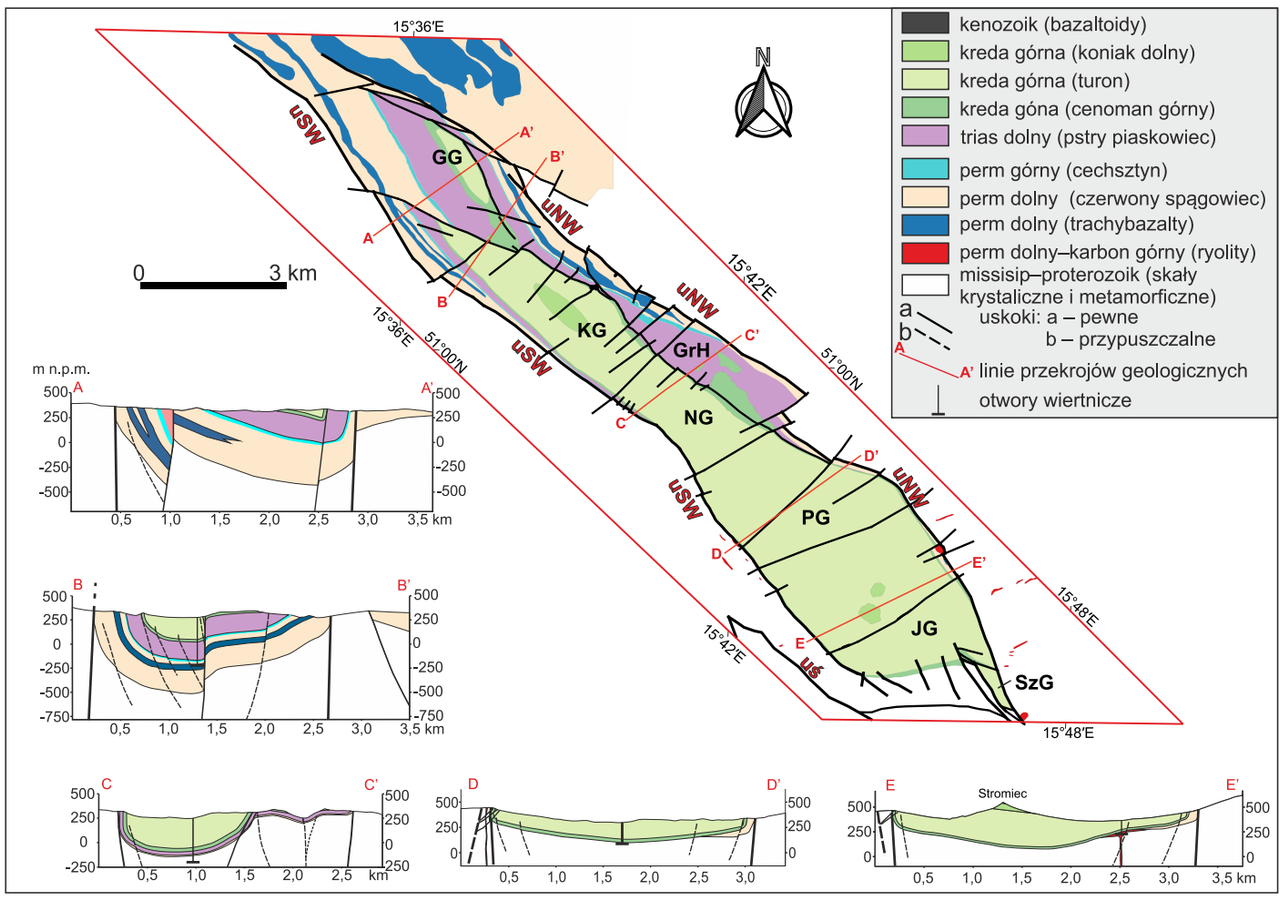


FIG. 9. Szkic tektoniczny rowu Wlenia (bez osadów kenozoicznych) wraz z przekrojami geologicznymi. Na podstawie Kowalskiego (2021a); GG – rów Golejowa; GrH – zrąb Grodowej; JG – rów Jeżowa Sudeckiego; KG – rów Kleczy; NG – rów Nielestna; PG – rów Płoszczyny; SzG – rów Szybowcowej; uskoki: uNW – uskok północny Wlenia; uSW – uskok południowy Wlenia; uś – uskok śródsudecki

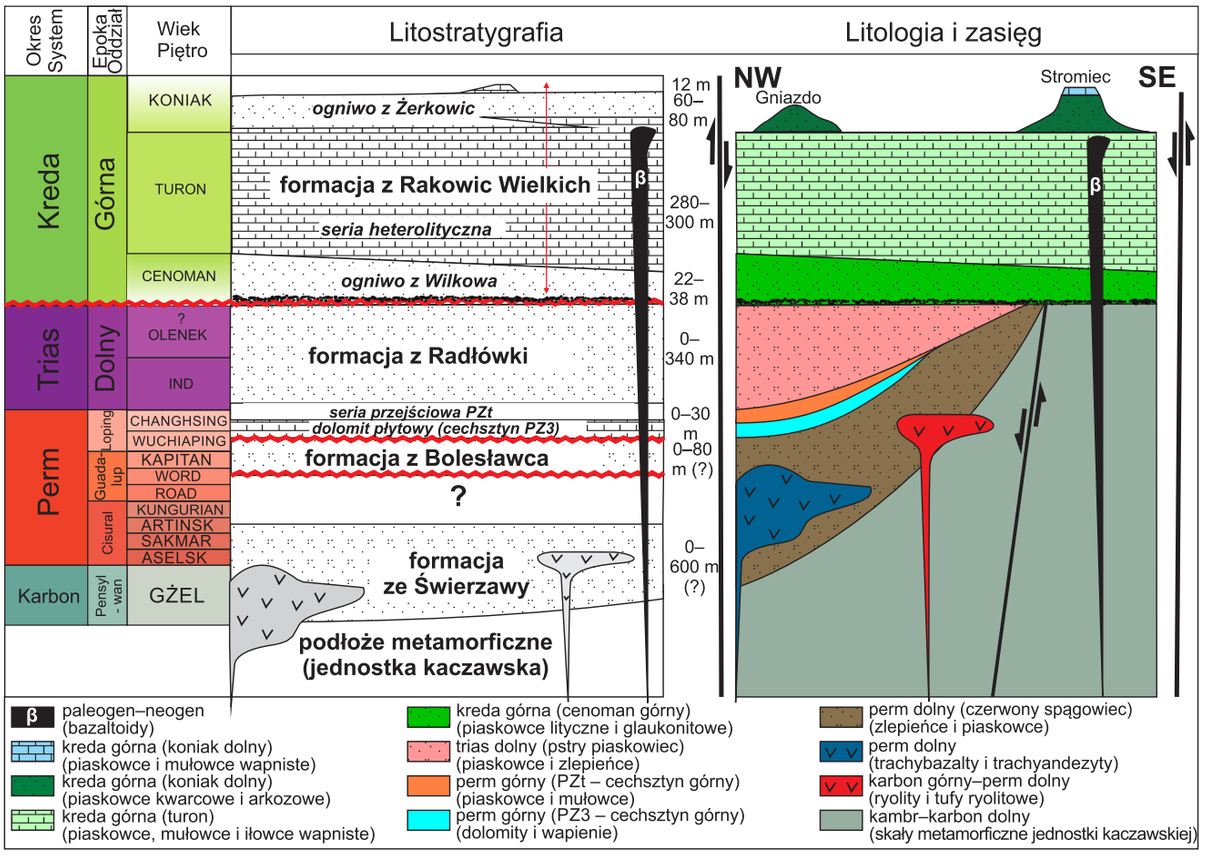


FIG. 10. Schemat litostratygraficzny utworów wypełniających rów Wlenia (Kowalski, 2021b) oraz zasięg przestrzenny występowania poszczególnych jednostek litostratygraficznych w przekroju podłużnym przez rów Wlenia wzdłuż kierunku NW–SE. Uwagę zwraca wzrost miąższości poszczególnych ogniw litostratygraficznych ku NW oraz przekraczające zaleganie utworów kredy (wykazujących prawie stałą miąższość) na osadach triasu, permu i podłoża metamorficznego w kierunku SE

wypełnienia rowu) ze strukturą rowu (zapadlisko tektoniczne), może wskazywać na młodszą – neotektoniczną reaktywację uskoków obrzeżających rów Wlenia, co jest związane najprawdopodobniej z ostatnią wyróżnioną fazą ekstensji rowu. Różnica wysokości pomiędzy podniesionymi skrzydłami rowu zbudowanymi ze skał metamorficznych a skałami osadowymi budującymi środkową część rowu, wynosi w jego południowej części ok. 125 m i nie może być tłumaczona jedynie efektem różnicy odporności na erozję skał osadowych wypełniających rów w stosunku do skał metamorficznych jego otoczenia.

Na północ od rowu Wlenia znajduje się zasadnicza struktura synklinorium północnosudeckiego, która na niewielkim odcinku, w okolicy Wlenia i Marczowa, jest ograniczona od SW przez zrąb Wlenia (fig. 4, 9) zbudowany z utworów metamorfiku kaczawskiego i dalej ku NW, z przykrywających je utworów karbonu górnego i czerwonego spągowca. Południowo-zachodnie skrzydło synklinorium północnosudeckiego nachylone monoklinalnie ku NE pod kątami ok. 10–30°, w okolicach miejscowości Pławna, Lwówek Śląski i Nowogrodziec stanowi jednocześnie południowo-zachodnie skrzydło podrzędnej jednostki tektonicznej – półrowu Lwówka (fig. 4). Monoklina ta w okolicach Lwówka Śląskiego rozcięta jest uskokiem o przebiegu NW–SE, określanym w literaturze jako uskok Lwówka. Uskok ten przedłuża się dalej w kierunku południowo-wschodnim i poprzez system podrzędnych dyslokacji łączy się z ramową, południową dyslokacją rowu Świerzawy.

Na północ od uskoku Lwówka znajduje się kolejna jednostka tektoniczna drugiego rzędu – **półrów Leszczyny**, określany również w literaturze jako rów Jerzmanic (Milewicz, 1970). Analogicznie, jak ma to miejsce w przypadku półrowu Lwówka, południowo-zachodni fragment tego półrowu stanowi monoklina nachylona pod niewielkimi kątami ok. 10–20° ku NE. We wschodniej części półrowu, gdzie utwory permu dolnego zalegają bezpośrednio na podłożu metamorficznym jednostki kaczawskiej, odnotowuje się upady warstw osadowych w kierunku zachodnim. Półrów Leszczyny jest obcięty od północy przez odwrócony uskok Jerzmanic (fig. 13). Uskok ten ma charakter stromego uskoku odwróconego lub (prawdopodobnie na niektórych odcinkach) pologiego nasunięcia, wzdłuż którego na skały kredy i triasu synklinorium północnosudeckiego są nasunięte utwory metamorficzne jednostki kaczawskiej, a dalej w kierunku północno-zachodnim utwory kolejnej podrzędnej podjednostki w obrębie synklinorium północnosudeckiego – synkliny Grodźca (fig. 4). W sąsiedztwie uskoku Jerzmanic oraz na północ od niego, utwory kredy górnej (cenomanu górnego) zalegają na wapieniu muszlowym (fig. 4: stanowisko nr 1), natomiast na południe od tego uskoku – bezpośrednio na osadach triasu dolnego – pstrego piaskowca (fig. 13). Zjawisko zalegania morskich osadów kredy na różnowiekowych utworach podłoża (fig. 4: stanowiska nr 1, 2) było tłumaczone deformacjami zachodzącymi podczas tzw. fazy kimeryjskiej, między triasem środkowym a późną kredą (Solecki, 1994). Ten etap deformacji miał skutkować blokowym rozbiciem utworów podłoża kredy, w tym zarówno skał krystalicznych podłoża, jak i starszych utworów epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej (Beyer, 1933, 1934; Bossowski, Bałazińska, 1982).

W sąsiedztwie uskoku Jerzmanic utwory kredy są wychylone z poziomego położenia, a w najbliższym sąsiedztwie strefy uskokowej osiągają położenie pionowe, a następnie ulegają odwróceniu (fig. 13), podobnie jak ma to miejsce w przypadku uskoku południowego Wlenia (fig. 12).

Do uskoku Jerzmanic, od północnego zachodu przylega synklina Grodźca, będąca jednocześnie elementem składowym większej jednostki – synkliny Bolesławca. Oś synkliny Grodźca, podobnie jak osie większości jednostek niższego rzędu w obrębie synklinorium północnosudeckiego, zanurza się ku NW. W osiowej części synkliny Grodźca odsłaniają się wapienie i margle triasu środkowego (wapienia muszlowego), które są intensywnie sfałdowane (fig. 4: stanowisko nr 3; fig. 14) (Cymerman, 1998; Solecki, 2011). Cymerman (1998) wiąże deformacje fałdowe występujące w tych utworach z „młodoalpejskim" etapem deformacji.

Wschodnią i północno-wschodnią granicę synklinorium północnosudeckiego stanowi sudecki uskok brzeżny oraz wiele równoległych lub skośnych do niego dyslokacji na bloku sudeckim, wśród których do najważniejszych należy równoległy do sudeckiego uskoku brzeżnego uskok Warta–Osiecznica (fig. 4). Uskok ten jest uznawany za jedną z ważniejszych dyslokacji synklinorium północnosudeckiego i został udokumentowany na długości co najmniej 23 km (Grocholski, Milewicz, 1958). W okolicach Osiecznicy, wzdłuż tej dyslokacji, silnie zdeformowane wapienie triasu środkowego zostały stromo nasunięte na piaskowce kredy górnej (cenomanu górnego) (fig. 15A). W sąsiedztwie strefy uskokowej wapienie triasu wykazują znaczne zestromienie i są nachylone zazwyczaj pod dużymi kątami (do 75–90°) zarówno w kierunku



FIG. 11. Położenie powierzchni uławicenia na obszarze rowu Wlenia. A zalegające niemal poziomo piaskowce koniaku w części środkowej rowu (rów Kleczy, góra Gniazdo); B piaskowce koniaku nachylone monoklinalnie ku NE, budujące ostaniec erozyjny góry Stromiec w części południowej rowu (rów Płoszczyny); C niemal pionowa orientacja piaskowców ciosowych cenomanu górnego w pobliżu uskoku południowego Wlenia (środkowa część rowu; rów Nielestna); D odwrócone ławice piaskowców ciosowych cenomanu górnego w pobliżu uskoku południowego Wlenia (rów Ploszczyny), nachylone w kierunku nasuniętego na nie podłoża metamorficznego jednostki kaczawskiej w strefie uskoku południowego Wlenia. Podane wartości zalegania w formacie: kierunek upadu/kąt upadu

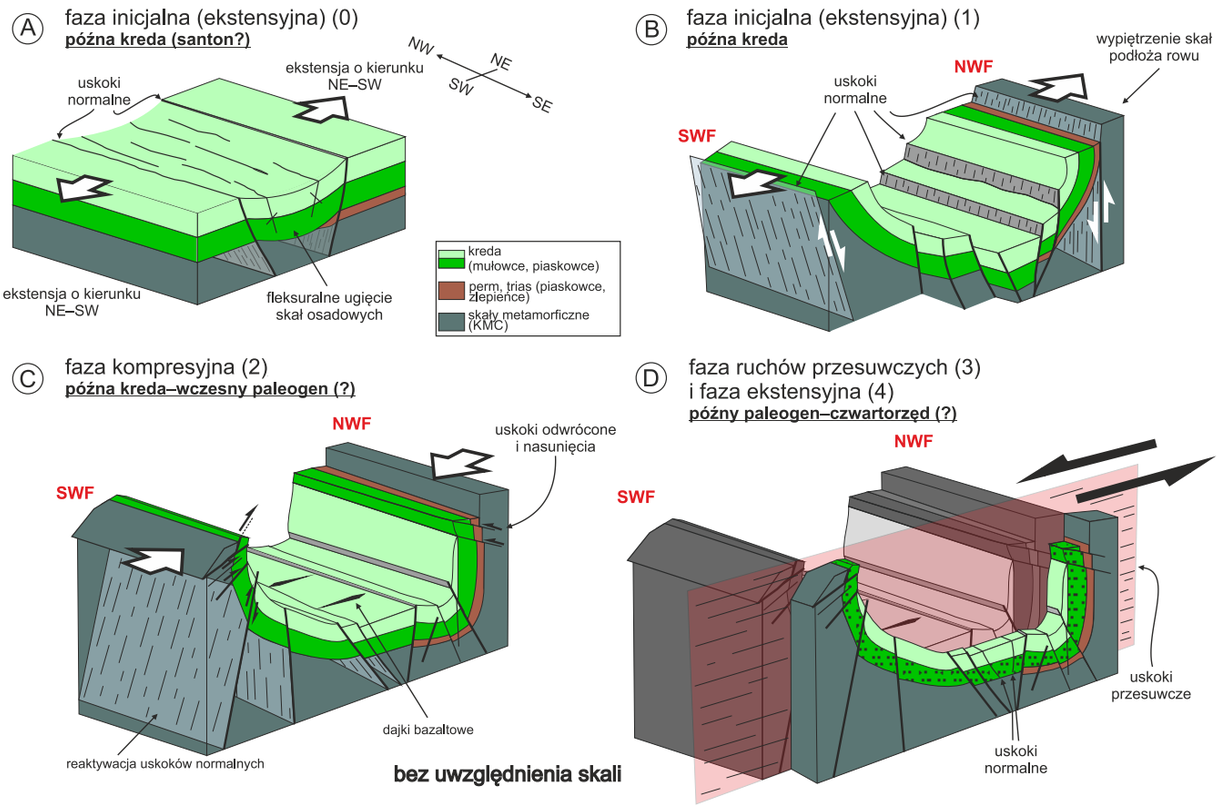


FIG. 12. Model posantońskiej(?) ewolucji strukturalnej rowu Wlenia oparty na wynikach analizy strukturalnej, w tym analizy geometrii ciał bazaltoidów; KMC – skały metamorficzne jednostki kaczawskiej (podłoże rowu); NWF – uskok północny Wlenia; SWF – uskok południowy Wlenia. Prezentowane modele są umiarkowanie przewyższone. Dalsze objaśnienia w tekście

5
Platforma paleozoiczna

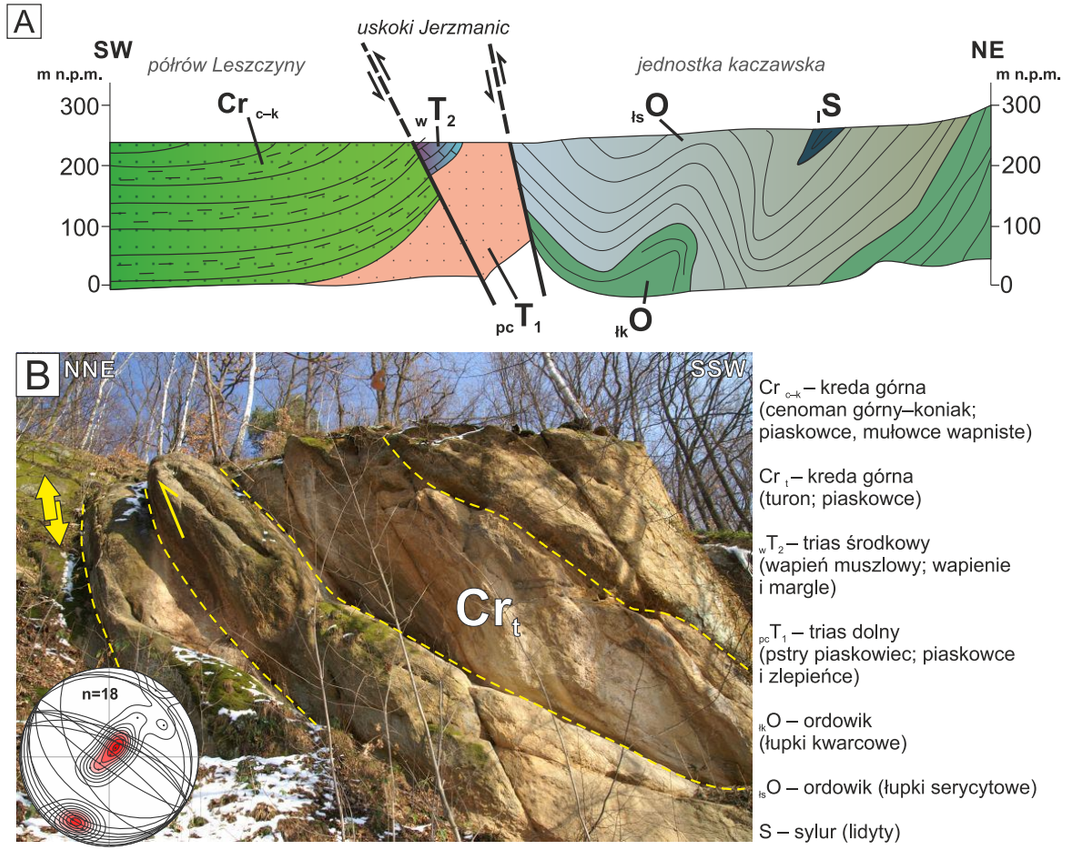


FIG. 13. A Przekrój geologiczny o kierunku SW–NE przez strefę uskoku Jerzmanic w rejonie Jerzmanic-Zdroju wg Jerzmańskiego (1958), zmodyfikowano; B ugięcie piaskowców środkowego turonu w pobliżu tej samej dyslokacji w rejonie stacji kolejowej Jerzmanice-Zdrój. Wzdłuż uskoku (uskoków) Jerzmanic utwory jednostki kaczawskiej są nasunięte na skały osadowe epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego. Na zbiorczym diagramie strukturalnym punktowym i konturowym przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w piaskowcach kredy górnej (środkowy piaskowiec ciosowy) (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (18 pomiarów)

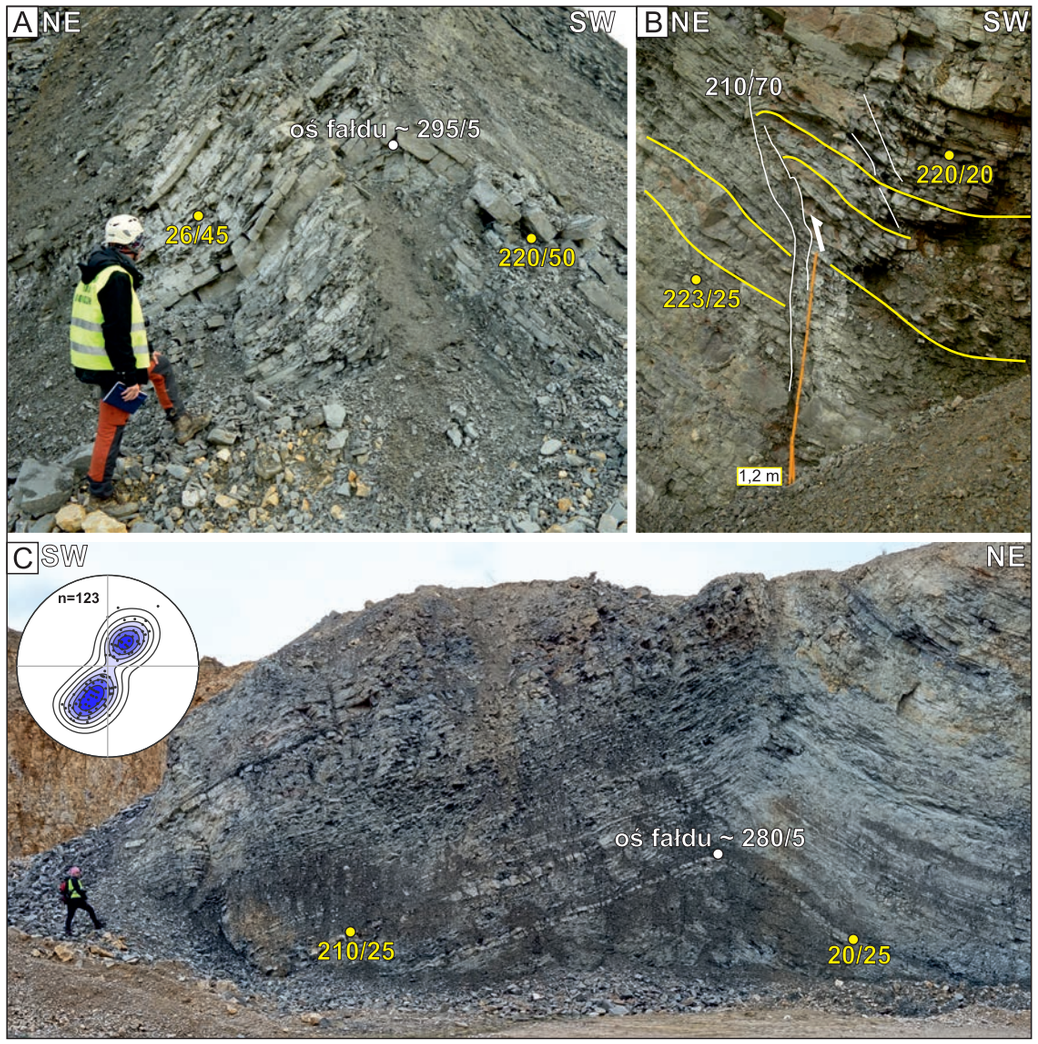


FIG. 14. Przykłady ciągłych i nieciągłych struktur deformacyjnych widocznych w kamieniołomach wapienia muszlowego w Raciborowicach Górnych w osiowych częściach synkliny Grodźca. A antyklina z rozwiniętym kliważem osiowym; B wysokokątowy uskok odwrócony wraz z rozwiniętą antyklina naduskokową w obrębie skrzydła nasuniętego uskoku; C antyklina o płaskich skrzydłach i wąskim, szewronowym przegubie. Na zbiorczym diagramie strukturalnym, punktowym i konturowym, przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w wapieniach i marglach triasu środkowego (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (123 pomiary)

ku SW, jak i NE (fig. 4: stanowisko nr 4; fig. 15B). Lokalnie utwory triasu są również sfałdowane (fig. 15C).

Pozostałe dyslokacje występujące w północno-wschodnim obrzeżeniu synklinorium północnosudeckiego są zorientowane skośnie lub prostopadle do sudeckiego uskoku brzeżnego i uskoku Warta–Osiecznica (fig. 4). W wielu przypadkach w sąsiedztwie uskoków o orientacji WNW–ESE, w otworach wiertniczych obserwowano powtórzenia poszczególnych ogniw litostratygraficznych w profilu pionowym, spowodowane obecnością uskoków odwróconych i nasunięć. W skrajnej, południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego znajdują się rowy tektoniczne: Świerzawy, Wierzchosławic i Wolbromka (fig. 4). W rowach tych zachowały się wyłącznie najstarsze ogniwa litologiczne wypełnienia basenu północnosudeckiego – grubookruchowe osady klastyczne karbonu górnego i permu dolnego (czerwonego spągowca).

Rów Świerzawy ma przebieg WNW–ESE i jest ograniczony od północy i południa uskokami – uskokiem północnym i południowym Świerzawy (fig. 16). W rowie zachowały się utwory karbonu górnego (prawdopodobnie stefanu) i permu dolnego, które nachylone są przeważnie pod niewielkimi kątami ku SW i NE, wykazując przy tym synklinalny układ wypełnienia (Cwojdziński, Kozdrój, 1995). W sąsiedztwie uskoku północnego Świerzawy upady utworów karbonu górnego sięgają do 40° (Cwojdziński, Kozdrój, 1995). W obrębie południowego skrzydła rowu notuje się łagodne upady w kierunku NE, co jest wiązane z podrzędnymi, szerokopromiennymi fałdami występującymi w obrębie wypełnienia rowu (Solecki, 1994).

Kolejny z niewielkich rowów tektonicznych występujących w tej części synklinorium – **rów Wierzchosławic** – stanowi wąskie zapadlisko tektoniczne obramowane prawdopodobnie ze wszystkich stron uskokami. Wschodnią granicę rowu stanowi uskok odwrócony, określany jako nasunięcie Wierzchosławic, który na odcinku północnym (rejon Bolkowa) nosi cechy niskokątowej (upad powierzchni <30°) dyslokacji, wzdłuż której łupki serycytowe jednostki kaczawskiej zaliczane do przedziału kambr–ordowik, są nasunięte na drobnookruchowe utwory permu dolnego (czerwonego spągowca). Strefa nasunięcia jest podkreślona warstwą czarnej glinki uskokowej o miąższości ok. 20 cm (fig. 4: stanowisko nr 5; fig. 17).

Skały osadowe synklinorium północnosudeckiego wykazują obecność regionalnego systemu spękań, składającego się z dwóch zespołów, przecinających się zazwyczaj pod kątem zbliżonym do prostego (spękania ciosowe; fig. 18).

Solecki (1994, 2011) wyróżnił na obszarze synklinorium cztery systemy komplementarnych spękań ciosowych, które według niego występują w obrębie jednostek tektonicznych drugiego rzędu:
- system J_1 składający się z dwóch zespołów J_{1A} i J_{1B}, zorientowanych NE–SW (55°) i NW–SE (325°);
- system J_2 składający się z dwóch zespołów J_{2A} i J_{2B}, zorientowanych NNE–SSW (25°) i WNW–ESE (295°);
- system J_3 składający się z dwóch zespołów J_{3A} i J_{3B}, zorientowanych N–S i E–W;
- system J_4 składający się z dwóch zespołów J_{4A} i J_{4B}, przebiegających w kierunkach ENE–WSW (70°) i NNW–SSE (350°).

Solecki (1994, 2011) nie stwierdził zróżnicowania kierunków spękań w obrębie skał osadowych kredy górnej i starszych. Zróżnicowanie występuje natomiast na obszarze podrzędnych jednostek tektonicznych w obrębie synklinorium. W pobliżu ważniejszych stref uskokowych spękania ciosowe ulegały rotacji, co jest bezpośrednim dowodem na ich powstanie przed rozwojem fałdów przyuskokowych na obszarze synklinorium (fig. 20).

Poza spękaniami ciosowymi Solecki (1988) rozpoznał w skałach osadowych synklinorium północnosudeckiego specyficzny rodzaj struktur ścięciowych, które określił jako komplementarne strefy kataklazy (ang. *deformation bands*; por. np. Fossen, 2016; Strzelecki, Świerczewska, 2023). Są to strefy deformacji kruchej o grubości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, występujące w średnio- i gruboziarnistych piaskowcach triasu dolnego i kredy górnej (koniaku), aczkolwiek ich obecność odnotowano także w piaskowcach ciosowych cenomanu górnego i turonu

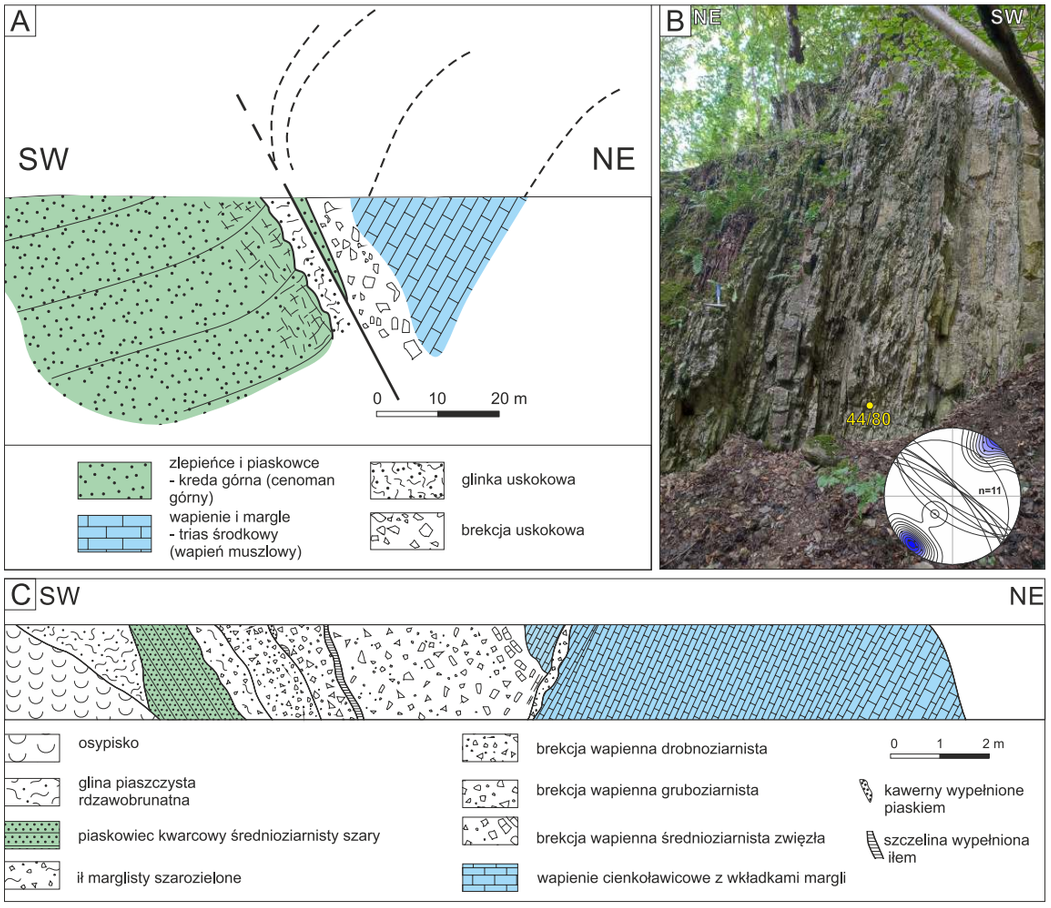


FIG. 15. Przekrój geologiczny A na linii SW–NE przez strefę uskoku Warta–Osiecznica w rejonie Osiecznicy (Grocholski, Milewicz, 1958); B znaczne zestromienie wapieni triasu środkowego w sąsiedztwie uskoku. Na zbiorczym diagramie strukturalnym, punktowym i konturowym, przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w wapieniach i marglach triasu środkowego (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (11 pomiarów); C strefa uskokowa udokumentowana przez Grocholskiego i Milewicza (1958) w ścianie sztolni poszukiwawczej

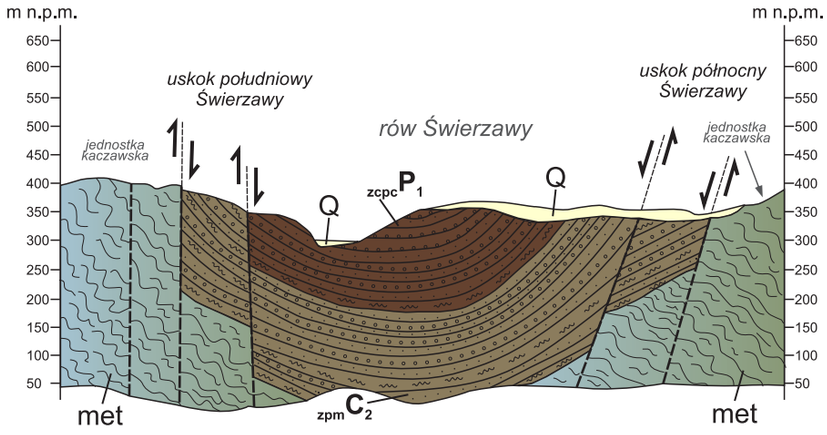


FIG. 16. Przekrój geologiczny o kierunku SW–NE przez rów Świerzawy wg Cwojdzińskiego, Kozdroja (1995); met – skały metamorficzne; Q – czwartorzęd nierozdzielony; $_{zcpc}P_1$ – zlepieńce i piaskowce permu dolnego; $_{zpm}C_2$ – zlepieńce i mułowce karbonu górnego

(dolny i środkowy piaskowiec ciosowy) (Kowalski, 2021a), w tym zwłaszcza w pobliżu głównych stref uskokowych przecinających obszar synklinorium. Wzdłuż tych stref dochodziło do rozkruszenia (kataklazy), a w dalszej kolejności do rozpuszczania pod ciśnieniem i rekrystalizacji ziaren kwarcu budujących szkielet ziarnowy piaskowców. W ogólnym ujęciu strefy kataklazy wykazują orientację skośną do powierzchni uławicenia i przecinają się pod kątem ostrym, a dwusieczna kąta rozwartego jest prostopadła do powierzchni uławicenia (fig. 21A) (Solecki, 1988). Intensywna silifikacja wzdłuż tych stref spowodowała, że były one pierwotnie mylnie interpretowane jako żyły kwarcowe.

Komplementarne strefy kataklazy w synklinorium północnosudeckim powstały w wyniku narastających naprężeń oddziałujących na porowate piaskowce, powodujących boczne rozszerzanie się tych stref, przy zupełnym braku lub minimalnych wartościach zachodzących wzdłuż nich przemieszczeń. Ma to być związane z oscylacyjnym ruchem ziaren kwarcu wzdłuż rozwijających się stref zniszczenia skały, przy jej jednoczesnej silifikacji. Solecki (1988) wydzielił trzy typy morfologiczne stref kataklazy, które odpowiadają początkowemu stadium, a także bardziej zaawansowanym etapom deformacji. Tylko w niektórych przypadkach, w zaawansowanym stadium deformacji, po przekroczeniu wartości progowej oddziałujących naprężeń, miało dochodzić do niewielkich rozmiarami przemieszczeń wzdłuż tych stref (fig. 21B). Niekiedy naśladują one powierzchnie przekątnego warstwowania, co jest szczególnie dobrze widoczne w piaskowcach triasu dolnego na obszarze półrowu Lwówka Śląskiego (fig. 21C). Orientacja komplementarnych stref kataklazy w skali synklinorium północnosudeckiego jest stała – jeden ze stwierdzonych zespołów nachylony jest pod kątem od 30 do 45° ku NE, podczas gdy drugi wykazuje podobne nachylenie w przeciwnym kierunku – ku SW, co odpowiada regionalnemu kierunkowi zinterpretowanej osi maksymalnego poziomego naprężenia σ1 o orientacji NE–SW. W sąsiedztwie regionalnych uskoków strefy te uległy rotacji wskutek rozwoju fałdów przyuskokowych (fig. 21D). Powstanie stref kataklazy było związane z głównym, późnokredowo-paleogeńskim etapem deformacji synklinorium północnosudeckiego.

5.2.2.2. Synklinorium śródsudeckie

Synklinorium śródsudeckie to jednostka tektoniczna o przebiegu NW–SE, długości ok. 70 km i szerokości do 35 km (fig. 22), powstała w wyniku kilkuetapowej inwersji tektonicznej basenu śródsudeckiego.

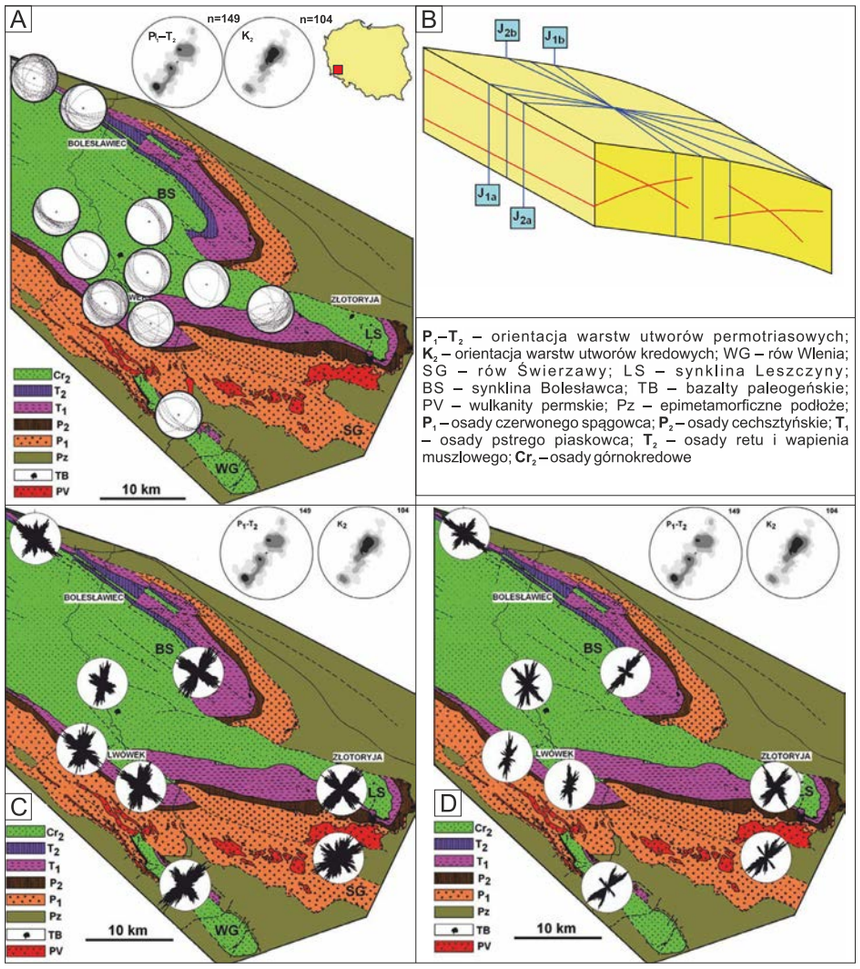
Basen śródsudecki, z przerwami do późnej kredy (koniak?), stanowił naprzemiennie obszar sedymentacji lądowej i morskiej. Łączna miąższość (pozorna) wypełnienia tego basenu, obejmującego utwory karbonu, permu, triasu dolnego i kredy górnej, po zsumowaniu maksymalnych miąższości osadów tworzących poszczególne formacje, osiąga wartość ok. 12 km (fig. 23). Jednak poszczególne formacje wykazują znaczną lateralną zmienność facjalną i zmiany miąższości (m.in. w zależności od położenia względem centralnej części basenu na różnych etapach jego rozwoju; Nemec i in., 1982), co powoduje, że faktyczna miąższość tego wypełnienia jest znacznie mniejsza.

Litostratygrafia i ewolucja basenu

Inicjalny, wizeński basen śródsudecki utworzył się jako wąskie, śródgórskie zapadlisko tektoniczne o orientacji WNW–ESE lub W–E, które rozwijało się początkowo w północnej i północnowschodniej części dzisiejszego synklinorium śródsudeckiego (Teisseyre, 1968, 1971, 1975). Jeszcze do niedawna początek sedymentacji w basenie śródsudeckim wiązano z turnejem i najniższym wizenem (Teisseyre, 1968, 1971), jednak badania palinostratygraficzne wykazały, że początek sedymentacji w zachodniej części basenu miał miejsce najprawdopodobniej w późnym środkowym wizenie (Turnau i in., 2002). Rozpoczęła się wówczas sedymentacja w warunkach lądowych. Wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwinął się system stożków napływowych za-



FIG. 17. Wschodnia granica rowu Wierzchosławic rozwinięta w formie niskokątowego nasunięcia skał metamorficznych jednostki kaczawskiej na skały osadowe permu dolnego (czerwonego spągowca)



P_1–T_2 – orientacja warstw utworów permotriasowych; K_2 – orientacja warstw utworów kredowych; WG – rów Wlenia; SG – rów Świerzawy; LS – synklina Leszczyny; BS – synklina Bolesławca; TB – bazalty paleogeńskie; PV – wulkanity permskie; Pz – epimetamorficzne podłoże; P_1 – osady czerwonego spągowca; P_2 – osady cechsztyńskie; T_1 – osady pstrego piaskowca; T_2 – osady retu i wapienia muszlowego; Cr_2 – osady górnokredowe

FIG. 18. Orientacja powierzchni uławicenia i stref kataklazy na obszarze synklinorium północnosudeckiego w projekcji na górną półkulę A, stosunek spękań i stref ścinania do powierzchni uławicenia B i orientacja spękań ciosowych wszystkich C oraz pionowych D wg Soleckiego (2011), zmodyfikowano

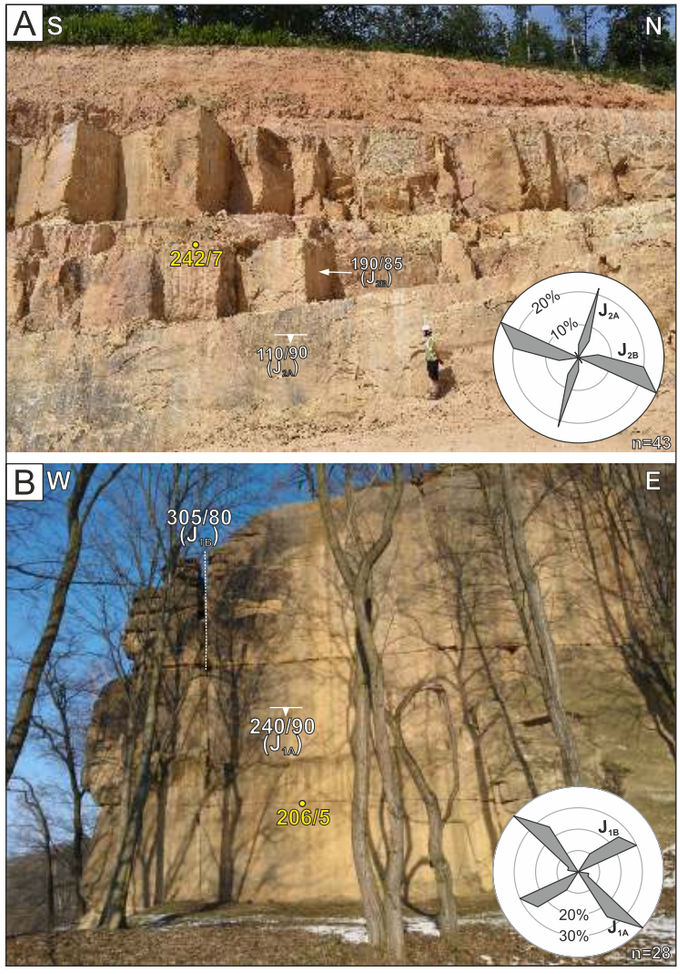


FIG. 19. Spękania ciosowe zespołów J_{2A} i J_{2B} (wg Soleckiego, 1994, 2011) występujące w piaskowcach koniaku w półrowie Lwówka A oraz spękania zespołów J_{1A} i J_{1B} w piaskowcach środkowego turonu półrowu Leszczyny B. Żółtym kolorem opisano orientację powierzchni uławicenia

5
Platforma paleozoiczna

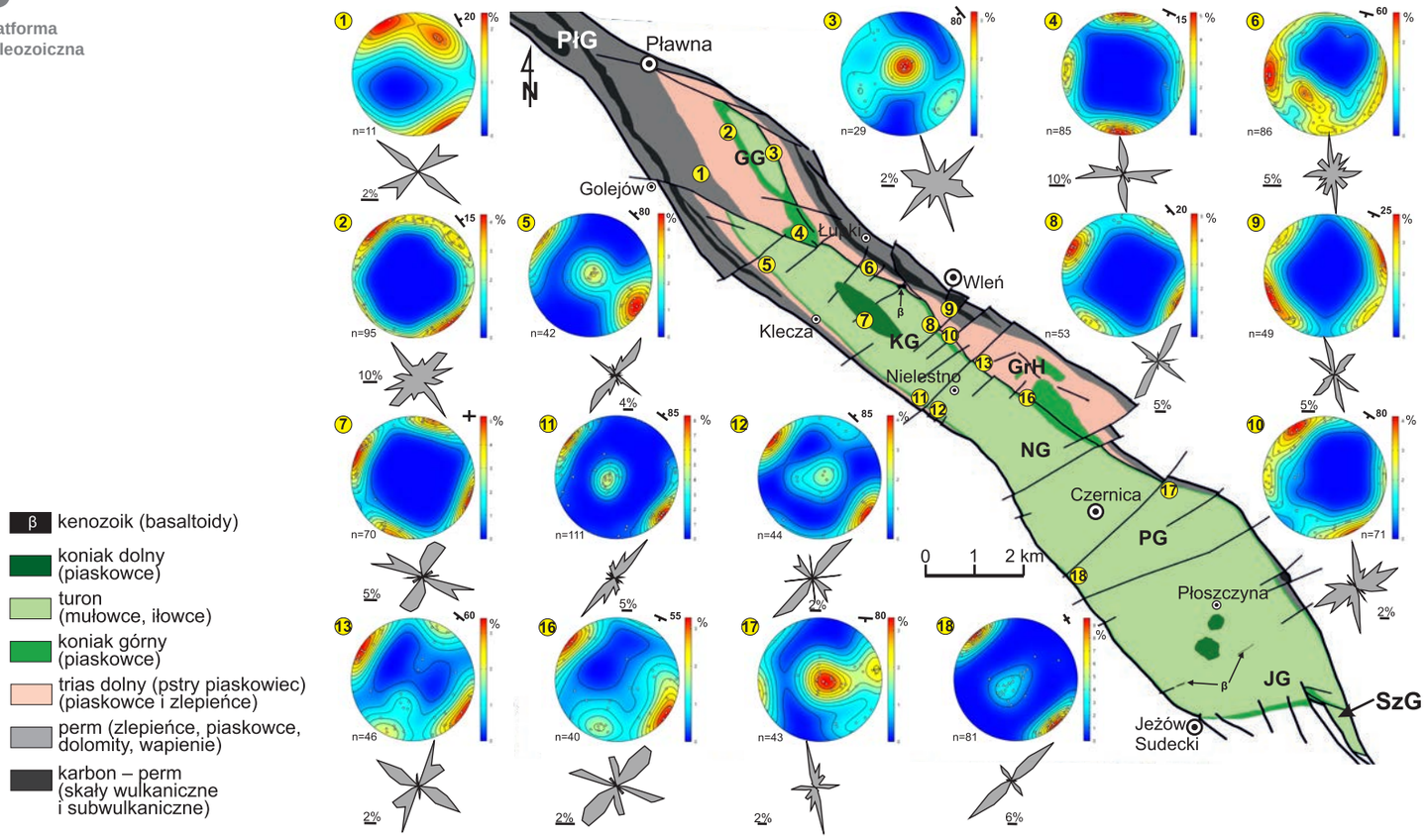


FIG. 20. Zróżnicowanie rzeczywistej orientacji spękań ciosowych w rowie Wlenia (wg Kowalskiego, 2021a). Uwagę zwraca rotacja zespołów spękań w pobliżu granic uskokowych rowu. Pomiary przedstawione na diagramach punktowych i konturowych w projekcji na dolną półkulę oraz na diagramach rozetowych. Objaśnienia skrótów literowych jak na figurze 9

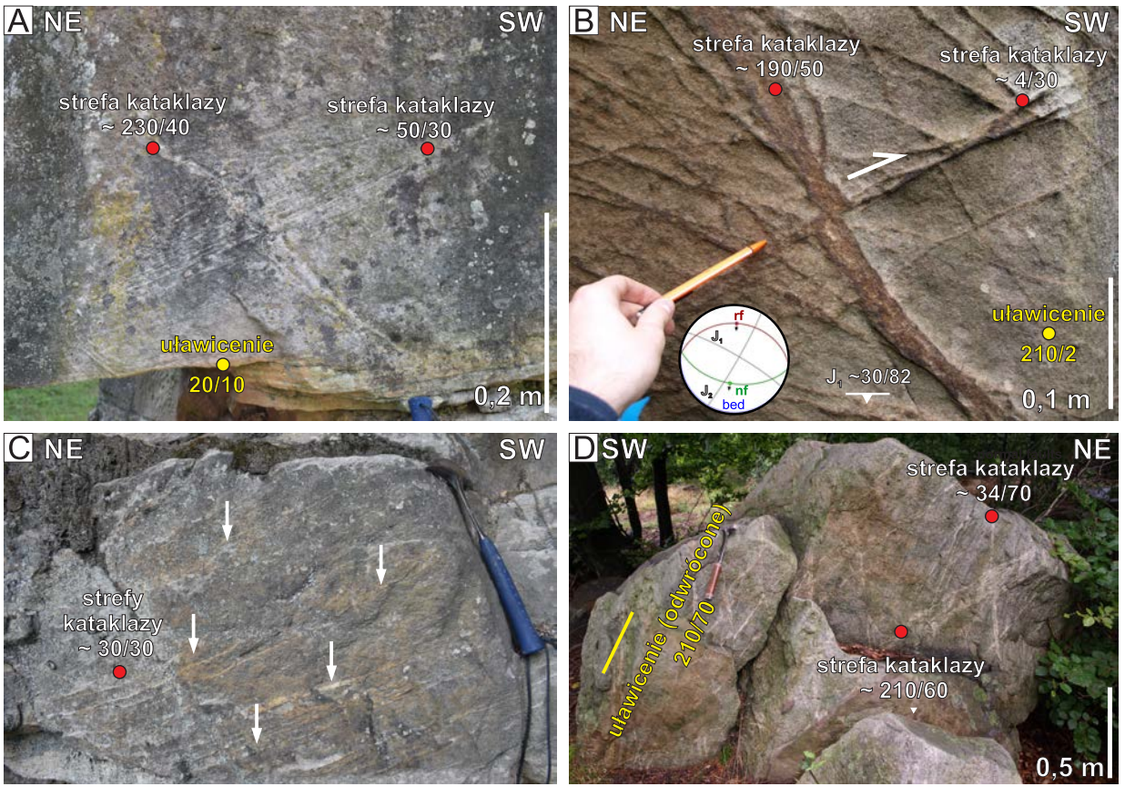


FIG. 21. Strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. A komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach triasu dolnego (pstrego piaskowca) w półrowie Lwówka; B strefy kataklazy w piaskowcach koniaku rowu Wlenia z niewielkim przemieszczeniem wzdłuż zespołu nachylonego ku NE; C strefy kataklazy naśladujące powierzchnie warstw w obrębie zestawu warstwowanego przekątnie w piaskowcach triasu dolnego (pstrego piaskowca) w półrowie Lwówka; D zrotowane wraz z całą skałą strefy kataklazy w obrębie odwróconych ławic piaskowców górnego cenomanu w pobliżu południowego uskoku Wlenia

silających systemy rzeczne, rozwijające się dalej w osiowej części basenu śródsudeckiego (Dziedzic, Teisseyre, 1990). Materiał osadowy pochodził z erodowanych masywów zbudowanych ze skał metamorficznych pasma kaczawskiego na północy i metamorfiku Rudaw Janowickich na zachodzie (Teisseyre, 1975).

Najstarszymi osadami wypełniającymi basen śródsudecki są utwory grubookruchowe stwierdzone w jego północnej i zachodniej części, zaliczane do formacji z Sadów Górnych, Figlowa, Nagórnika i Ciechanowic (Teisseyre, 1971; Nemec i in., 1982; fig. 23), osiągające łącznie prawdopodobnie ok. 600 m miąższości (Teisseyre, 1971). Powyżej najstarszych osadów karbonu wydzielono formacje ze Starych Bogaczowic i Lubomina, osiągające sumaryczną miąższość odpowiednio ok. 1000–1600 m i 1500–2000 m (Teisseyre, 1975). W starszej literaturze utwory te, wraz z wymienionymi powyżej formacjami, określano łącznie jako „starszy kulm" (Teisseyre, 1971, 1975). Zespoły miosporowe wskazują na ich późnowizeński wiek (Turnau i in., 2002). Nad utworami formacji z Lubomina występują – w przewadze klastyczne – utwory formacji ze Szczawna, osiągające miąższość od 600 m w okolicach Wałbrzycha do ok. 3000 m (?) w zachodniej części synklinorium śródsudeckiego. Są to głównie zlepieńce, piaskowce i mułowce, przy czym te ostatnie obfitują w faunę morską, m.in. goniatyty, łodzikowate, ramienionogi, koralowce, małże oraz trylobity, datowaną na wizen późny (Żakowa, 1958, 1963). Utwory tej formacji były deponowane w zatoce relatywnie płytkiego zbiornika morskiego, w którym dominowała sedymentacja hemipelagiczna, natomiast wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwijały się delty stożkowe (Mastalerz, 1995). W części wschodniej basenu śródsudeckiego, przyległej do obszaru masywu sowiogórskiego, rozwijały się podmorskie stożki o stromych skłonach (Mastalerz i in., 1993).

W ostatnim czasie niektórzy autorzy postulują przynależność górnej części formacji ze Szczawna do namuru A (zona *Verrucosisporites morulatus* (Vm); por. Górecka-Nowak i in., 2021). Utwory formacji ze Szczawna są korelowane z tzw. „kulmem sowiogórskim" – reliktowo zachowanymi fragmentami karbońskiej pokrywy osadowej na obszarze masywu Gór Sowich (Kowalski, 2024).

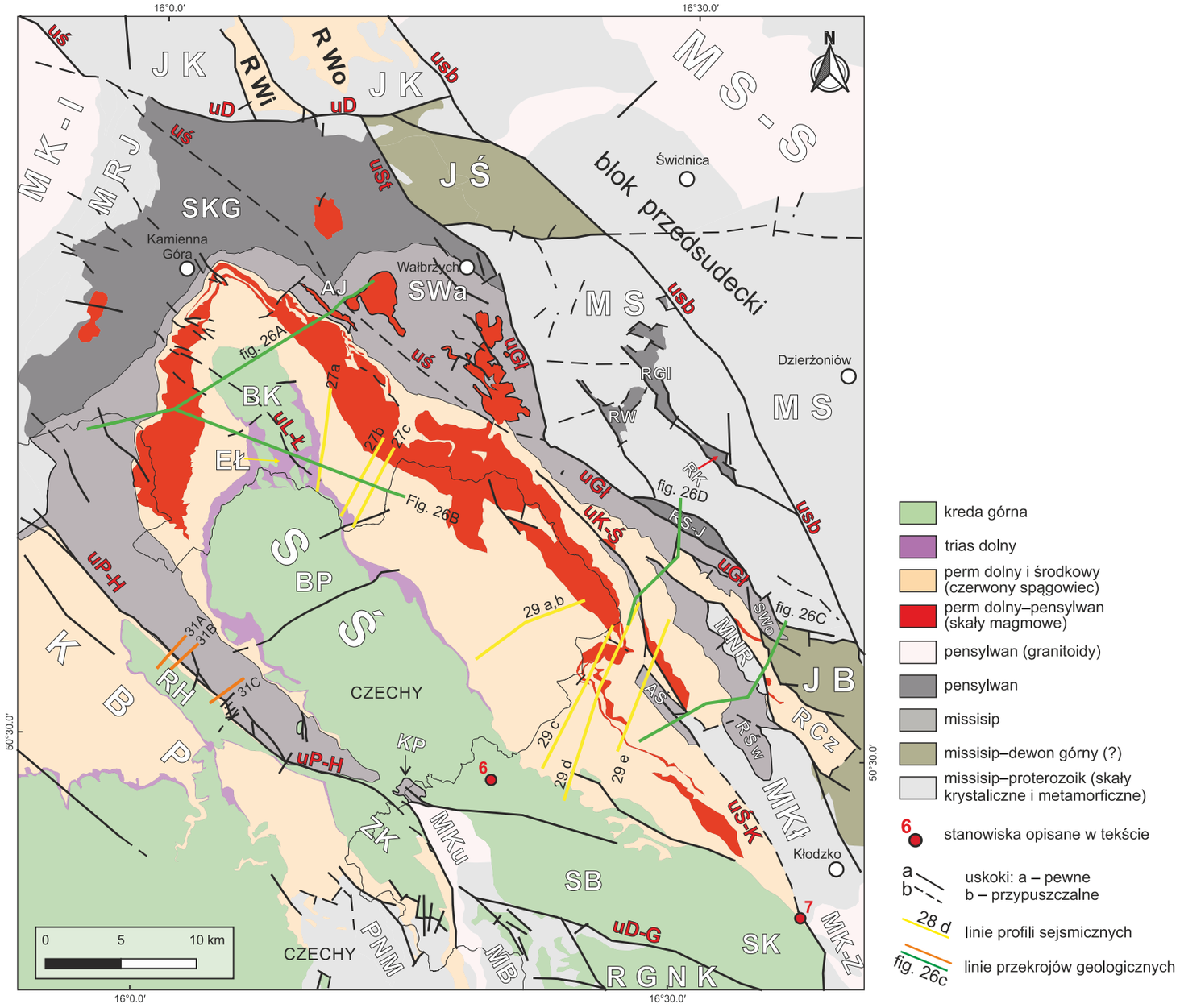


FIG. 22. Szkic tektoniczny synklinorium śródsudeckiego i jednostek przyległych (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie mapy Sawickiego (1995), wybranych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 oraz własnych danych autorów; AJ – antyklina Jabłowa; AŚ – antyklina Ścinawki; BK – brachysynklina Krzeszowa; BP – brachysynklina Polic; EŁ – elewacja Łącznej; JB – jednostka bardzka; JK – jednostka kaczawska; JŚ – jednostka Świebodzic; KBP – karkonoski basen piedmontowy; KP – kopuła Pstrążnej; MB – metamorfik bystrzycki; MK-I – masyw karkonosko-izerski; MKu – masyw granitoidowy Kudowy; MKł – masyw kłodzki (metamorfik kłodzki); MK-Z – granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki; MNR – masyw ofiolitowy Nowej Rudy; MRJ – masyw (metamorfik) Rudaw Janowickich; MS – masyw sowiogórski; MS-S – masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka; PNM – pasmo Nového Města; RCz – rów Czerwieńczyc; RGl – rów Glinna; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; RH – rów Hronova; RK – rów Kamionek; RS-J – rów Sokolca–Jugowa; RW – rów Walimia; RŚw – rów Święcka; RWi – rów Wierzchosławic; RWo – rów Wolbromka; SB – synklina Batorowa; SK – synklina Krosnowic; SKG – synklina Kamiennej Góry; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SWa – synklina Wałbrzycha; SWo – synklina Woliborza; ZK – zapadlisko Kudowy; uD – uskok Domanowa; uD-G – uskok Duszniki–Gorzanów; uGł – uskok Głuszycy; uK-Ś – uskok Krajanów–Ścinawka; uL-Ł – uskok Lipienica–Łączna; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uŚ-K – uskok Ścinawki–Krosnowic; uP-H – uskok Poříčí–Hronov; uSt – uskok Strugi

Powyżej formacji ze Szczawna występują górnokarbońskie utwory lądowe, charakteryzujące się wyraźną cyklicznością. Są one zaliczane kolejno do formacji z Wałbrzycha, Białego Kamienia, Żaclerza i Glinika (Nemec i in., 1982) i są dobrze odsłonięte w północno-wschodniej części synklinorium, na obszarze tzw. niecki wałbrzyskiej (synkliny Wałbrzycha; fig. 22). Drugim obszarem występowania utworów tych formacji jest rejon Nowej Rudy–Słupca, gdzie mają one znacznie zredukowaną miąższość (Bossowski, Ih-

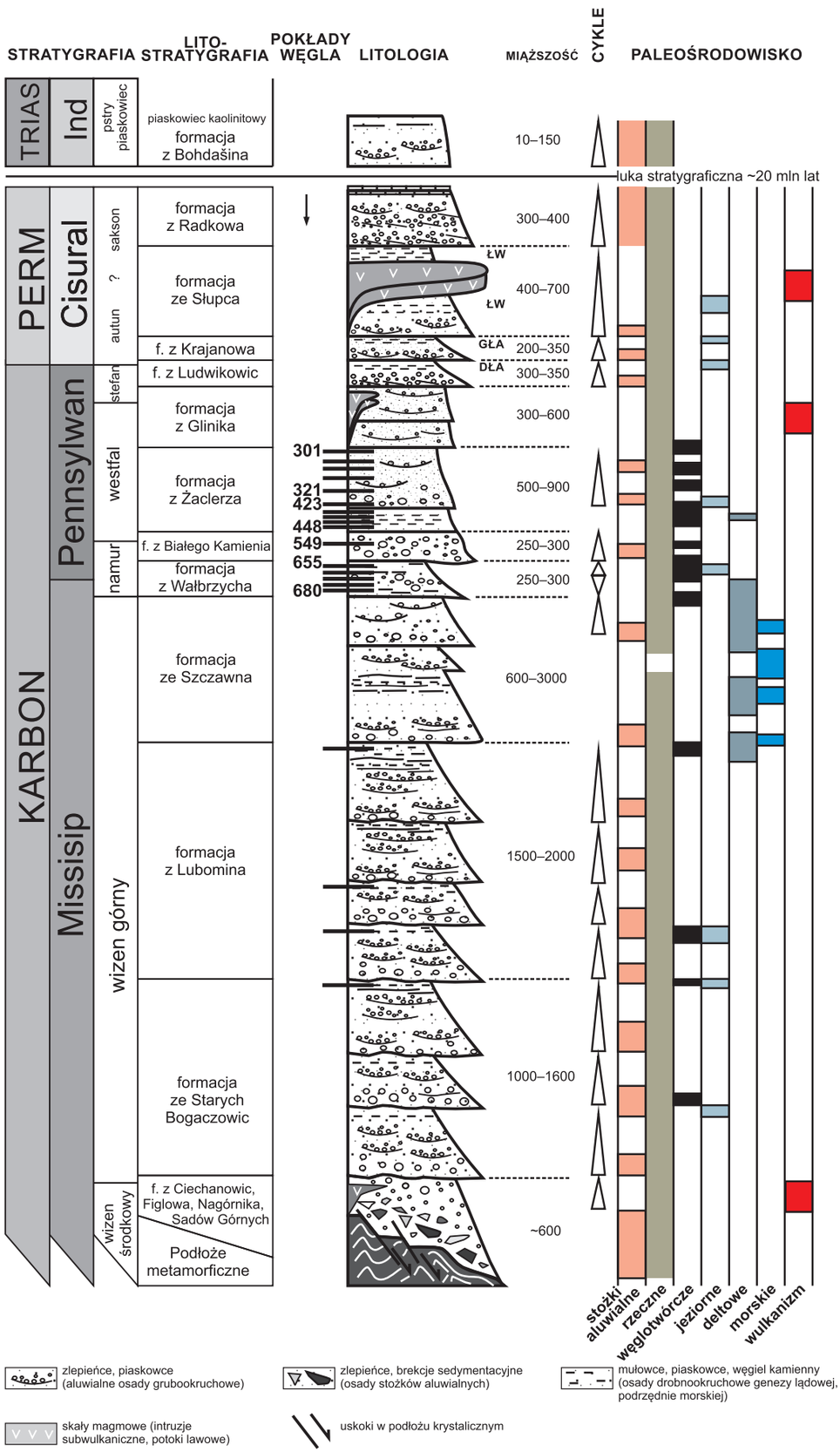


FIG. 23. Zgeneralizowany profil litostratygraficzny utworów budujących basen śródsudecki (wg Mastalerza i in., 1993; Kowalskiego, Furcy, 2023, zmodyfikowano); DŁA – dolne łupki antrakozjowe; GŁA – górne łupki antrakozjowe; ŁW – łupki walchiowe

natowicz, 2006). Pomiędzy osadami formacji ze Szczawna i Wałbrzycha istnieje prawdopodobnie luka stratygraficzna, której obecność historycznie wiązano z orogeniczną fazą sudecką (Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972), aczkolwiek jej istnienie jest kwestionowane (Górecka-Nowak i in., 2021). Najmłodszymi, uznawanymi za karbońskie osadami basenu śródsudeckiego są utwory zaliczane do formacji z Ludwikowic. Formacja ta, podobnie jak wyżej leżące zaliczane do permu formacje z Krajanowa, Słupca i Radkowa, ma charakter megacyklotemu o ziarnie drobniejącym ku górze (Mastalerz i in., 1993). W najniższej części formacji występują grubookruchowe zlepieńce interpretowane jako osady proksymalnych części stożków aluwialnych, rozbudowujących się wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (Kowalski i in., 2025). Powyżej występują piaskowce i mułowce – osady środkowej i dystalnej części stożków, natomiast w centrum basenu śródsudeckiego – osady otwartego jeziora i osady przybrzeża (mułowce, wapienie bitumiczne), określane jako łupki antrakozjowe.

Powyżej utworów permskich, w środkowej części synklinorium śródsudeckiego występują osady triasu dolnego (pstrego piaskowca) osiągające miąższość do 150 m (Kowalski, 2020). Miąższość tych osadów spada w kierunku północnym do ok. 20 m (okolice Gorzeszowa; Kowalski, 2020). Na północ od tej miejscowości wspomniane utwory zanikają całkowicie, prawdopodobnie wzdłuż linii uskoku o orientacji WSW–ENE, przy czym na północ od tej dyslokacji morskie utwory kredy górnej zalegają przekraczająco na utworach permskich. Reliktowo zachowany płat osadów triasu o niewielkiej miąższości (do 10 m) znajduje się również w północnej części brachysynkliny Krzeszowa (fig. 24). Taki rozkład miąższości osadów triasu dolnego sugeruje reliktowe zachowanie tych utworów w środkowej części synklinorium i uchronienie od przedkredowej erozji triasowej pokrywy osadowej o większym rozprzestrzenieniu, zwłaszcza na północ od wspomnianego uskoku (fig. 24). Analogiczna sytuacja ma miejsce w synklinorium północnosudeckim, gdzie na północ od uskoku Jerzmanic utwory kredy zalegają na triasie środkowym – wapieniu muszlowym, natomiast na południe od tej dyslokacji – na triasie dolnym (pstrym piaskowcu; fig. 6, 13; Solecki, 1994, 2011). W regionie synklinorium północnosudeckiego zjawisko to wiązano historycznie z deformacjami podczas fazy kimeryjskiej (Beyer, 1933).

Nad utworami triasu dolnego (w części środkowej i południowej), a także czerwonego spągowca (w części północnej) brachysynkliny Krzeszowa, występują morskie osady kredy górnej [cenomanu górnego–koniaku dolnego(?)] zaliczane do formacji z Krzeszowa (fig. 25; Kowalski, 2021b). Są to, idąc od dołu, zlepieńce związane z późnocenomańską transgresją morską (tzw. zlepieńce transgresywne; Jerzykiewicz, 1971a), a także występujące naprzemiennie w profilu piaskowce ciosowe (tzw. dolne, środkowe i górne piaskowce ciosowe) wraz z mułowcami, drobnoziarnistymi piaskowcami i iłowcami wapnistymi, określanymi jako dolna- i górna seria heterolityczna (Kowalski, 2021b). Sumaryczna miąższość utworów kredy zachowanych w środkowej części brachysynkliny Krzeszowa wynosi ok. 350 m.

Analogicznie wykształcone utwory kredy górnej budują południową część synklinorium (obszar Gór Stołowych) (fig. 25). Powstanie głównych litosomów piaskowcowych w tej części synklinorium (piaskowce Progu Radkowa i piaskowce Szczelińca–Skalniaka) jest wiązane z aktywnością uskokową na obszarze basenu w późnej kredzie (Jerzykiewicz, Wojewoda, 1986; Wojewoda, 1997).

Tektonika

Synklinorium śródsudeckie ma niejednolitą budowę wewnętrzną. Podobnie jak w przypadku synklinorium północnosudeckiego, zasadnicza struktura tej jednostki obejmuje główną synformę o długości falowej ok. 25 km i orientacji NW–SE (główna synklina śródsudecka wg Oberca, 1972), oraz szereg podrzędnych, odgałęziających się lub przyległych do niej, ograniczonych uskokami jednostek tektonicznych drugiego rzędu (fig. 22).

Od północy synklinorium śródsudeckie jest odgraniczone niemal równoleżnikowym uskokiem Domanowa od skał jednostki kaczawskiej. Północną część synklinorium tworzą głównie utwory karbonu dolnego ujęte w szerokopromienną synklinę, której oś zanurza się w kierunku SSE, przez co w tym kierunku na powierzchni występują wychodnie coraz młodszych utworów karbonu górnego, permu dolnego i środkowego (?), a dalej w kierunku południowym – również triasu dolnego i kredy górnej (fig. 26A, B). Od wschodu synklina Kamiennej Góry graniczy poprzez antyklinę Jabłowa z kolejnymi podrzędnymi jednostkami tektonicznymi wydzielanymi w obrębie synklinorium – synkliną Gorców i synkliną Sobięcina, zaliczanymi do tzw. niecki wałbrzyskiej (synkliny Wałbrzycha; Oberc, 1972). Przebieg antykliny Jabłowa, określanej w literaturze również jako „ostroga" Jabłowa (Dziedzic, 1960, 1961; fig. 26B), pokrywa się z postulowanym przez wielu autorów przebiegiem uskoku śródsudeckiego (Aleksandrowski, 1995, 1998, 2003; Aleksandrowski i in., 1997; Awdankiewicz, 2022).

Od północnego wschodu synklinorium śródsudeckie, poprzez uskok Strugi (nasunięcie Strugi), graniczy z jednostką („depresją") Świebodzic, zbudowaną ze sfałdowanych osadów dewonu górnego–karbonu dolnego (Porębski, 1981, 1990). Uskok Strugi ciągnie się się dalej ku południowemu wschodowi, gdzie jest określany jako uskok (nasunięcie Głuszycy), na wschód od którego występują skały metamorficzne masywu sowiogórskiego, które w rejonie Sokolca–Jugowa są przykryte utworami karbonu dolnego – kulmu sowiogórskiego (fig. 22, 26D). Uskok Głuszycy jest również uznawany za bezpośrednie przedłużenie uskoku śródsudeckiego.

W środkowej (osiowej) części synklinorium – w synklinie Kamiennej Góry – utwory permu dolnego i triasu dolnego przykryte są morskimi osadami kredy górnej. W tej części jednostki (fig. 22) wyróżnia się kolejne podjednostki tektoniczne – brachysynklinę Krzeszowa, brachysynklinę Polic (położoną głównie na obszarze Republiki Czeskiej) oraz synklinę Batorowa. Według Dona i in. (1981) brachysynklina Krzeszowa stanowi młodszy, szerokopromienny element tektoniczny, nałożony na starsze ramy synklinorium śródsudeckiego. Według Jerzykiewicza (1971a) do brachysynkliny Krzeszowa od południa przylega ograniczona fleksurami brzeżnymi antyklina Łącznej o orientacji WNW–ESE (Jerzykiewicz, 1971a), oddzielająca brachysynklinę Krzeszowa od brachysynkliny Polic, położonej niemal w całości na terenie Republiki Czeskiej.

Dotychczasowa antyklina Łącznej została niedawno zreinterpretowana jako zrąb tektoniczny ograniczony głównie prawoskrętnymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi (Kowalski, 2017). Dla tej struktury zaproponowano nazwę elewacja Łącznej (Kowalski, 2017). Uskoki występujące w tym obszarze mają orientację NW–SE i znane są przede wszystkim z utworów triasu dolnego i kredy górnej. Jedną z ważniejszych stref uskokowych jest uskok Lipienica–Łączna o biegu NW–SE (fig. 22), przedłużający się dalej w kierunku południowo-wschodnim. Uskoki o podobnej geometrii zinterpretowano na profilach sejsmicznych w utworach permu i karbonu (fig. 27; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Wychodnie utworów kredy górnej budują środkową, najbardziej obniżoną tektonicznie część synklinorium śródsudeckiego, sięgając na południe, po obszar Gór Stołowych, gdzie – już w regionie kłodzkim – tworzą synklinę Batorowa (fig. 22). Na obszarze Gór Stołowych najmłodsze utwory kredy (turon górny–koniak dolny) zalegają niemal poziomo (fig. 22: stanowisko nr 6; fig. 28A). W utworach tych występuje regularny system spękań, określanych tradycyjnie jako spękania ciosowe, wśród których dominują dwa prostopadłe do siebie zespoły spękań o kierunkach NW–SE (lub WNW–ESE) i NE–SW (fig. 28). Wzdłuż spękań utworzyły się często spektakularne urwiska skalne i malownicze formy skałkowe. Niekiedy, zwłaszcza na obrazach wygenerowanych na podstawie numerycznych modeli terenu (NMT) LiDAR, uwidacznia się dodatkowo zespół spękań ciosowych o orientacji W–E (fig. 28C).

Południowo-wschodnia część synklinorium jest rozczłonkowana na szereg obniżeń tektonicznych, rozdzielonych wypiętrzonymi blokami podłoża krystalicznego (fig. 22). W południowo-wschodniej części synklinorium wyróżnia się **synklinę Woliborza**, zbudowaną z utworów karbonu górnego. Od południowego wschodu synklina Woliborza graniczy poprzez system uskoków z jednostką (strukturą) bardzką, która stanowi jednocześnie jej podłoże, oraz z rowem Czerwieńczyc wypełnionym utworami permu dolnego i karbonu górnego (fig. 22). **Rów Czerwieńczyc** stanowi kolejny, mniejszy rów drugiego rzędu w obrębie synklinorium śródsudeckiego. Rów ten od zachodu jest ograniczony przez masyw ofiolitowy Nowej Rudy, który dalej, w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim, kontaktuje ponownie z utworami karbonu górnego i permu, budującymi wschodnie skrzydło synklinorium. W podłożu północno-zachodniej części tego rowu występują gabra masywu ofiolitowego Nowej Rudy (Bossowski, 1996), natomiast w części południowo-wschodniej, podłoże stanowią utwory jednostki bardzkiej (Oberc, 1957). Dyslokacje ramowe rowu są interpretowane jako uskoki odwrócone (Oberc, 1957). W rejonie Bożkowa i Gorzuchowa w obrębie synklinorium śródsudeckiego jest wyróżniany kolejny, niewielki rów tektoniczny o orientacji NW–SE – rów Święcka (Oberc, 1972; fig. 22).

Jedną z ważniejszych dyslokacji przecinających wschodnią część synklinorium śródsudeckiego jest odwrócony uskok Krajanów–Ścinawka (fig. 22, 29), który na niektórych odcinkach nosi cechy wysokokątowego (stromego) nasunięcia. Uskok ten łączy się dalej w kierunku południowym z uskokiem Ścinawka–Krosnowice. Ta ostatnia dyslokacja jest interpretowana jako uskok odwrócony (lub nasunięcie), wzdłuż której utwory metamorfiku kłodzkiego nasunięte są na skały synklinorium śródsudeckiego. Strefa ta w kierunku NW kontynuuje się przez okolice Broumova (fig. 29A), prawdopo-

5
Platforma paleozoiczna

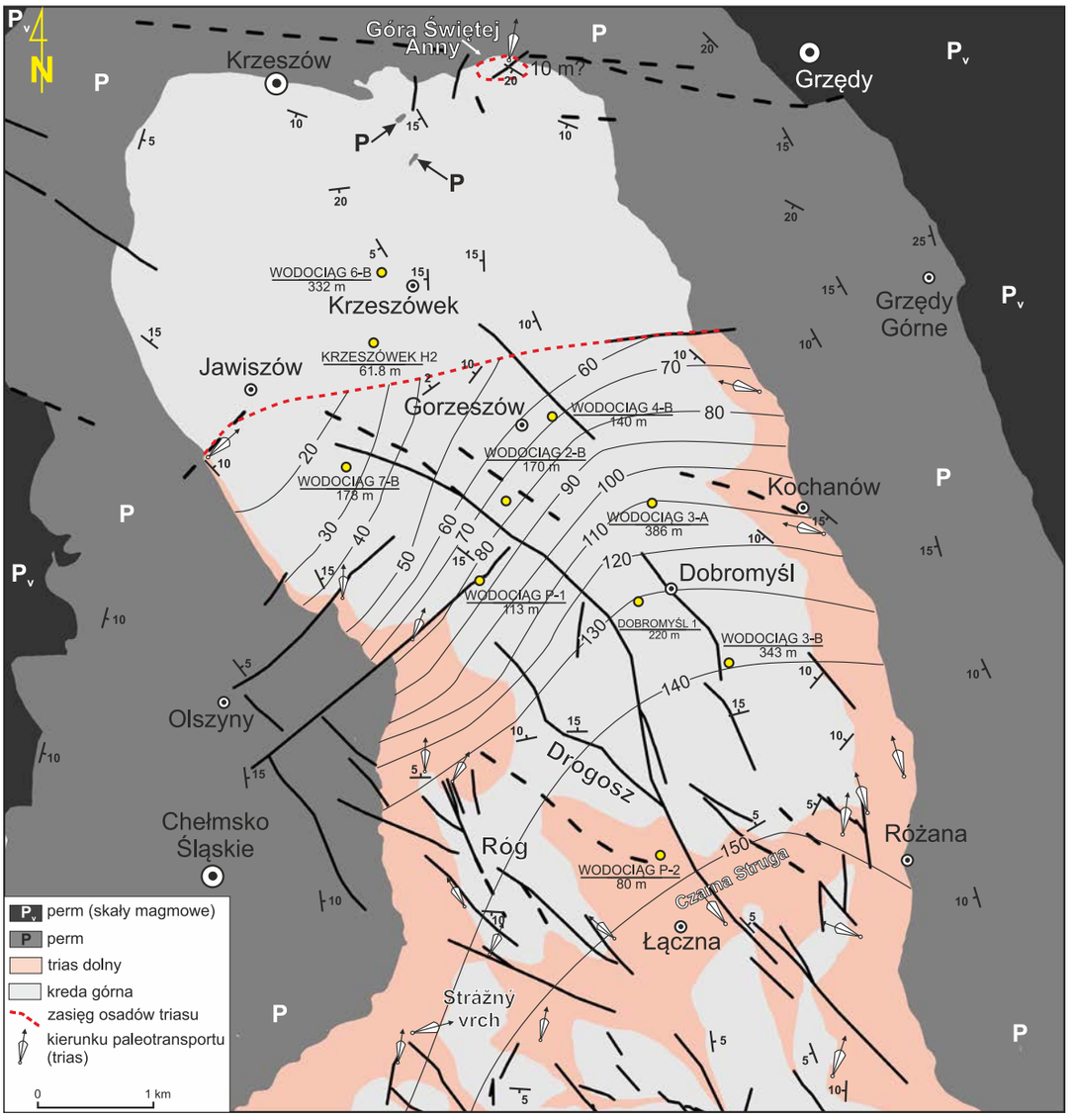


FIG. 24. Rozkład miąższości utworów triasu dolnego (pstrego piaskowca) w środkowej części synklinorium śródsudeckiego (wg Kowalskiego, 2020, zmodyfikowano); P – skały osadowe permu dolnego; P_v – skały magmowe permu dolnego

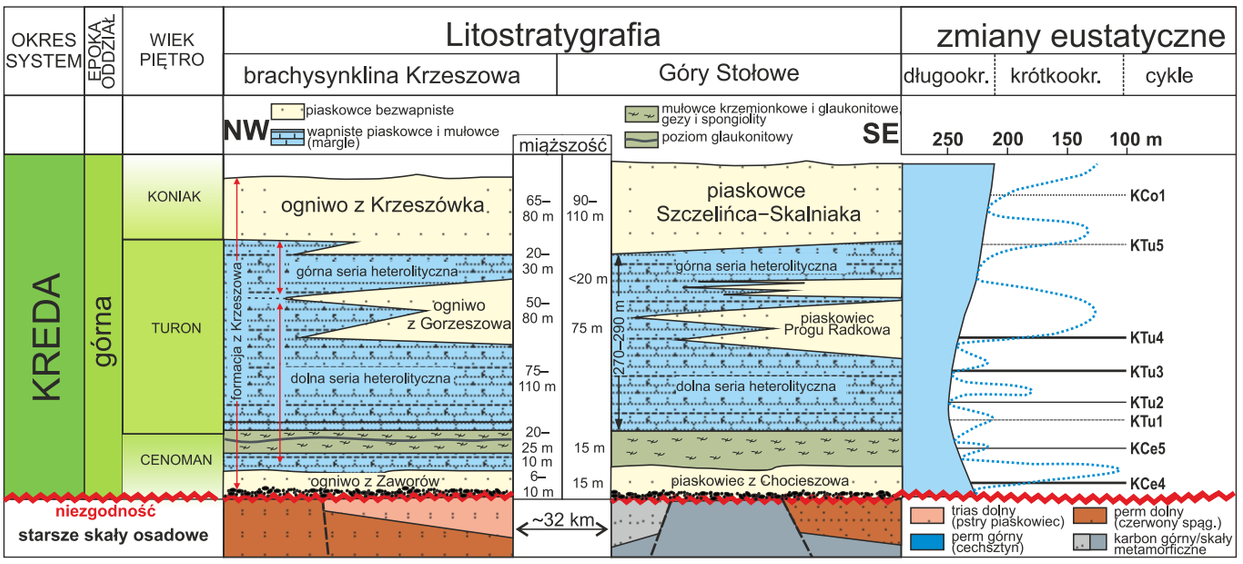


FIG. 25. Profil litostratygraficzny morskich utworów kredy górnej budujących środkową (brachysynklina Krzeszowa) i południową (Góry Stołowe) część synklinorium śródsudeckiego (wg Kowalskiego, 2021b)

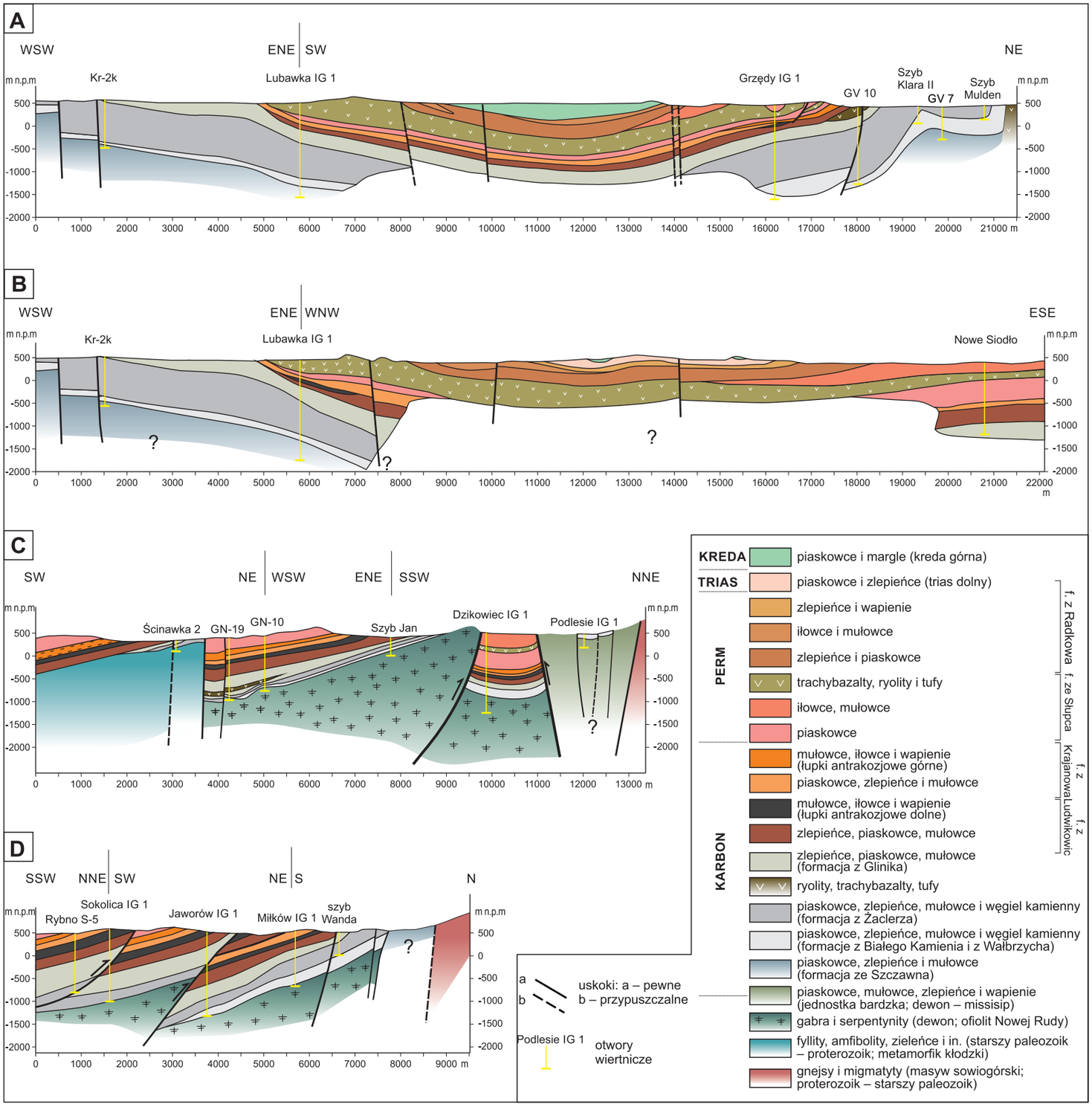


FIG. 26. Wybrane schematyczne przekroje geologiczne przez synklinorium śródsudeckie (wg Bossowskiego, Ihnatowicza, 2006, zmodyfikowano).
Przebieg oryginalnych przekrojów zaznaczono na figurze 22

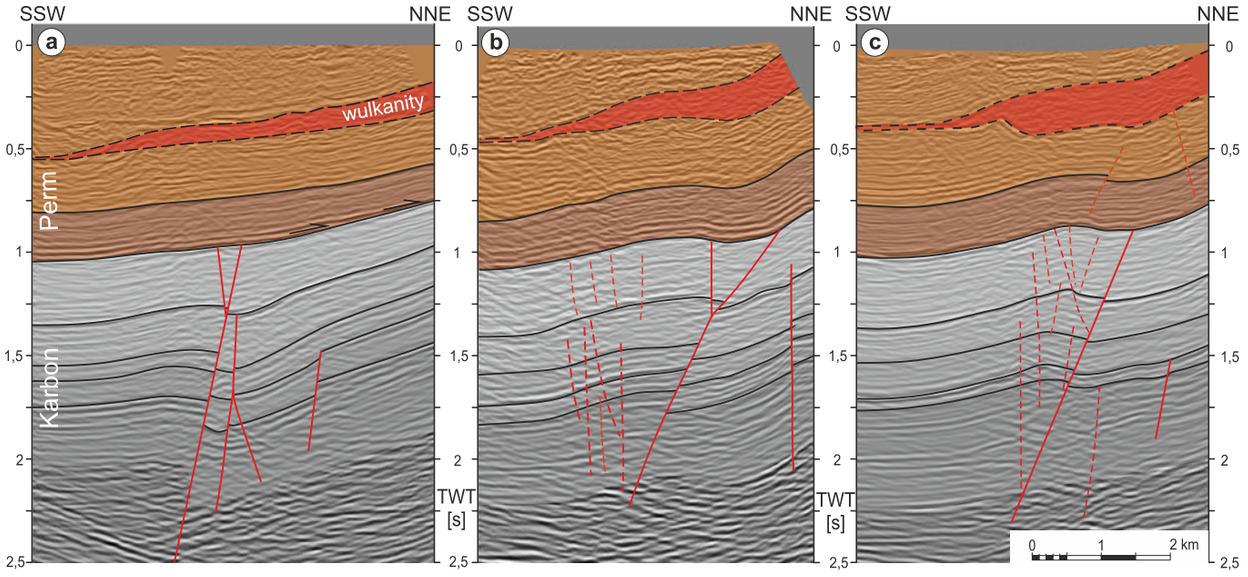


FIG. 27. Profile sejsmiczne przez środkową część synklinorium śródsudeckiego (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022). W utworach karbonu widoczne są zespoły uskoków, prawdopodobnie przesuwczych, oraz szerokopromienne fałdy w utworach permskich. Lokalizacja profili na figurze 22

dobnie aż w okolice Mieroszowa (fig. 27). W rejonie Mieroszowa przecina ona utwory karbonu, nie kontynuując się w wyżej leżące utwory permskie. Wskazuje to na aktywność tej strefy uskokowej przed depozycją osadów permu (deformacje późnowaryscyjskie?) i jej reaktywację już po depozycji osadów permu i triasu (w starszej literaturze: deformacje „laramijskie").

Wzdłuż południowego segmentu tego uskoku, określanego jako nasunięcie Czerwoniaka (Grocholska, Grocholski, 1958), amfibolity są nasunięte na zorientowane pionowo lub odwrócone utwory permu (czerwonego spągowca; formacja ze Słupca; fig. 22: stanowisko nr 7; fig. 30A). Te ostatnie przykryte są przez morskie utwory kredy górnej (fig. 30B). Pomiędzy utworami permu i kredy zaznacza się wyraźna niezgodność kątowa (Burliga i in., 2008).

Zachodnią granicę synklinorium śródsudeckiego, położoną niemal w całości na terenie Republiki Czeskiej, stanowi strefa uskoku Poříčí–Hronov, który jest interpretowany jako stromy uskok odwrócony, o powierzchni nachylonej w kierunku północno-wschodnim (fig. 31). Wartość przemieszczeń na tym uskoku szacowana jest na ok. 1000 m. Podczas późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji zachodnie skrzydło synklinorium śródsudeckiego zostało nasunięte wzdłuż tej dyslokacji na utwory permu i kredy rowu Hronova (Nováková, 2014). Rów Hronova utworzył się we wschodnim obrzeżeniu kolejnej podrzędnej jednostki tektonicznej, określanej jako depresja (zapadlisko) Trutnova–Nachodu (Opluštil i in., 1998; Nováková, 2014). Jednostka ta stanowi już fragment karkonoskiego basenu piedmontowego (inaczej: basenu podkarkonoskiego), położonego niemal w całości na obszarze Republiki Czeskiej. Podrzęd-

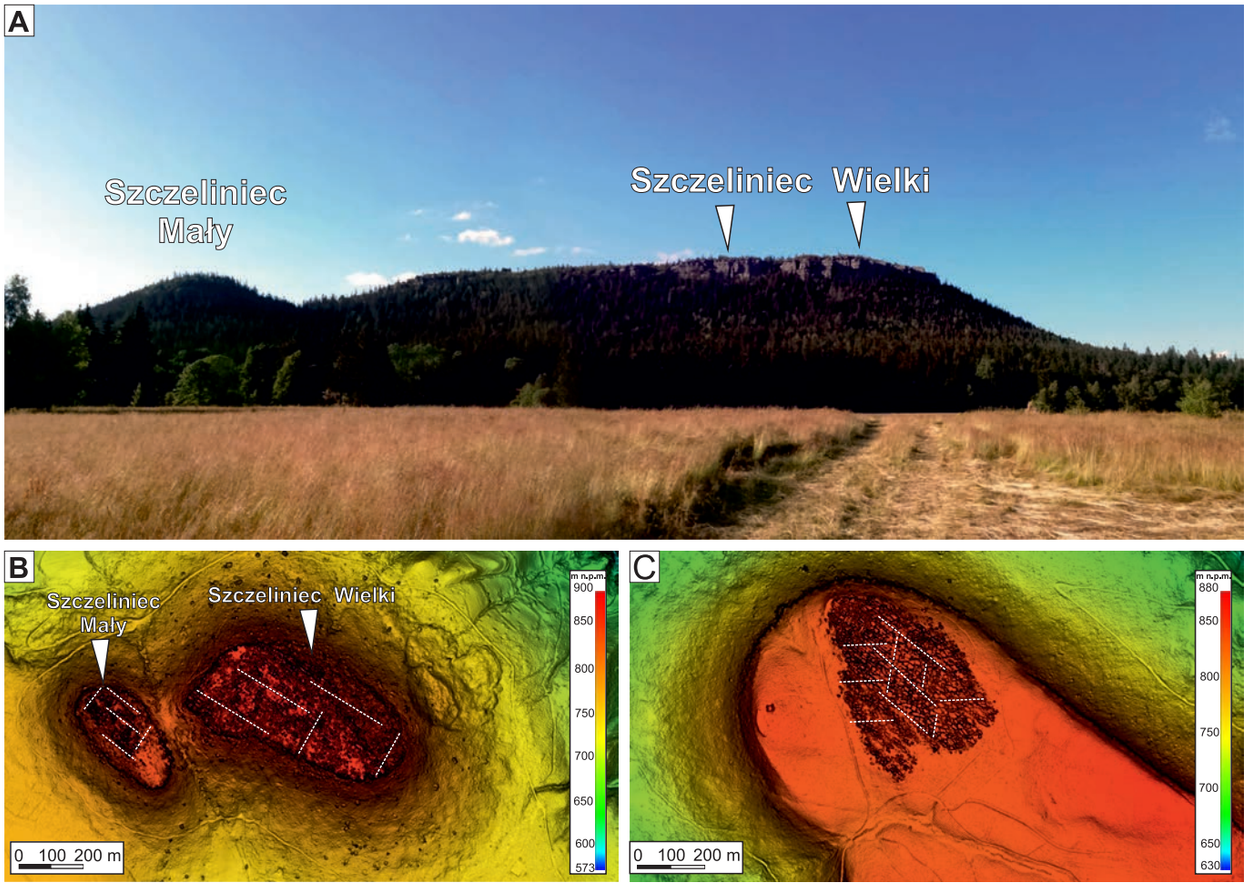


FIG. 28. A Piaskowce turonu górnego–koniaku dolnego (górny piaskowiec ciosowy) zalegające niemal poziomo w środkowej części synklinorium śródsudeckiego, na obszarze Gór Stołowych – masywy Szczelińca Małego i Szczelińca Wielkiego (widok od strony południowej, miejscowość Karłów). Wzdłuż spękań ciosowych rozwinęły się urwiska skalne i malownicze formy skałkowe; B sieć komplementarnych, ortogonalnych spękań ciosowych o orientacji WNW–ESE i NE–SW widoczna w obrazie NMT LiDAR w szczytowych partiach Szczelińca Małego i Szczelińca Wielkiego; C trzy zespoły spękań o orientacji NW–SE, NE–SW oraz W–E widoczne w obrazie NMT LiDAR w masywie Błędnych Skał (masyw Skalniaka)

ną jednostką tektoniczną wschodniej części karkonoskiego basenu piedmontowego, położoną na obszarze Polski, jest **zapadlisko (depresja) Kudowy** (Gierwielaniec, 1965). Jednostka ta powstała na południe od rowu Hronova, również na zachód od strefy uskoku Pořičí–Hronov. Zapadlisko Kudowy określano również w literaturze jako synklina Kudowy (Oberc, 1972). Po późnokredowo-paleogeńskim etapie deformacji uskok Pořičí–Hronov był prawdopodobnie wielokrotnie reaktywowany (Nováková, 2014; Prouza i in., 2015). Wojewoda (2007, 2009) postuluje dominację przesuwczych – prawoskrętnych – przemieszczeń w obrębie tej dyslokacji.

Skrajny, południowo-zachodni fragment synklinorium śródsudeckiego ograniczony jest od zachodu przez masyw granitoidowy Kudowy (fig. 22). Za południową granicę synklinorium śródsudeckiego uznaje się ciąg dyslokacji reprezentowany przez: strefę dyslokacyjną o przebiegu WNW–ESE, określaną w literaturze jako uskok Duszniki–Gorzanów (Badura, Rauch, 2014), brzeżny uskok duszniecki (Cymerman, 2004), uskok Kamienny Grzbiet–Babilon (Don, Gotowała, 2008) lub uskok Pstrążna-Gorzanów (Oberc, 1972), wzdłuż którego struktura synklinorium śródsudeckiego graniczy z rowem górnej Nysy Kłodzkiej, oraz częściowo, w rejonie Duszник-Zdroju na zachodzie, z utworami metamorfiku bystrzyckiego (kopuły orlicko-śnieżnickiej). Strefa uskokowa Duszniki–Gorzanów jest uznawana za południowo-wschodnie odgałęzienie (przedłużenie) uskoku Pořičí–Hronov (fig. 22).

5.2.2.3. Rów górnej Nysy Kłodzkiej

Aleksander Kowalski

Rów górnej Nysy Kłodzkiej stanowi jednostkę tektoniczną w obrębie bloku sudeckiego, graniczącą od północy z synklinorium śródsudeckim poprzez system uskoków Duszniki–Gorzanów (Oberc, 1972). Rów ten ma kształt nieregularnego, zwężającego się w kierunku południowym klina o orientacji N–S. W granicach Polski ma on długość ok. 35 km, przy szerokości od ok. 5–6 km w części południowej (okolice Międzylesia i Boboszowa), do ok. 25 km w części północnej (na linii Duszniki-Zdrój–Nowy Waliszów).

Litostratygrafia i ewolucja wypełnienia rowu górnej Nysy Kłodzkiej

Rów górnej Nysy Kłodzkiej jest wypełniony morskimi utworami kredy górnej, obejmującymi przedział cenoman górny–koniak. Miąższość tych utworów jest szacowana na 400–900 m, maksymalnie do ok. 950 m (Don, Wojewoda, 2005) lub nawet 1200 m (Wojewoda, 1997). Obszar rowu górnej Nysy Kłodzkiej został objęty późnokredową (późnocenomańską) transgresją morską. Obszar kopuły orlicko-śnieżnickiej był wówczas prawdopodobnie speneplenizowany i pokryty zwietrzelinami skał krystalicznych (Wojewoda, 1997). W późnym cenomanie i turonie na obszarze dzisiejszego rowu zachodziła płytkomorska sedymentacja. Profil osadów rowu, obejmujący przedział od górnego cenomanu po górny turon, jest bardzo podobny do profilu utworów kredy górnej w Górach Stołowych (Wojewoda, 1997). Materiał osadowy był dostarczany do basenu z obszarów lądowych, które pokrywały się swym zasięgiem z obecnymi pasmami górskimi Gór Bystrzyckich, Orlickich i masywu Śnieżnika (fragmentów wysp zachodnio- i wschodniosudeckiej). W literaturze panuje pogląd, że rozwój rowu górnej Nysy Kłodzkiej, w zarysach podobnych do jego dzisiejszej struktury, rozpoczął się we wczesnym koniaku (Don, Wojewoda, 2005). Ten pogląd jest jednak obecnie kwestionowany przez Głuszyńskiego i Aleksandrowskiego (2022), którzy uważają, że rów rozwinął się dopiero w neogenie, a w nim zachował się fragment pokrywy górnokredowej, pierwotnie zajmującej obszar znacznie większy od dzisiejszego rowu i poddanej już z końcem kredy deformacjom fałdowo-uskokowym (fig. 33). Bliższe argumenty na rzecz tego poglądu są przedstawione w rozdziale WZS 8.

Zwiększona miąższość koniackich osadów grubookruchowych na obszarze rowu świadczy o ówczesnym, stopniowym wypiętrzaniu wschodnich ram rowu. Utwory koniaku zostały wyróżnione jako warstwy idzikowskie (Don, Don, 1960). Profil utworów górnokredowych kończy seria skał grubookruchowych określanych jako warstwy idzikowskie górne (zlepieńce idzikowskie), które występują głównie w północno-wschodniej części rowu. Utwory te interpretowane są jako osady delt stożkowych (ang. *fan deltas*) oraz prądów zawiesinowych, które wypełniały basen w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim (Jerzykiewicz, 1971b).

Tektonika

Rów górnej Nysy Kłodzkiej jest jednostką o niejednolitej strukturze wewnętrznej (fig. 32). Utwory kredy w obrębie rowu zalegają na skałach krystalicznych kopuły orlicko-śnieżnickiej. W okolicy miejscowości Krosnowice, na północ od rowu Nysy Kłodzkiej, w obrębie skrajnego, południowego fragmentu synklinorium śródsudeckiego, występują również utwory permu dolnego, które stanowią lokalnie podłoże utworów kredy. Od północy wychodnie kre-

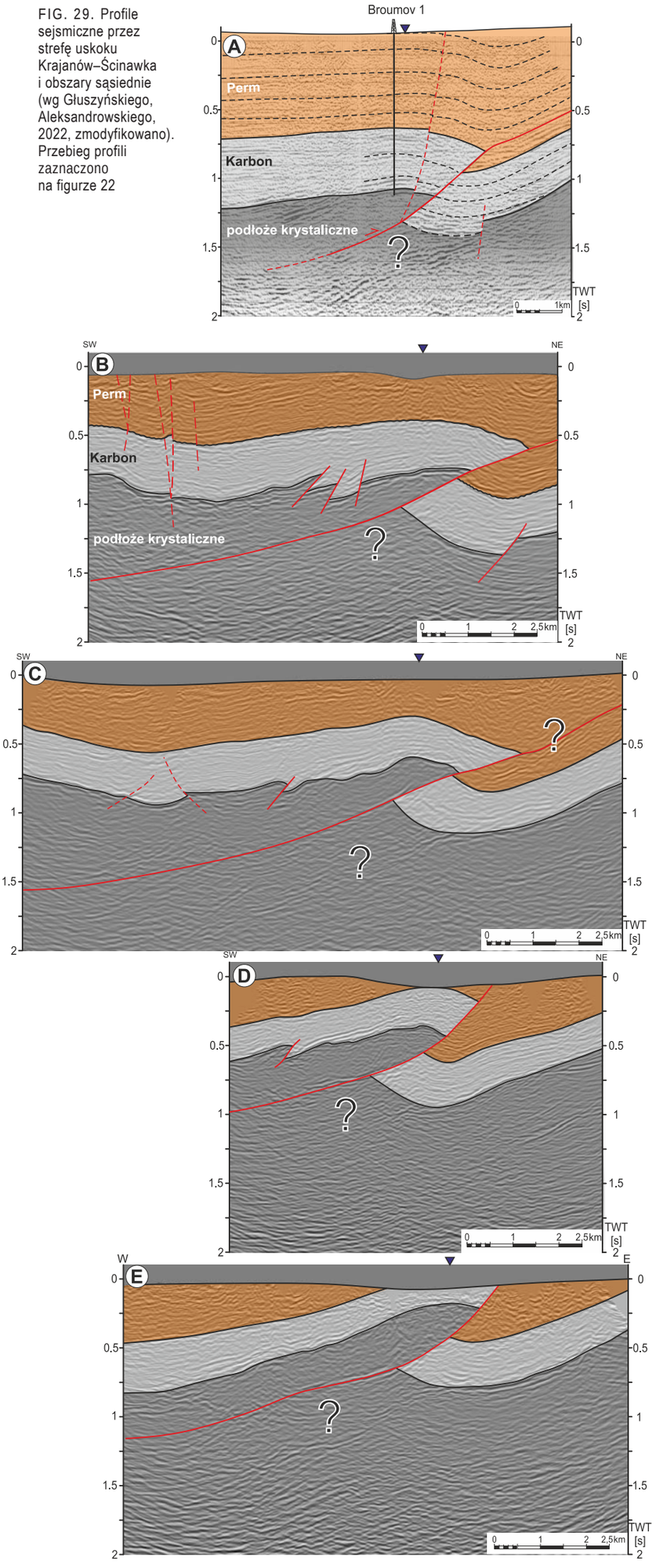


FIG. 29. Profile sejsmiczne przez strefę uskoku Krajanów–Ścinawka i obszary sąsiednie (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022, zmodyfikowano). Przebieg profili zaznaczono na figurze 22

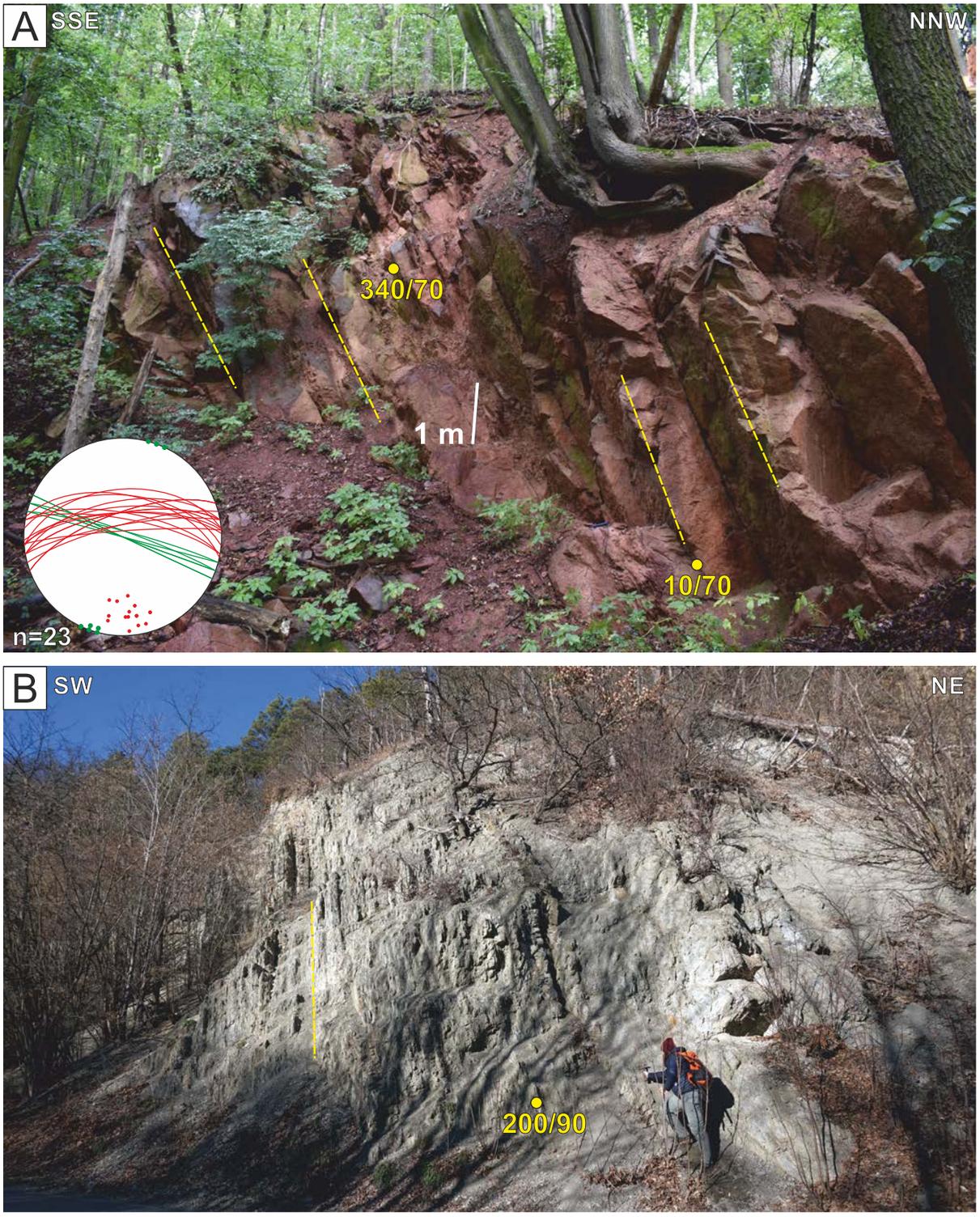


FIG. 30. Odsłonięcia warstw permu dolnego (czerwonego spągowca) występującego w pozycji odwróconej. A w sąsiedztwie nasunięcia Czerwoniaka (uskoku Ścinawka–Krosnowice); oraz B przykrywających je piaskowców i mułowców wapnistych (margli) turonu w Krosnowicach. Pomiędzy tymi dwoma ogniwami litologicznymi zaznacza się wyraźna niezgodność kątowa. Na zbiorczym diagramie strukturalnym przedstawiono orientację powierzchni uławicenia utworów dolnopermskich (czerwone) i górnokredowych (zielone) w Krosnowicach (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (23 pomiary)

dy górnej wraz z podłożem rowu oddzielone są od synklinorium śródsudeckiego przez system uskoków Duszniki–Gorzanów (Don, Gotowała, 2008). Niektórzy autorzy włączają w obręb rowu górnej Nysy Kłodzkiej także obszar położony na północ od tego uskoku (Badura, Rauch, 2014).

W bardziej szczegółowym ujęciu w wewnętrznej strukturze rowu górnej Nysy Kłodzkiej można wyróżnić szereg odrębnych bloków (zwłaszcza w zachodnim obrzeżeniu rowu; Cloos, 1922), oraz mniejszych jednostek o charakterze synklin, brachysynklin, rowów, półrowów, zrębów, brachyantyklin i półzrębów tektonicznych, wydzielanych w obrębie rowu (Cloos, 1922; Don, Don, 1960; Komuda, Don, 1964; Don, Wojewoda, 2004, 2005; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014). Dane otworowe i skonstruowany na ich podstawie trójwymiarowy model podłoża utworów górnokredowych (Badura, Rauch, 2014), wskazują, że dno rowu składa się z zespołu uskoków schodowych (normalnych i odwróconych) oraz wyodrębnionych przez nie progów i obniżeń o biegu NW–SE (fig. 33), dochodzących kulisowo do uskoków ramowych i do uskoku Duszniki–Gorzanów. Dyslokacje te powodują schodowe obniżanie podłoża rowu w kierunku północnym. Były one interpretowane w literaturze jako uskoki normalne (Oberc, 1972). Część z tych dyslokacji wykazuje prawdopodobnie lewoskrętną składową przesuwczą (np. uskoki występujące w południowej części rowu; Don, Gotowała, 2008).

W części północno-zachodniej rowu, w przeciwieństwie do jego wschodnich ram, nie występuje wyraźnie zaznaczająca się dyslokacja ramowa. Występują tu co najmniej trzy ograniczone uskokami i zaznaczające się w morfologii terenu progi („stopnie”; Cloos,

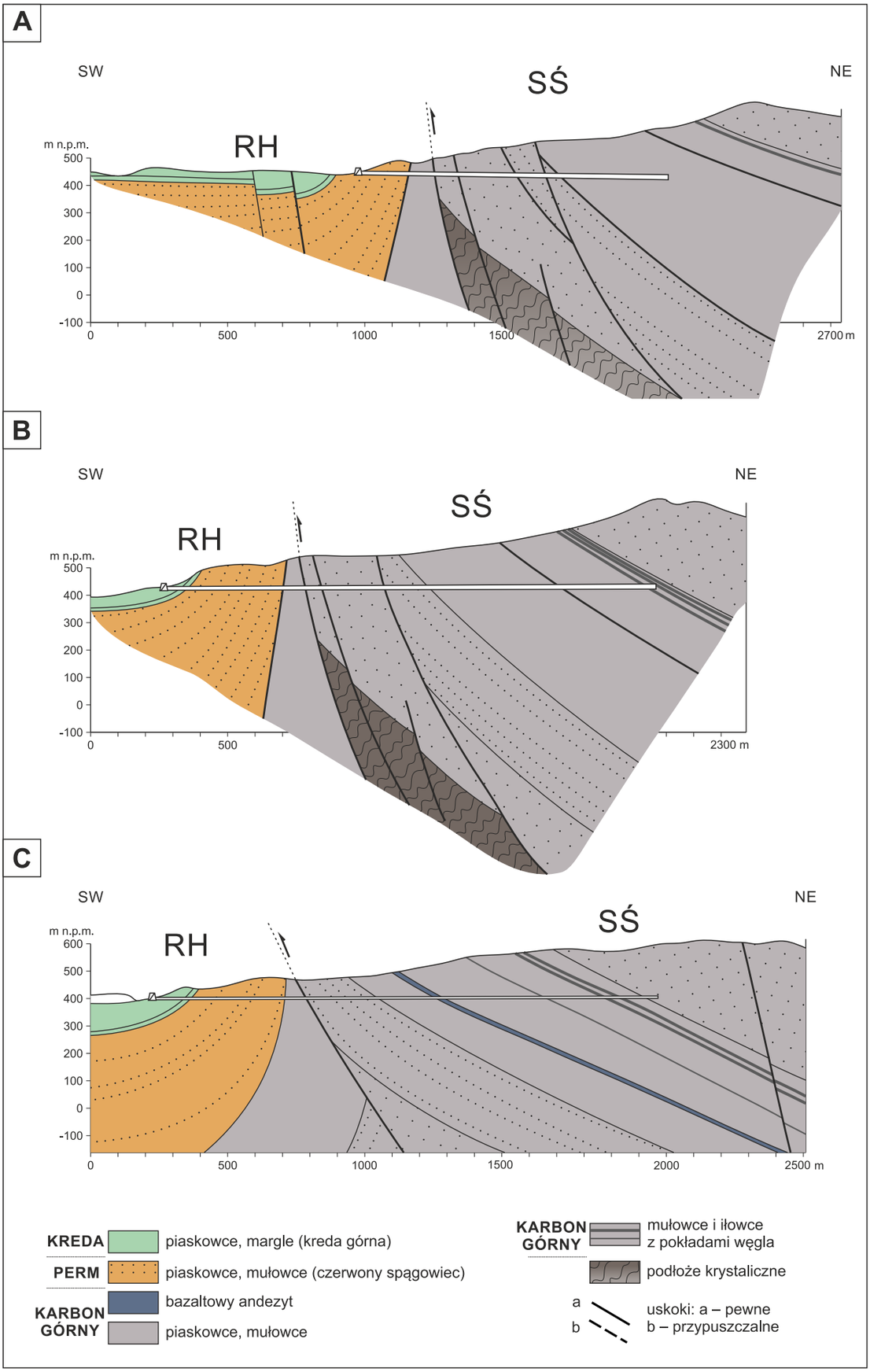


FIG. 31. Przekroje geologiczne o kierunku NE–SW przez strefę uskokową Poříčí–Hronov wg Prouzy i in. (2015).
Objaśnienia skrótów literowych jak na figurze 22

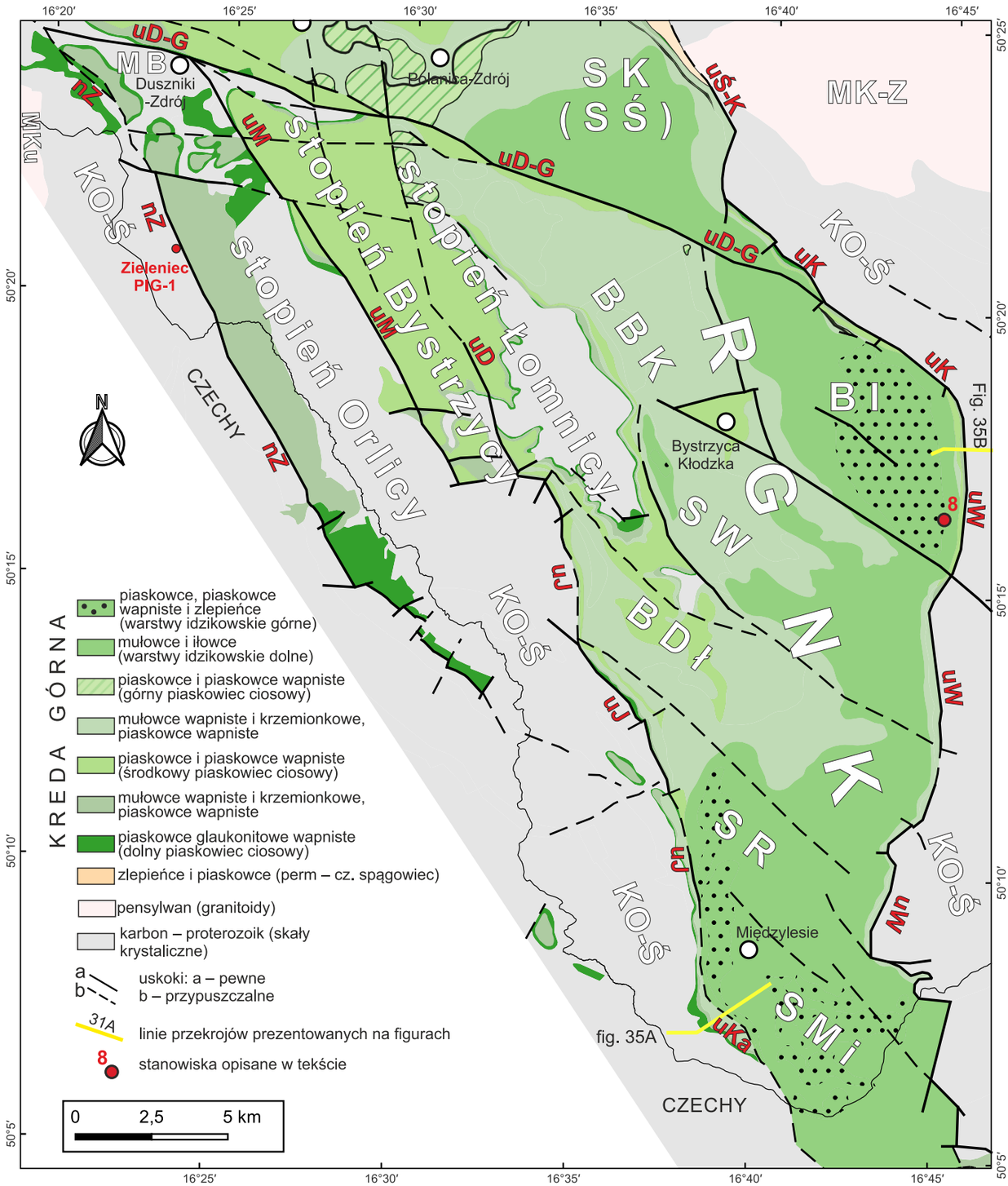


FIG. 32. Uproszczony szkic tektoniczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie Sawickiego (1995); Dona, Gotowały (2008); Badury, Rauch (2014) oraz wybranych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000; BBK – brachysynklina Bystrzycy Kłodzkiej; BDł – brachyantyklina Długopola; BI – brachysynklina Idzikowa; KO-Ś – kopuła orlicko-śnieżnicka; MB – metamorfik bystrzycki; MKu – masyw granitoidowy Kudowy; MK-Z – kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; SK – synklina Krosnowic; SMi – synklina Międzylesia; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SR – synklina Roztok; SW – synklina Wilkanowa; uskoki: nZ – nasunięcie Zieleńca; uD – uskok Długopola; uD-G – uskok Duszniki-Gorzanów; uJ – uskok Jagodnej; uK – uskok Krowiarek; uKa – uskok Kamieńczyka; uM – uskok Młotów; uŚ-K – uskok Ścinawki–Krosnowic; uW – uskok Wilkanowa

1922; Frąckiewicz, 1965), określane w literaturze jako progi Orlicy, Bystrzycy i Łomnicy (Badura, Rauch, 2014). Progi te są ograniczone regionalnymi dyslokacjami, w tym, idąc od zachodu: uskokiem (nasunięciem) Zieleńca, uskokiem Młotów i uskokiem Długopola (fig. 32). W obrębie tych struktur utwory krystaliczne kopuły orlicko-śnieżnickiej są przykryte zalegającymi niemal poziomo lub nachylonymi monoklinalnie pod niewielkimi kątami utworami górnokredowymi, pierwotnie o znacznie szerszym rozprzestrzenieniu. W przypadku uskoku (nasunięcia) Zieleńca, skały krystaliczne metamorfiku bystrzyckiego są nasunięte na utwory górnokredowe (Cymerman, 1990; Kozdrój, 2014).

Nasunięcie łupków łyszczykowych na mułowce wapniste turonu stwierdzono w strefie tego uskoku m.in. w otworze badawczym Zieleniec PIG 1, na głębokości 149,3 m (fig. 34; Kozdrój, 2014). Dalej w kierunku południowo-wschodnim wymienione powyżej dyslokacje łączą się w uskok Jagodnej (dalej ku S określany jako uskok Kamieńczyka), który na odcinku południowym rowu stanowi już zachodnią dyslokację ramową. Na skrzydle podniesionym tego uskoku lokalnie zachowały się relikty górnokredowej pokrywy osadowej. Relikty te występują niekiedy w formie bloków i łusek nasuniętych na skały krystaliczne odsłaniające się w obrzeżeniu rowu (Don, 2003; fig. 35A).

Wschodnią granicę rowu górnej Nysy Kłodzkiej stanowi południkowy uskok Wilkanowa, którego zrzut w rejonie Czarnej Góry w masywie Śnieżnika (południowa część rowu) jest szacowany na ok. 1000–1600 m (Don, Don, 1960; Oberc, 1972). Jest to uskok subwertykalny (fig. 35B), wzdłuż którego skały metamorfiku Śnieżnika kontaktują z ustawionymi pionowo utworami kredy rowu Nysy. W niektórych przypadkach udokumentowano (Don, 2003) nasunięcia niewielkich fragmentów skał górnej kredy na utwory podłoża występujące w skrzydle podniesionym uskoku (fig. 35B). Przy uskoku Wilkanowa, jak już wspomniano, udokumentowano znaczne zestromienie (fig. 32: stanowisko nr 8; fig. 36), a w niektórych miejscach również odwrócenie warstw górnokredowych w jego sąsiedztwie. Uskok Wilkanowa na całej swej długości jest poprzecinany dyslokacjami poprzecznymi o orientacji NW–SE i WNW–ESE, które interpretowane są jako lewoskrętne dyslokacje przesuwcze (Don, Gotowała, 2008). Uskok Wilkanowa łączy się w kierunku północnym ze zorientowanym skośnie do głównej struktury rowu uskokiem Krowiarek o przebiegu NW–SE (fig. 32).

Do tych dwóch dyslokacji przylega od południa i zachodu kolejna, mniejsza jednostka tektoniczna w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, określana jako brachysynklina Idzikowa (Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008; fig. 32). W środkowej części tej jednostki odsłaniają się warstwy idzikowskie górne (piaskowce i zlepieńce), stanowiące najmłodsze ogniwo litologiczne wypełnienia rowu. Oś brachysynkliny Idzikowa jest zorientowana w kierunku NNW–SSE. Od zachodu do brachysynkliny Idzikowa przylega brachyantyklina lub antyklina Bystrzycy. Dalej w kierunku południowym występują kolejno: synklina Wilkanowa, brachyantyklina Długopola, synklina Roztok oraz synklina Międzylesia (Don, Gotowała, 2008; fig. 32). Wyniki modelowania numerycznego ścieżek chłodzenia (t-T), opartych na uzyskanych metodą AFT danych termochronologii niskotemperaturowej, wskazują, że sfałdowanie osadów górnej kredy z dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej nastąpiło podczas kampanu/mastrychtu (70–75 mln lat temu; Sobczyk i in., 2020).

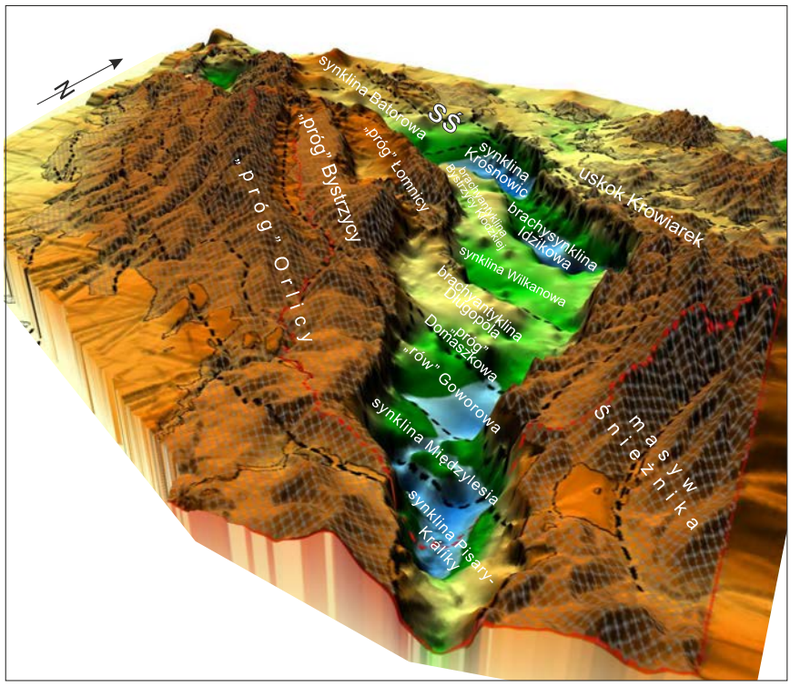


FIG. 33. Blokdiagram przedstawiający strukturę stropu podkredowego podłoża rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Badura, Rauch, 2014). Nazwy synklin i antyklin w rowie dotyczą struktur fałdowych rozwiniętych – jeszcze przed jego powstaniem – w niezilustrowanej na blokdiagramie pokrywie górnokredowej, rozprzestrzenionej pierwotnie na obszarze znacznie szerszym od rowu

5.2.2.4. Rowy tektoniczne bloku sowiogórskiego

Aleksander Kowalski

W obrębie bloku sowiogórskiego, zbudowanego głównie ze skał metamorficznych, występują również klastyczno-węglanowe osady karbonu dolnego (missisipu) wykształcone w facji kulmu (tzw. kulm sowiogórski), poprzecinane lokalnie intruzjami kersantytów i ryolitów karbonu górnego (?). Utwory dolnokarbońskie na obszarze Gór Sowich tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie niewielkich rowów lub półrowów tektonicznych, uformowanych w krystalicznym podłożu (Oberc, 1949; Żakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986; Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025). Są to kolejno, idąc od północy, rowy tektoniczne **Glinna, Kamionek, Walimia** oraz **rów Sokolca–Jugowa**, w których zachowały się różne fragmenty sukcesji osadowej o pierwotnie większym rozprzestrzenieniu (fig. 22).

Litostratygrafia i ewolucja rowów tektonicznych bloku sowiogórskiego

Osady występujące w rowach tektonicznych na obszarze bloku sowiogórskiego są wyraźnie trójdzielne. Poszczególne wydzielenia były dotychczas określane przez autorów jako nieformalne jednostki litostratygraficzne: ogniwa (Żakowa, Żak, 1962) lub zespoły/jednostki (Łapot, 1986, 1988).

Idąc od dołu, wyróżniono tu kolejno: (I) niemal monomiktyczne zlepieńce gnejsowe lub zlepieńce gabrowe; (II) bogate w faunę piaskowce szarogłazowe i mułowce z wkładkami wapieni zaliczane do tzw. serii ilasto-szarogłazowej (Żakowa, Żak, 1962) oraz (III) zlepieńce polimiktyczne (tzw. zlepieńce z Kamionek; Żakowa, Żak, 1962), kończące profil karbonu kulmu sowiogórskiego. Dla wymienionych nieformalnych jednostek litostratygraficznych zaproponowano w ostatnim czasie nazwy formacji – z Walimia/z Jugowa (I), z Sokolca (II) i z Kamionek (III) (Kowalski, 2024). Najpełniej zachowany profil utworów karbonu występuje w rowie Kamionek i w rejonie Sokolca–Jugowa. Łączna miąższość osadów missisipu wynosi ok. 300 m (fig. 37).

Do niedawna utwory przykrywające masyw Gór Sowich były ze sobą korelowane i zaliczane w całości do wizeńskich poziomów amonitowych Goα i Goβ (Żakowa, 1963). Z osadów wapiennych i ilastych, tworzących warstwy i nieciągłe horyzonty w utworach formacji z Sokolca, opisano bogaty zespół skamieniałości, wskazujący na ich późnowizeński wiek. W ostatnim czasie na podstawie wyników badań paleontologicznych i palinostratygraficznych przeprowadzonych w okolicach Jugowa (Muszer i in., 2016a, 2016b) zasugerowano przynależność utworów formacji z Sokolca do namuru A (górny serpuchow–dolny baszkir – zona SO). Pogląd ten jest uzasadniany prawdopodobną redepozycją skamieniałości.



FIG. 34. Niemal poziomy kontakt łupków łyszczykowych nasuniętych na mułowce wapniste kredy górnej (turonu) wzdłuż uskoku (nasunięcia) Zieleńca w północno-zachodniej części rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Ze strefą uskoku związana jest brekcja o grubości ok. 20 cm.
Fot. W. Kozdrój (wg: Kozdrój, 2014, zmodyfikowano)

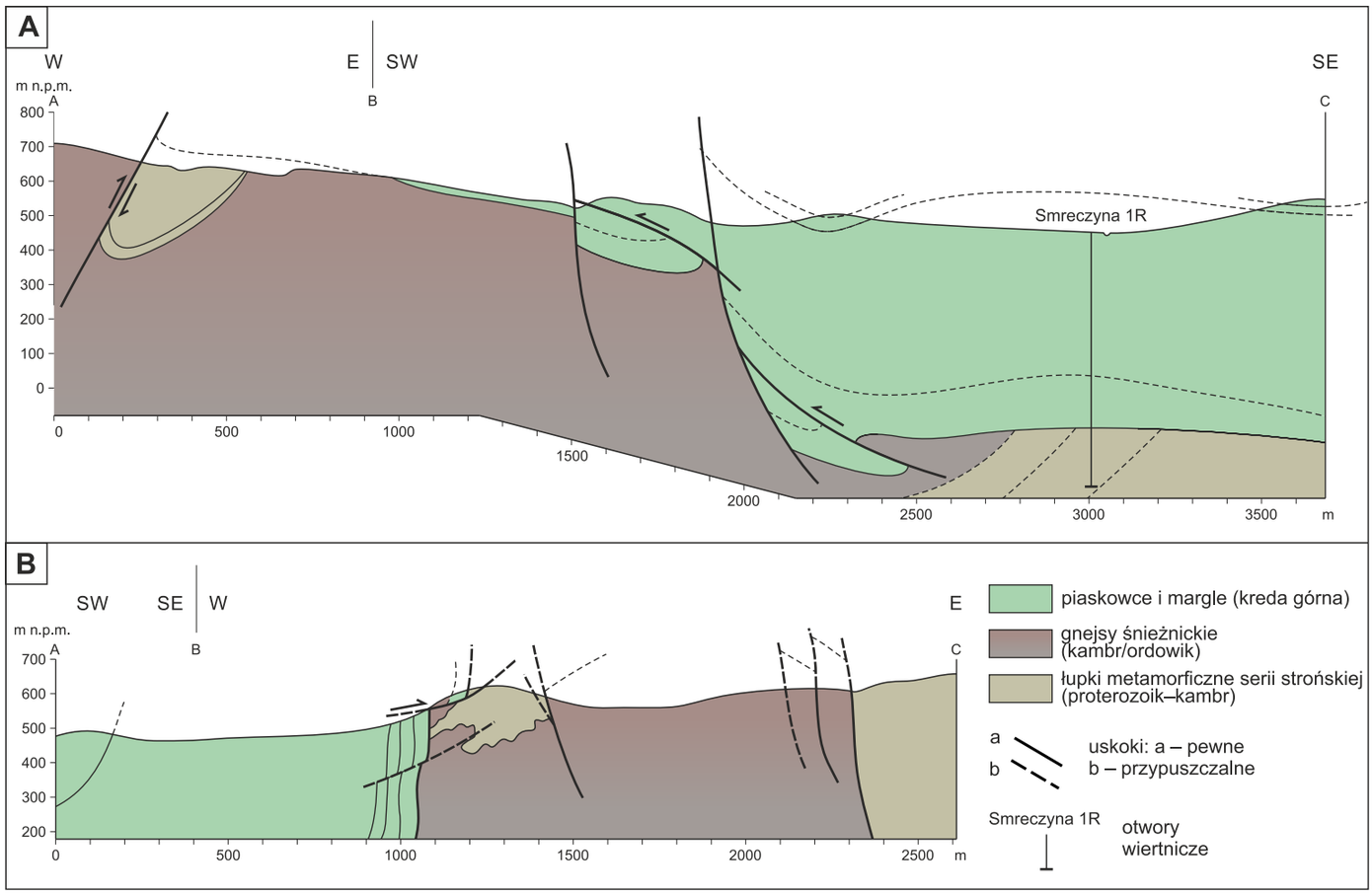


FIG. 35. Przekroje geologiczne przez zachodni A i wschodni B uskok ramowy rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Na przekrojach (wg Dona, 2004, zmodyfikowano) widoczne są relikty pokrywy kredowej nasunięte na skrzydła podniesione rowu



FIG. 36. Odsłonięcia grubookruchowych zlepieńców zaliczanych do warstw idzikowskich górnych (zlepieńców idzikowskich). Utwory te interpretowano jako osady delt stożkowych (ang. *fan deltas*), które wypełniały basen w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. Widoczne subwertykalne ustawienie ławic zlepieńców jest związane z bezpośrednim sąsiedztwem uskoku Wilkanowa

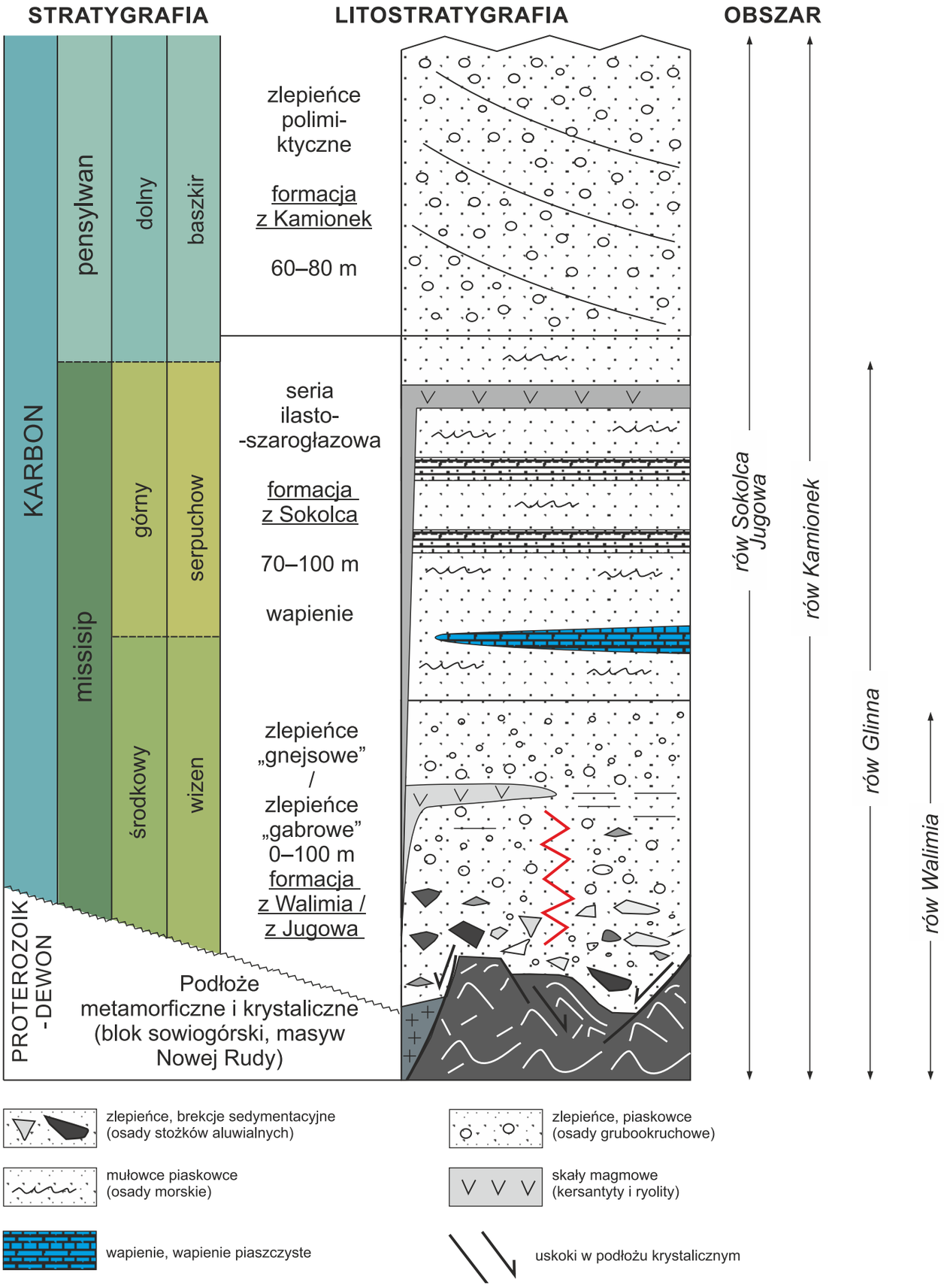


FIG. 37. Podział litostratygraficzny utworów karbońskich (wg Kowalskiego, 2024; Kowalskiego, Pacanowskiego, 2025, zmodyfikowano) zaliczanych do tzw. kulmu sowiogórskiego z zaznaczonymi obszarami występowania (rowy i półrowy tektoniczne założone w krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego)

5
Platforma paleozoiczna

Grubookruchowe utwory formacji z Walimia i z Jugowa (zlepieńce gnejsowe i gabrowe), stanowiące najstarsze ogniwa litologiczne karbonu na obszarze masywu sowiogórskiego (środkowy wizen?), są interpretowane jako osady stożków napływowych, które rozwijały się wzdłuż krawędzi uskokowych o przebiegu WNW–ESE lub stanowiły wypełnienie uwarunkowanych tektonicznie dolin o przebiegu zbliżonym do orientacji dzisiejszych rowów tektonicznych na tym obszarze (NW–SE lub NNW–SSE; Kowalski, 2024). W późnym wizenie na obszarze masywu sowiogórskiego miała miejsce transgresja morska. Na bloku sowiogórskim były deponowane utwory prądów zawiesinowych i osady przybrzeżne zaliczane do formacji z Sokolca. Wskutek tektonicznej aktywności ram basenu na obszarze basenu śródsudeckiego i przyległego do niego bloku sowiogórskiego rozwinął się system delt stożkowych (Mastalerz, 1995; Kowalski, 2024), do których materiał osadowy był dostarczany z północy, prawdopodobnie z zerodowanych dzisiaj źródeł, ówcześnie nadścielających obszary obecnej jednostki kaczawskiej i bloku przedsudeckiego (w tym przedsudecki fragment bloku sowiogórskiego; Łapot, 1986). Najmłodszymi utworami missisipu na obszarze bloku sowiogórskiego są osady formacji z Kamionek, reprezentujące przedział wiekowy do wizenu późnego po namur (?), interpretowane jako proksymalne, grubookruchowe utwory delt stożkowych (Kowalski, 2024).

Tektonika

Największym rowem tektonicznym masywu sowiogórskiego jest rów Glinna o wymiarach ok. 7,5 x 1,5 km (fig. 22, 38).

Rów ten charakteryzuje się asymetryczną i nieregularną strukturą, na którą składają się trzy niewielkie, podrzędne jednostki tektoniczne. W północno-zachodniej części rowu Glinna znajduje się półrów tektoniczny o przebiegu WNW–ESE, w którym występują zlepieńce i piaskowce gnejsowe formacji z Walimia, nachylone pod kątami 15–20° ku SW, przecięte dodatkowo intruzją kersantytu (Łapot, 1986). Półrów ten, poprzez uskok o orientacji WNW–ESE, graniczy od południa ze zrębem tektonicznym o przebiegu NNE–SSW, przykrytym przez cienką pokrywę zlepieńców gnejsowych

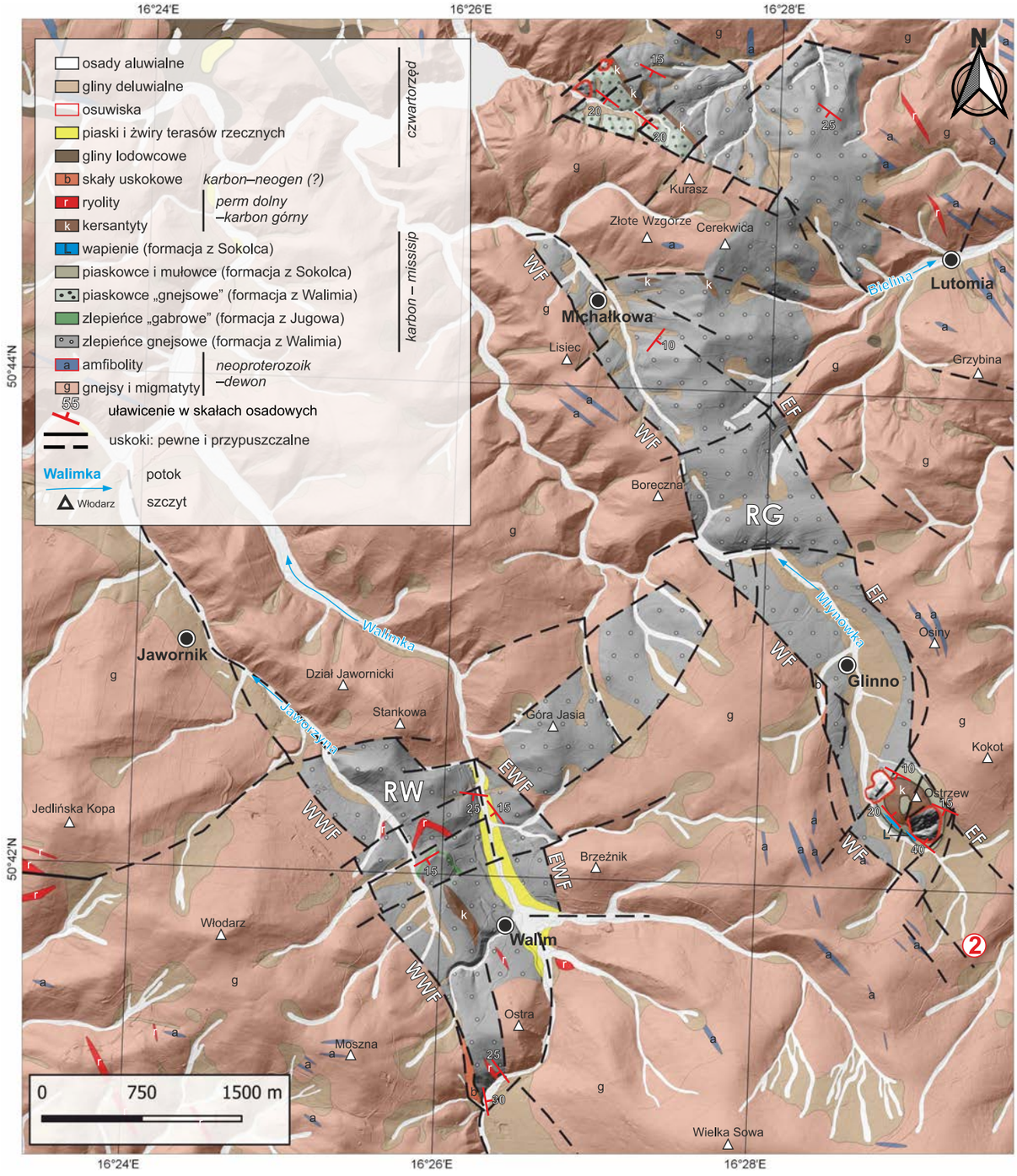


FIG. 38. Szkic tektoniczny obszaru rowu Walimia (RW) i rowu Glinna (RG) wg Kowalskiego (2024), zmodyfikowano. Geologia utworów podłoża krystalicznego wg Grocholskiego (1962); zasięg osadów czwartorzędowych: autor Joanna Brytan; EWF – wschodni uskok rowu Walimia; WWF – zachodni uskok rowu Walimia; EF – wschodni uskok rowu Glinna; WF – zachodni uskok rowu Glinna

(10–20 m). W kierunku południowym i południowo-wschodnim, w rejonie Michałkowej i Glinna, znajduje się główna struktura rowu Glinna ograniczona uskokami ramowymi o przebiegu NW–SE. Na tym odcinku rów jest wypełniony wyłącznie zlepieńcami formacji z Walimia, które w jego skrajnej, południowej części są przykryte reliktowo zachowanymi utworami formacji z Sokolca, budującymi ostaniec erozyjny góry Ostrzew (716 m n.p.m.). Piaskowce i mułowce formacji z Sokolca są w górnej części tego wzniesienia przecięte pokładową intruzją (górnokarbońskiego?) kersantytu (Łapot, 1986; Awdankiewicz, 2007). Uskoki ramowe rowu Glinna kontynuują się w kierunku południowo-wschodnim, gdzie stanowią dyslokacje ograniczające kolejny rów tektoniczny – rów Kamionek.

Na zachód od rowu Glinna znajduje się rów tektoniczny Walimia o wymiarach ok. 3 km długości i 1,3 km szerokości i orientacji NNW–SSE (fig. 38). Na obszarze rowu występują wyłącznie zlepieńce gnejsowe formacji z Walimia, a lokalnie także zlepieńce gabrowe formacji z Jugowa, które w środkowej części rowu przecięte są niewielkimi intruzjami i dajkami, prawdopodobnie górnokarbońsko-dolnopermskich(?) ryolitów i kersantytów. Podłoże i skrzydła

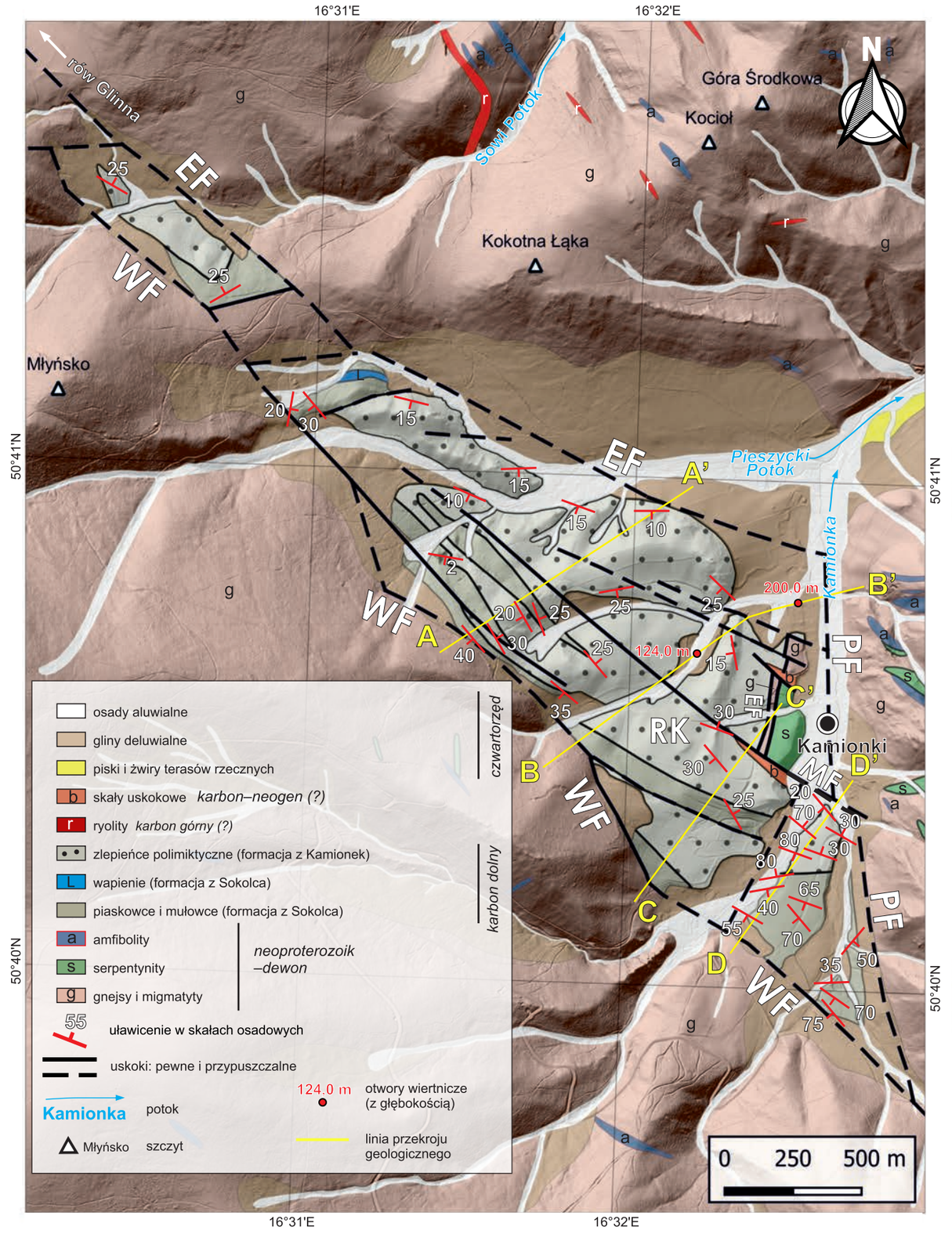


FIG. 39. Szkic tektoniczny obszaru rowu Kamionek (RK) wg Kowalskiego (2024), zmodyfikowano; geologia utworów podłoża za Gawrońskim (1961); EF – wschodni uskok rowu Kamionek; MF – środkowy uskok Kamionek; WF – zachodni uskok rowu Kamionek; PF – uskok Pniaków

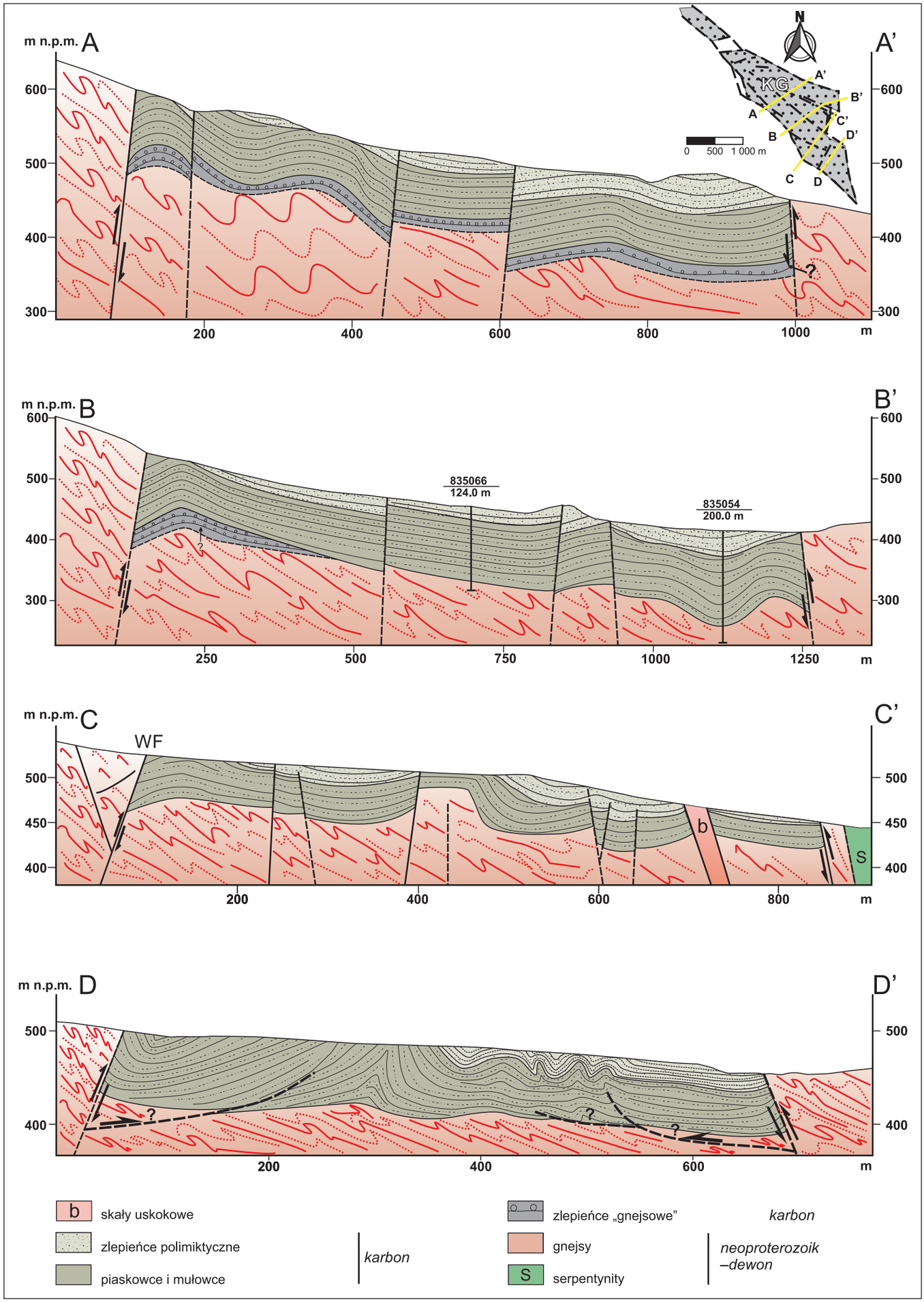


FIG. 40. Przekroje geologiczne przez rów Kamionek (wg Kowalskiego, 2024; Kowalskiego, Pacanowskiego, 2025, zmodyfikowano)

rowu tektonicznego są zbudowane z różnych odmian gnejsów biotytowych, migmatytów i gnejsów migmatycznych (Grocholski, 1965). Wielkość zrzutu na uskokach ramowych rowu jest trudna do oszacowania z uwagi na brak danych otworowych i brak reperów stratygraficznych w obrzeżeniu rowu. W południowo-zachodniej części rowu, przy zachodnim uskoku ramowym, znajduje się wąski pas zsylifikowanych kataklazytów. Środkowa część rowu jest przecięta licznymi uskokami poprzecznymi o orientacji WSW–ENE i niewielkich przemieszczeniach. W kierunku północnym obszar rowu zwęża się do ok. 800 m. Na północny wschód od rowu Walimia występuje jeszcze jeden płat utworów missisipu, który przyjmuje formę niewielkiego półrowu tektonicznego, ograniczonego uskokami o orientacji NE–SW.

Przedłużeniem rowu Glinna w kierunku południowo-wschodnim jest **rów Kamionek**, stanowiący wąskie, trójkątne w zarysie obniżenie o długości ok. 4 km, szerokości do 500 m i rozciągłości NW–SE (fig. 40). Struktura i zasięg przestrzenny tego rowu pokrywają się w większości z obniżeniem morfologicznym w paśmie Gór Sowich, w rejonie miejscowości Kamionki. Podłoże i skrzydła rowu są zbudowane z różnych odmian paragnejsów (w przewadze migmatycznych), a podrzędnie również z niewielkich wystąpień serpentynitów i amfibolitów (Gawroński, 1961; Grocholski, 1967).

Ramowe dyslokacje rowu Kamionek reprezentowane są przez uskoki zachodni i wschodni oraz dyslokację Pniaków. Podłoże rowu przewiercono w jego środkowej części, na głębokościach odpowiednio 110 i 143 m p.p.t., co – przy braku reperów stratygraficznych w obrębie skrzydeł rowu – nie pozwala na oszacowanie wartości przemieszczeń na głównych uskokach. Wewnętrzna struktura rowu Kamionek jest skomplikowana (fig. 39, 40). Rów ten składa się bowiem z szeregu bloków ograniczonych uskokami o przebiegu NW–SE i WNW–ESE.

W północnej, najbardziej obniżonej części rowu, występują zlepieńce formacji z Kamionek nachylone pod kątami 15–25° ku S i SW, natomiast dalej, w kierunku południowym odsłaniają się starsze ogniwa missisipu – sfałdowane piaskowce szarogłazowe i mułowce formacji z Sokolca. W zachodniej części rowu, w przegubach widocznych w skali mapy szerokopromiennych antyklin o osiach NW–SE, odsłaniają się piaskowce formacji Sokolca, przykryte przez zlepieńce formacji z Kamionek. W skrajnej, południowej części rowu odsłaniają się głównie piaskowce formacji z Sokolca, w obrębie których występują liczne mezofałdy o osiach WNW–ESE i NW–SE.

Odpowiedź na pytanie o genezę i rozwój rowów tektonicznych bloku sowiogórskiego jest trudna, ze względu na brak danych geochronologicznych i stratygraficznych, z wyjątkiem udokumentowanych paleontologicznie górnowizeńskich lub częściowo namurskich osadów formacji z Sokolca. Dane sedymentologiczne wskazują, że obecny obszar wychodni utworów karbonu Gór Sowich nie powinien być utożsamiany z pojedynczymi basenami sedymentacyjnymi, lecz z fragmentami większego obszaru lub kilku obszarów depozycyjnych, mogących mieć charakter wąskich obniżeń krystalicznego podłoża kompleksu sowiogórskiego (Kowalski, 2024). Nie jest wykluczone, że już podczas wizeńskiej transgresji morskiej wczesnokarbońskie baseny Sudetów były ze sobą połączone. Pierwotny zasięg tych obszarów/basenów jest jednak trudny do odtworzenia ze względu na fragmentarycznie zachowaną pokrywę osadów karbońskich w wyniku późniejszej tektoniki blokowej i procesów denudacji.

Przez analogię z pobliskimi jednostkami tektonicznymi o podobnym charakterze (jednostka bardzka, jednostka Świebodzic), można przyjąć, że wypełnienie rowów uległo sfałdowaniu w schyłkowych fazach orogenezy waryscyjskiej (Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025). Fałdowanie mogło zachodzić w warunkach prawoskrętnej transpresji. Najbardziej dyskusyjny jest jednak wiek powstania uskoków ramowych rowów tektonicznych. Niektóre fragmenty bloku sowiogórskiego pozbawione pokrywy osadów karbonu dolnego musiały być odsłonięte w karbonie późnym, permie i triasie, dostarczając detrytycznego materiału gnejsowego do pobliskiego basenu śródsudeckiego. Zatem rowy tektoniczne bloku sowiogórskiego istniały prawdopodobnie już w tym czasie. Utwory karbonu są poprzecinane uskokami przesuwczymi (głównie lewoskrętnymi) o orientacji N–S do NNW–SSE, o przypuszczalnie późnokarbońskim lub wczesnopermskim wieku (Kowalski, Pacanowski, 2025). W czasie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji tektonicznej blok sowiogórski był zapewne obszarem intensywnie wypiętrzanym. Zapisem tego etapu deformacji są prawdopodobnie uskoki odwrócone o orientacji NW–SE i szerokopromienne fałdy z osiami o podobnym przebiegu. Ponadto istnieją geomorfologiczne argumenty na rzecz neotektonicznej aktywności omawianych rowów.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., 1998. The Intra-Sudetic Fault Zone and the Variscan Strike-slip tectonics in the West Sudetes. Geolines, 6: 6–8.

Aleksandrowski P., 2003. Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 105–118. Wydaw. Wind, Wrocław.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 133: 727–739.

Augustyniak K., Grocholski A., 1968. Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 17: 87–111.

Awdankiewicz M., 1999. 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., 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: 39–61.

Awdankiewicz M., 2007. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. Geologia Sudetica, 39: 11–97.

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.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

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.

Bałazińska J., Bossowski A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 309–322.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 179: 223–257.

Beyer K., 1933. Die Nordsudetische Rahmenfaltung. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz, 32: 121–172.

Beyer K., 1934. Zur kimmerischen Faltung in den Nordsudeten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 86: 702.

Bossowski A. (red.), 1996. Dzikowiec IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 82.

Bossowski A., Bałazińska J., 1982. Ewolucja tektoniczno-strukturalna synklinorium północnosudeckiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego, 25: 163–167.

Bossowski A., Ihnatowicz A., 2006. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1: 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Burliga S., Martinek K., Wojewoda J., 2008. Perm karkonoskiego basenu piedmontowego i basenu Nachodu. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3).

Chrząstek A., 2002. Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 73: 5–129.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Borntraeger, Berlin.

Cwojdziński S., Kozdrój W., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Wojcieszów, skala 1:25 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Cymerman Z., 1990. Młodoalpejskie nasunięcie Zielańca w Górach Orlickich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 38: 422–428.

Cymerman Z., 1998. Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. Przegląd Geologiczny, 46: 348–354.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, scale 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Don J., 2003. The problem of „diastrophic" blocks in the marginal parts of the Late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 35: 61–67.

Don B., Don J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.

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., 2004. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy. Przegląd Geologiczny, 52: 883–886.

Don J., Wojewoda J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.

Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A.K., Wojciechowska I., 1981. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Lubawka, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Literatura

Dziedzic K., 1960. Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). Acta Geologica Polonica, 10: 339–354.

Dziedzic K., 1961. Tektonika kulmowej ostrogi Jabłowa. Acta Geologica Polonica, 11: 483–506.

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, 179: 285–305.

Fijałkowska A., Peryt T.M., 1995. Cykl PZ2 w cechsztynie niecki północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 43: 31–34.

Fossen H., 2016. Structural Geology. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Frąckiewicz W., 1965. Obserwacje nad bezpośrednim kontaktem gnejsów śnieżnickich i górnej kredy w Nowej Wsi i Wilkanowie koło Bystrzycy Kłodzkiej (Sudety–grupa Śnieżnika). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 181: 5–22.

Gawroński O., 1961. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Pieszyce, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Gierwielaniec J., 1965. Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 185: 23–90.

Gierwielaniec J., 1998. Zarys tektoniki i hydrogeologii rowu Wlenia (Sudety Zachodnie). Górnictwo Odkrywkowe, 40: 96–127.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (SW Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Gorczyca-Skała J., 1977. Budowa geologiczna rowu Wlenia. Geologia Sudetica, 12: 71–100.

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.

Grocholska J., Grocholski A., 1958. Tektonika północno-wschodniej części rowu Nysy. Przegląd Geologiczny, 6: 351–353.

Grocholski W., 1965. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Walim, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Geologia Sudetica, 3: 181–249.

Grocholski A., Milewicz J., 1958. Uskok Warta-Osiecznica. Biuletyn Instytutu Geologicznego. Z Badań Geologicznych na Dolnym Śląsku. Tom 7, 129: 147–157.

Gunia T., 1962. Cechsztyn synkliny leszczynieckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 173: 57–113.

Holub V.M., 1976. Permian basins in the Bohemian Massif. Springer, Dordrecht- Holland.

Jaroszewski W., 1980. Tektonika uskoków i fałdów. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jerzmański J., 1958. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Złotoryja, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jerzykiewicz T., 1971a. Kreda okolic Krzeszowa. Geologia Sudetica, 5: 281–318.

Jerzykiewicz T., 1971b. 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). Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 11: 1–15.

Kley J., 2013. Saxonian tectonics in the 21st century. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 164: 295–311.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kolb W., 1936. Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Lähner Grabens. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 56: 93–124.

Komuda J., Don J., 1964. Brachyantyklina Bystrzycy Kłodzkiej. Acta Geologica Polonica, 14: 169–174.

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., 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., 2021a. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 37–66.

Kowalski A., 2021b. 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.

Kowalski A., 2024. Late- to post-Variscan structural evolution of tectonic grabens on top of the Góry Sowie Massif. 20th Jubilee Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups CETEG. Field Trips Guide: 153–182.

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., 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, 69, 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, 10: 1077.

Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 149–159.

Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej. Prace Muzeum Ziemi, 11: 191–221.

Krynicki T., 1984. Interpretacja stref tektonicznych na przekrojach sejsmicznych w niecce północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 735–746.

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.

Martínez Catalán J.R., Schulmann K., Ghienne J.-F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth-Science Reviews, 220: 103700.

Mastalerz K., 1990. Lacustrine successions 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., 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, 1795. Z badań karbonu i permu w Sudetach. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 21–85.

Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. I Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Uniwersytet Wrocławski.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

Milewicz J., 1966. Cechsztyn rowu Wlenia. Kwartalnik Geologiczny, 10: 63–73.

Milewicz J., 1968. The geological structure of the North-Sudetic Depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 5–31.

Milewicz J., 1970. Kreda rowu jerzmanickiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 239: 37–66.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 385–389.

Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 61: 1–58.

Milewicz J., Frąckiewicz W., 1983. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Wleń, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Milewicz J., Frąckiewicz W., 1988. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Wleń, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–114.

Mroczkowski J., Mader D., 1985. Sandy inland braidplain 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). Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 165–196.

Muszer J., Górecka-Nowak A., Kryza R., August C., 2016a. Nowe dane na temat biostratygrafii i chronostratygrafii osadów karbońskich w Sudetach. XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Poznań, 21−23 września 2016: 73–74.

Muszer J., Królewiecka K., Strzoda A., 2016b. Redepozycja górnego wizenu w osadach namuru Sudetów na przykładzie Konradowa i Jugowa. XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Poznań, 21−23 września 2016: 75–76.

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.

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). *W*: Tectonic Regime of Molasse Epochs (red. G. Schwab): 267–278. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam.

Nováková L., 2014. Evolution of paleostress fields and brittle deformation in Hronov-Poříčí Fault Zone, Bohemian Massif. Studia Geophysica et Geodaetica, 58: 269–288.

Oberc J., 1949. Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 1: 159–162.

Oberc J., 1957. Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 123: 1–123.

Oberc J., 1964. Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Kwartalnik Geologiczny, 8: 478–490.

Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. Budowa Geologiczna Polski, vol. 4. Tektonika. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Literatura

Oberc J., 1986. Historia ruchów staroalpejskich w południowo-zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 33: 393–400.

Opluštil S., Pešek J., 1998. Stratigraphy, palaeoclimatology and palaeogeography of the Late Palaeozoic continental deposits in the Czech Republic. Geodiversitas, 20: 597–620.

Opluštil S., Schmitz M., Kachlík V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic 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.

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.

Peryt T., 1978. Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 22: 59–82.

Peryt T., Kasprzyk A., 1992. Stratygrafia i historia sedymentacji cechsztynu niecki północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 40: 457–467.

Porębski S., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 16: 101–192.

Porębski S., 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.

Prouza V., Coubal M., Adamovic J., 2015. Specifika architektury hronovsko-poříčského zlomu. Zpravy o geologickych vyzkumech v roce 2014 / A – Regionální geologie a stratigrafie, 48: 13–18.

Raczyński P., 1997. Warunki sedymentacji osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 45: 693–699.

Sawicki L., 1995. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych), skala 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Scupin H., 1913. Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontographica, 6.

Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.

Solecki A.T., 1988. Komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. Przegląd Geologiczny, 36: 577–581.

Solecki A.T., 1994. Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. Acta Universitatis Wratislaviensis. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 1618: 1–38.

Solecki A.T., 2011. Rozwój strukturalny epiwaryscyjskiej struktury platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska: LXXXI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Stille H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebrüder Borntraeger.

Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). Przegląd Geologiczny, 71: 231–234.

Szałamacha J., 1977. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Siedlęcin, skala 1:25 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. Geological Quarterly, 32: 53–72.

Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 1–8. Wydaw. Wind, Wrocław.

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., Smulikowski K., Oberc J., 1957. Geologia regionalna Polski, t. 3. Sudety, z. 1. Utwory przedtrzeciorzędowe. PWN, Kraków.

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.

Uličný D., Špicáková L., Grygar R., Čech S., Laurin J., 2009. Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. Bulletin of Geosciences, 84: 577–610.

Voigt T., Kley J., Voigt S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

Wojewoda J., 1997. Sukcesja litoralno-szelfowa górnej kredy na obszarze Niecki śródsudeckiej i Rowu Górnej Nysy w Sudetach. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, 1: 81–96.

Wojewoda J., 2007. Neotectonic aspect of the Intrasudetic Shear Zone. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 31–41.

Wojewoda J., 2009. Žďarky-Pstrążna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 273–290.

Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 432: 173–180.

Ziegler P.A., Cloetingh S., Wees J.-D. van, 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252: 7–59.

Zimmermann E., 1932. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 276, Blatt Altkemnitz 1:25 000. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.

Żakowa H., 1958. Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 2: 609–625.

Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Kwartalnik Geologiczny, 7: 73–94.

Żakowa H., Żak C., 1962. Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, 173: 169–277.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. Przegląd Geologiczny, 56: 904–911.

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.

5
Platforma paleozoiczna

5.2.3. Budowa geologiczna i permo-mezozoiczna ewolucja wschodniej części basenu północnoniemieckiego

Jonas Kley, Karsten Obst, Alexander Malz

5.2.3.1. Ewolucja basenu

Basen północnoniemiecki (NGB na fig. 1) stanowi fragment europejskiego permo-mezozoicznego śródkontynentalnego systemu basenów sedymentacyjnych (Littke i in., 2008; McCann, 2008a, b; Doornenbal, Stevenson, 2010). Baseny tego systemu łączy podobna ewolucja geologiczna, niemniej w ujęciu regionalnym różnią się budową wskutek odmiennej intensywności oraz czasu wystąpienia i trwania poszczególnych etapów rozwoju (np. Mazur i in., 2005). Na południu NGB można wydzielić segmenty zachodni i wschodni basenu, oddzielone od siebie systemem uskoków Brunszwik–Gifhorn (BGFS) o biegu NNE–SSW. Wyznacza on wschodnią granicę basenu dolnosaksońskiego, w którym podczas późnej jury i wczesnej kredy doszło do szybkiej subsydencji (fig. 1). Ku północy ten system uskoków rozgałęzia się na gałąź zachodnią, skręcającą w stronę rowu Glückstadt (GG), podczas gdy gałąź wschodnia zachowuje kierunek północno-wschodni, reprezentowany przez uskoki Arendsee (Ar) i Rambow–Marnitz (RM) oraz towarzyszące im mury solne (Beutler, Stackebrandt, 2012; Malz i in., 2020). W tej części basenu północnoniemieckiego podział na segmenty zachodni i wschodni ma zasadniczo charakter konwencjonalny.

Bliższe informacje o wschodniej części basenu północnoniemieckiego podali Katzung (2004), Bachmann i in. (2008) oraz Stackebrandt, Franke (2015). Subsydencja basenu została poprzedzona przez obfity bimodalny wulkanizm, kwaśny do obojętnego i zasadowego, który miał miejsce u schyłku karbonu i we wczesnym permie (Benek i in., 1996; Katzung, Obst, 2004; fig. 2). Kompleksy skał wulkanicznych i subwulkanicznych tego wieku w partii spągowej basenu osiągają zwykle miąższość kilkuset metrów. Trzy wybitne maksima o miąższości przekraczającej 1500 m występują od północy ku południowi na południe od wyspy Uznam, w pobliżu jeziora Müritz oraz w rejonie Altmarku na północ od Magdeburga. Spośród nich dwa północne maksima wyznaczają oś o przebiegu NNE–SSW, interpretowaną jako system rowów lub półrowów o tej orientacji. Mniej więcej w tym samym kierunku rozciąga się przykrywająca wulkanity sukcesja fluwialnych i jeziornych ciemnych do pstrych i czerwonych łupków, piaskowców oraz – rzadziej – węglanów o niepewnym wieku, osiągających do 500 m miąższości (podgrupa Müritz, która to nazwa zastępuje przestarzały termin „autun osadowy"). Pomiędzy podgrupą Müritz i wulkanitami w Tabeli Stratygraficznej Niemiec (German Stratigraphic Commission, 2016) wyznaczono hiatus wynoszący 5 mln lat (ok. 290–285 mln lat temu), opisując go jako „Rotliegend B", podczas gdy inni autorzy zakładają tam ciągłość stratygraficzną (Katzung, Obst, 2004). Konsensus natomiast panuje co do znacznej przerwy sedymentacyjnej (ok. 277–265 mln lat temu), oddzielającej podgrupę Müritz od nadścielającej ją sukcesji typu redbeds (podgrupy: Haweli i Łaby – fig. 2). Z rozpoczęciem depozycji podgrupy Haweli (ok. 265 mln lat temu), depocentra i elewacje w basenie wciąż częściowo odzwierciedlały rozkład miąższości wulkanitów. Wschodnia część basenu północnoniemieckiego weszła następnie, dosyć nagle, w skład większej struktury geologicznej przylegającej od zachodu i znacznie przeważającej nad nią obszarem, tworząc razem z nią rozległy basen NGB o kształcie zbliżonym do prostokąta i rozmiarach ok. 600 × 200 km. Długa oś tego basenu rozciąga się w kierunku WNW–ESE, niemal prostopadle do kierunku rozprzestrzenienia uprzednio omówionych najbardziej obfitych produktów wczesnopermskiego wulkanizmu wschodniego NGB. Basen ten poszerzał się z czasem wskutek depozycji osadów składanych przekraczająco na starszych formacjach czerwonego spągowca i sięgających poza dotychczasowe granice basenu. Gruboziarniste, aluwialno-fluwialne osady na jego obrzeżach stopniowo ustępowały miejsca ewaporatowym równiom mułowym, zajmującym centrum basenu (fig. 3). Depozycja tych ewaporatów nie miała charakteru morskiego i rozpoczęła się wcześniej w zachodnich partiach NGB, powiększając z czasem swój zasięg ku wschodowi (Gebhardt, 1994;

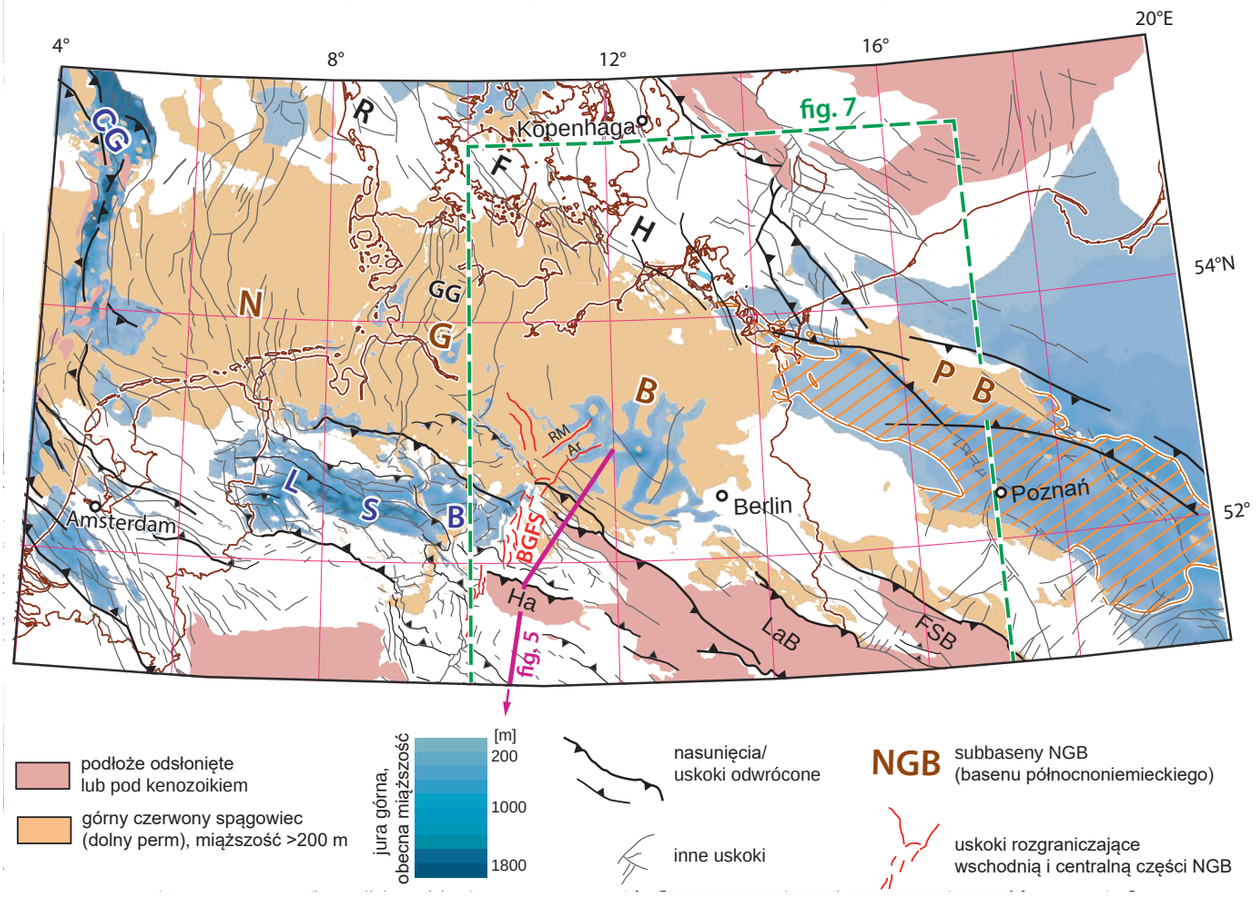


FIG. 1. Wschodni basen północnoniemiecki jako część basenu północnoniemieckiego (NGB), określanego na podstawie zasięgu osadów górnego czerwonego spągowca oraz układu subbasenów jurajskich (wg Doornenbala, Stevensona, 2010; Kleya, Voigta, 2008). Maksimum jurajskiej subsydencji w dużym stopniu pokrywa się z zasięgiem basenu permskiego w Polsce, lecz dalej na zachód jest przesunięte względem niego ku południowi: najpierw obejmuje pozostałości utworów jury we wschodnim NGB, a następnie przesuwa się jeszcze dalej w obręb basenu Dolnej Saksonii (LSB); Ar – uskok Arendsee; BGFS – system uskokowy Brunszwik–Gifhorn; CG – rów centralny (na Morzu Północnym); FSB – blok przedsudecki; GG – rów Glückstadt; Ha – Harz; LB – blok łużycki; LSB – basen dolnosaksoński; PB – basen polski; RFH – wyniesienie Ringkøbing-Fionia; RM – uskok Rambow–Marnitz

Legler i in., 2005). Na zachodzie poziomy anhydrytowe zaczynają się już w obrębie podgrupy Haweli, podczas gdy w górnej części podgrupy Łaby występują liczne wkładki halitowe o miąższości do kilku metrów. Obszar depozycji halitu nie sięgnął jednak dzisiejszej granicy niemiecko-polskiej. Południowe obrzeże basenu wykazuje obecność naprzemiennych maksimów i minimów miąższości osadów o niewielkiej długości falowej, ukierunkowanych południkowo i interpretowanych jako kolejne tektoniczne rowy oraz zręby (Gast, Gundlach, 2006). Wzdłuż osi głównego basenu zakres zmienności miąższości i facji osadów wskaźnikowy dla środowiska synsedymentacyjnych uskoków normalnych utrzymywał się w trakcie depozycji przeważającej części profilu podgrupy Łaby, prawdopodobnie w związku z aktywnością uskoków o rozciągłości WNW–ESE. Na południe od Magdeburga sedymentacja ograniczała się do długiego ciągu utworzonych już wcześniej, aktualnie mało aktywnych, basenów śródgórskich, rozciągającego się ku SW przez dzisiejsze Niemcy do Szwajcarii i Francji. Podczas depozycji podgrupy Haweli NGB nie miał wciąż jeszcze łączności z basenem polskim. Początkowo ukierunkowane NNE–SSW wschodnie zamknięcie NGB jest jeszcze wciąż czytelne z układu izolinii głębokości (izobat) spągu górnego czerwonego spągowca, stanowiącego użyteczny wskaźnik całkowitej miąższości osadowego wypełnienia basenu (fig. 4). Obszar największej miąższości jest mocno zbliżony do zarysu wyżu grawimetrycznego Prignitz (PGH na fig. 4) i pokrywa również zarys pozytywnej anomalii magnetycznej Pritzwalk. Ostry gradient (spadek) ku wschodowi na mapach całkowitej łącznej miąższości osadów permu i mezozoiku był interpretowany jako efekt ograniczającego basen sinistralnego uskoku przesuwczego o charakterze *transfer-fault* i biegu N 025° (Bachmann, Hoffmann, 1997; zob. też modele miąższości w skali całego basenu Scheck-Wenderoth, Lamarche, 2005). Jego północne przedłużenie kierunkiem i lokalizacją w rzucie na mapę odpowiada geometrii zachodzącego w prawo (ang. *right stepping*) przejścia pomiędzy strefami tektonicznymi Tornquista-Teisseyre'a i Sorgenfreia-Tornquista w podłożu basenu w rejonie Bornholmu (por. informacje o przebiegu tych stref w podrozdziale 5.1.3). Przebiega też ono w tym samym kierunku i w przybliżeniu odpowiada położeniu interpretowanej strefy głównego rowu tektonicznego aktywnego w czasie depozycji dolnego czerwonego spągowca (Katzung, Obst, 2004; fig. 4). Płytsze izolinie głębokości spągu czerwonego spągowca w obrębie wyniesienia zachodniobrandenburskiego (ang. *West Brandenburg High*; fig. 4) układają się w trójkąt skierowany wierzchołkiem ku NW zakończeniu bruzdy śródpolskiej (zob. też podrozdział 5.2.1). Do połączenia NGB z basenem polskim doszło dopiero po osłabieniu aktywności tektonicznej, podczas depozycji podgrupy Łaby (w przybliżeniu odpowiadającej przejściu między podgrupami Drawy i Noteci w Polsce) (por. rozdział Kiersnowskiego w 1. tomie – „Stratygrafia"), a następnie połączenie to zostało poszerzone w trakcie depozycji formacji hanowerskiej/podgrupy Noteci (por. fig. 3).

Pod koniec permu do basenu wkroczyło morze cechsztyńskie, w którym osadziła się cykliczna sukcesja złożona z łupków ilastych, węglanów i ewaporatów, częściowo o charakterze morskim. Depozycja wykroczyła poza ramy basenu czerwonego spągowca. Transgresja morska wdarła się również do basenów śródgórskich, sięgając aż po południowe Niemcy; w postaci wyraźnej zatoki przekroczyła ona daleko ku południowi dotychczasową granicę NGB. Niemniej jednak oś strefy maksymalnych miąższości cechsztynu pozostawała stale na miejscu ukierunkowanej WNW–ESE osi basenu, ustalonej już podczas depozycji górnej części podgrupy Haweli oraz podgrupy Łaby.

W trakcie depozycji triasowych sukcesji pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru warunki w basenie oscylowały pomiędzy lądowymi i – w ograniczonym stopniu – morskimi. Od schyłku triasu wpływy morskie ustaliły się w postaci dominacji środowisk o w pełni morskim charakterze, na zachodzie przechodząc w środowiska przybrzeżno-deltowe, a na wschodzie w środowiska brakiczne (Barth i in., 2018). Progradacja osadów ku południowi była kontynuowana, wskutek czego zasięg sedymentacji wyszedł daleko poza linię obecnie postrzeganą i określaną jako południowa granica basenu NGB. Jednocześnie miąższości osadów stopniowo i powoli zmniejszały się ku południowi (fig. 5). W późnym triasie, z grubsza południkowy ciąg depocentrów kajpru w bruździe Rheinsberg, z miąższościami przekraczającymi 1000 m, ewoluował w centrum wschodniego NGB (Scheck, Bayer, 1999), niemal pokrywając się z podścielającym je maksimum wystąpień wulkanitów oraz wczesnopermskim depocentrum podgrupy Haweli-Müritz, jednakże wykazując bardziej południkowy trend od znacznie starszego rowu goszczącego miąższe wystąpienia wulkanitów (fig. 4). W pobliżu północnego brzegu basenu, na południe od północnej Rugii, utworzył się zachodniopomorski system uskoków o rozciągłości generalnie NW–SE (ang. *Western Pomeranian Fault System* – WPFS; Krauss, 1994; Krauss, Mayer, 2004), który lokalnie akomodował

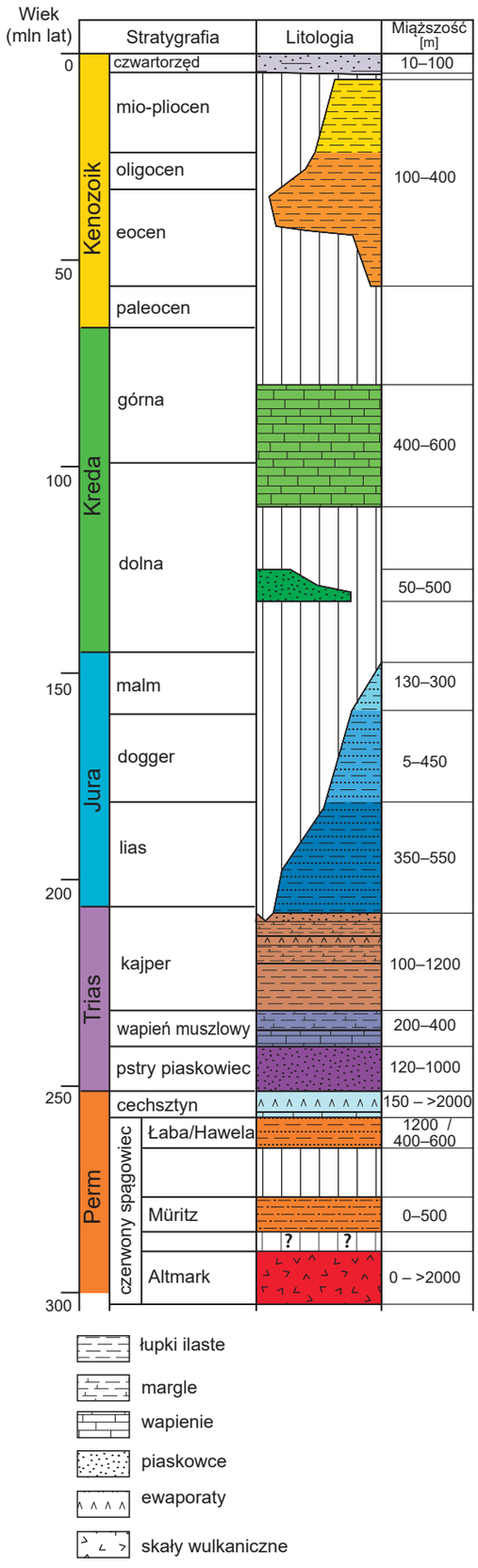


FIG. 2. Zgeneralizowana kolumna stratygraficzna wschodniego basenu północnoniemieckiego (wg: Kossow, Krawczyk, 2002; German Stratigraphic Commission, 2016). Podobne kolory zastosowano na przekrojach stratygraficznych i strukturalnych (fig. 5, 8)

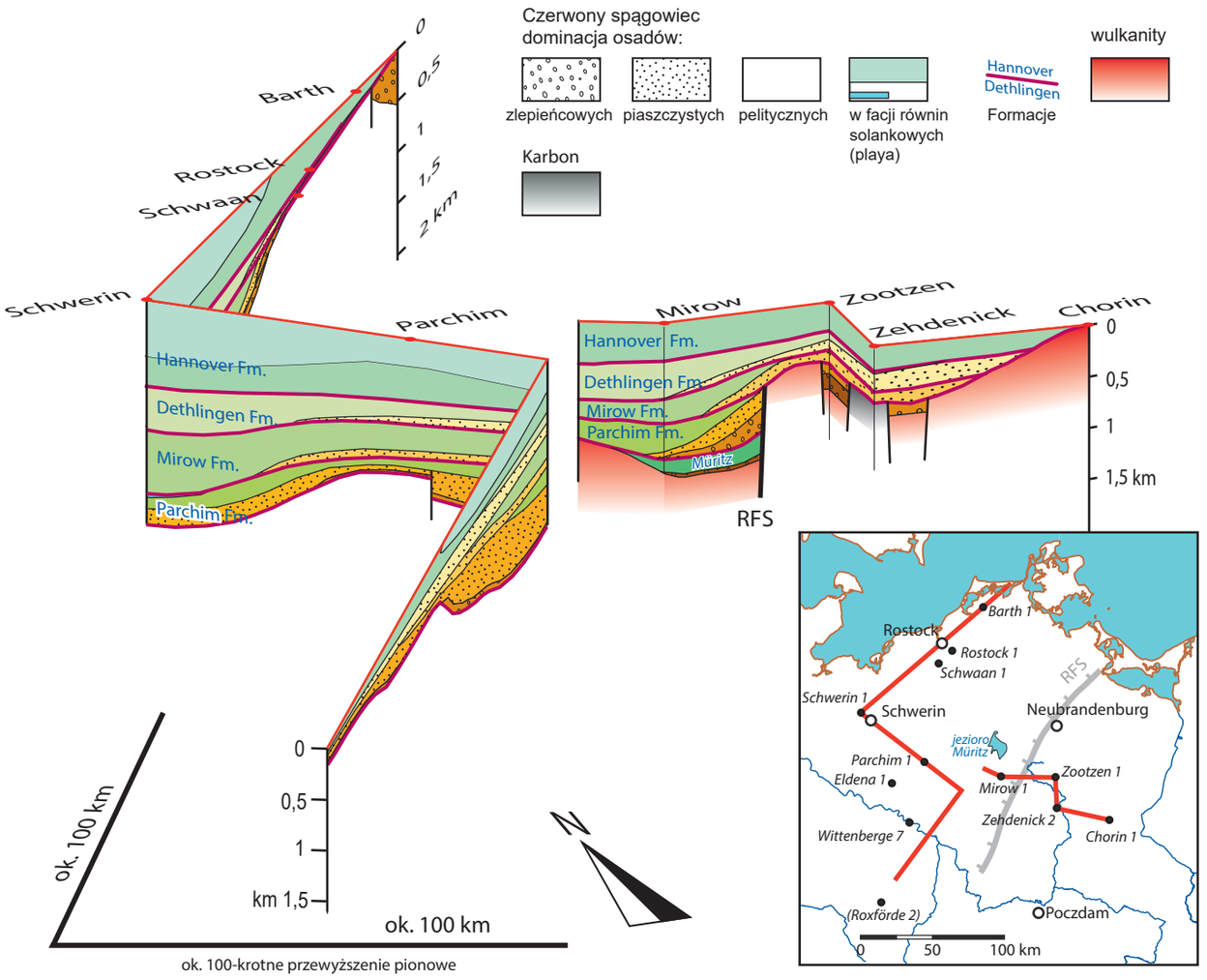
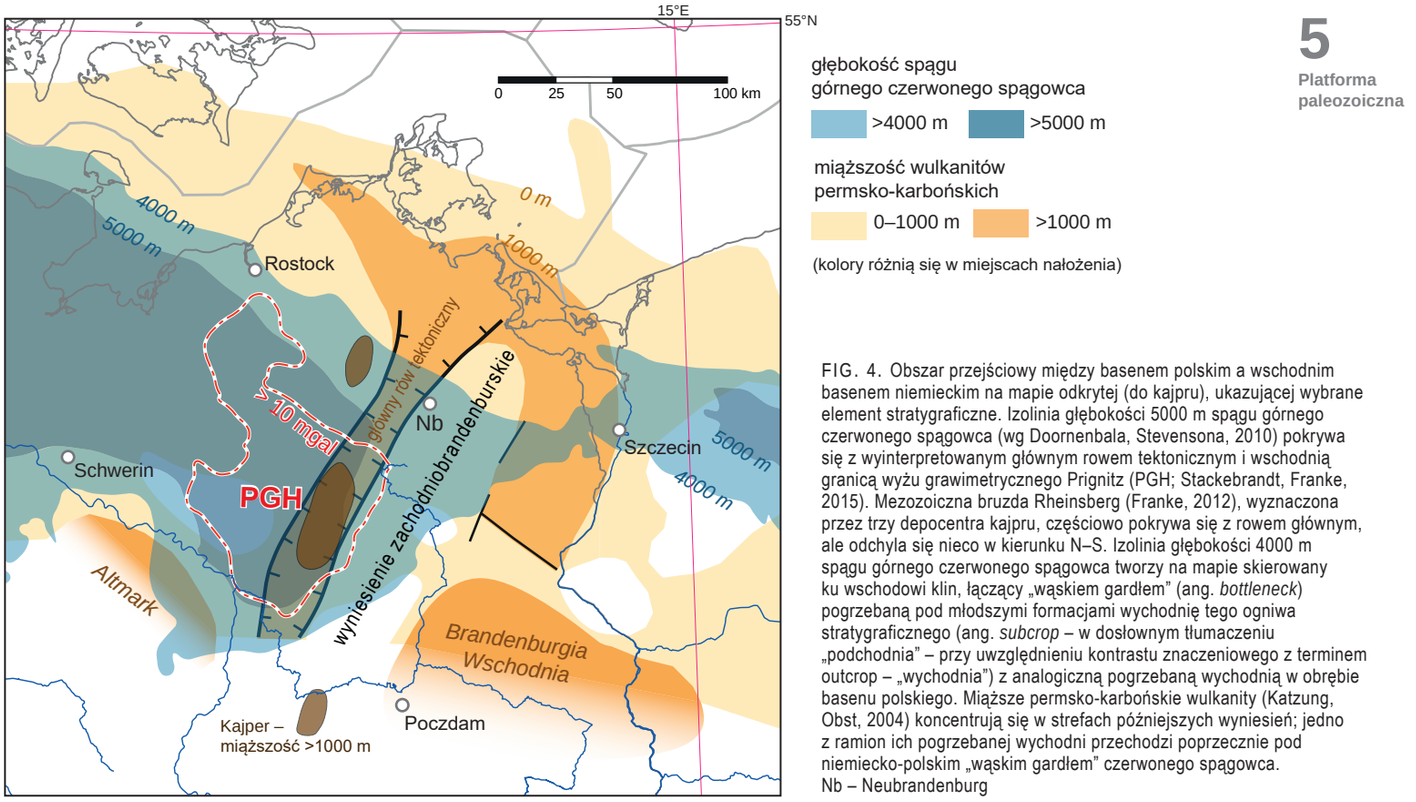


FIG. 3. Zmienność stratygraficzno-facjalna górnego czerwonego spągowca we wschodnim basenie niemieckim przedstawiona na diagramie płotowym, opartym na profilach z: Katzung, Obst (2004) oraz Stackebrandt, Franke (2015). Inset pokazuje lokalizacje przekrojów i wykorzystanych otworów wiertniczych. Formacje Parchim i Mirow tworzą podgrupę Haweli, formacje Dethlingen i Hannover – podgrupę Łaby (por. fig. 2). Zwróć uwagę na (1) wygaśnięcie aktywności uskoków przed osadzeniem formacji Mirow, (2) przekraczające zaleganie osadów na krawędziach basenu oraz (3) cykliczną progradację klastyków w kierunku jego centrum. Podłoże wulkaniczne zostało ukazane tylko na wschodnim profilu. RFS – system uskoków Rheinsberg

znacznie zwiększone miąższości kajpru i jury w wąskich rowach. W NE narożniku terytorium Niemiec uskok Adler-Kamień, ograniczający od zachodu rów Gryfic, odpowiadał za jego subsydencję jako długowieczny uskok normalny, zrzucający swoje wschodnie skrzydło. Zmienność miąższości objawia się już w pstrym piaskowcu, ale jest najbardziej wyraźna w utworach górnej jury (Schlüter i in., 1997). Wiele spośród licznych struktur solnych wschodniego NGB, głównie konkordantnych poduszek solnych, również zaczęło się tworzyć podczas kajpru, ale główną fazę rozwoju osiągnęło później (Warsitzka i in., 2019).

Dolnojurajskie osady morskie, o w miarę jednolitej miąższości, przykryły wschodnią część NGB, z wyjątkiem kilku wystąpień w obrębie WPFS oraz bruzdy Rheinsberg. Jura środkowa zachowała się tylko w pasie przebiegającym skośnie w kierunku SW–NE przez środek wschodniego NGB (fig. 6). Natomiast jest ona nieobecna na flankach wyniesień północnej Meklemburgii oraz wschodniej Brandenburgii. Utwory górnej jury i dolnej kredy ograniczone są do tego samego pasa, przy czym występują jako dwie oddzielne pozostałości basenu: większa – wzdłuż rzek Łaby i Haweli w południowej i centralnej częściach basenu – oraz mniejsza – na wyspach Uznam i Rugii oraz na południe od nich (fig. 6). Większa z tych pozostałości wydaje się silnie zredukowaną miąższościowo kontynuacją basenu dolnosaksońskiego, przesuniętą ku NE. To, czy te wystąpienia reprezentują dwa depocentra, czy też są tylko erozyjnymi ostańcami, nie jest całkiem jasne. Istotne wypiętrzenie musiało zaznaczyć się na obrzeżeniu wschodniego NGB podczas środkowej jury do wczesnej kredy, przed osadzeniem się górnej kredy. Struktury solne, których główną aktywność interpretuje się jako wczesno- i środkowojurajską (Warsitzka i in., 2019), odpowiadają wiekowo wspomnianym jurajskim pozostałościom w basenie, jednak może to być – przynajmniej częściowo – efekt błędu obserwacyjnego. Powszechne rezultaty erozji formacji jurajskich i młodszych na wyniesionych obecnie obszarach średniogórza niemieckiego („Mittelgebirge" – pagórkowata kraina na południe od nizin północnoniemieckich, nieobjęta plejstoceńskimi zlodowaceniami) utrudniają oszacowanie pierwotnego południowego zasięgu basenu w jurze i wczesnej kredzie. Pozostałości morskich osadów dolnej jury sugerują pełne połączenie z Tetydą i morzami borealnymi. Natomiast dla najpóźniejszej jury przyjmuje się separację NGB względem basenów południowoniemieckich (Ziegler, 1990), a niekiedy także basenu polskiego (Katzung, 2004). Współczesne dane termochronologiczne sugerują, że masywy Reński i Czeski stanowiły już obszary wyżynne w jurze lub już nawet wcześniej, a rozległa pokrywa osadowa, o kilkukilometrowej miąższości pomiędzy nimi, została zerodowana z obszarów średniogórza niemieckiego podczas późnej kredy (von Eynatten i in., 2021; fig. 5). Sugeruje to ciągłe połączenie NGB ku południowi z szelfem Tetydy w jurze i wczesnej kredzie.

W późnej kredzie znaczne obszary niemieckiego basenu mezozoicznego uległy wypiętrzeniu. Dzisiejszy południowy brzeg wschodniego NGB został w tym czasie uformowany jako równoleżnikowo przebiegająca granica pomiędzy podnoszącymi się blokami na południu i pozostałą częścią basenu na północy. Od zachodu ku wschodowi ta granica jest wyrażona przez regionalnych rozmiarów uskoki odwrócone Gardelegen i Wittenbergi, nasunięcie łużyckie (fig. 7) oraz związane z nimi fleksury. Wspomniane wyżej trzy uskoki tworzą kulisowy układ o geometrii typu schodowego zachodzenia w lewo (ang. *left-stepping*). Utwory górnej kredy rozciągają się przez cały wschodni NGB, z wyjątkiem dwóch elewowanych obszarów: długiego i szerokiego wyniesienia Prignitz będącego północno-zachodnią kontynuacją wypiętrzonego bloku łużyckiego na południowym brzegu basenu oraz znacznie krótszego i węższego wyniesienia Grimmen na południe od Rugii. Miąższe akumulacje syntektonicznych/synkinematycznych osadów górno-



5
Platforma paleozoiczna

FIG. 4. Obszar przejściowy między basenem polskim a wschodnim basenem niemieckim na mapie odkrytej (do kajpru), ukazującej wybrane element stratygraficzne. Izolinia głębokości 5000 m spągu górnego czerwonego spągowca (wg Doornenbala, Stevensona, 2010) pokrywa się z wyinterpretowanym głównym rowem tektonicznym i wschodnią granicą wyżu grawimetrycznego Prignitz (PGH; Stackebrandt, Franke, 2015). Mezozoiczna bruzda Rheinsberg (Franke, 2012), wyznaczona przez trzy depocentra kajpru, częściowo pokrywa się z rowem głównym, ale odchyla się nieco w kierunku N–S. Izolinia głębokości 4000 m spągu górnego czerwonego spągowca tworzy na mapie skierowany ku wschodowi klin, łączący „wąskiem gardłem" (ang. *bottleneck*) pogrzebaną pod młodszymi formacjami wychodnię tego ogniwa stratygraficznego (ang. *subcrop* – w dosłownym tłumaczeniu „podchodnia" – przy uwzględnieniu kontrastu znaczeniowego z terminem outcrop – „wychodnia") z analogiczną pogrzebaną wychodnią w obrębie basenu polskiego. Miąższe permsko-karbońskie wulkanity (Katzung, Obst, 2004) koncentrują się w strefach późniejszych wyniesień; jedno z ramion ich pogrzebanej wychodni przechodzi poprzecznie pod niemiecko-polskim „wąskim gardłem" czerwonego spągowca.
Nb – Neubrandenburg

kredowych są ograniczone do południowego obrzeżenia basenu oraz synklin brzeżnych i kilku struktur solnych. Inwersja basenu mogła rozpocząć się już w środkowym późnym cenomanie (ok. 95 mln lat temu) i stopniowo wygasać w kampanie i mastrychcie (Voigt i in., 2021). Większość struktur solnych, które wykazywały główną aktywność podczas późnej kredy, charakteryzuje się wydłużeniem NW–SE. Występują one w dwóch ciągach: jeden wzdłuż południowego brzegu basenu oraz drugi, szerszy – wzdłuż brzegu północnego z pewnym od niego odstępem. Ten ostatni skręca ku SE we wschodniej części NGB, na zachód oraz wzdłuż Odry i Nysy Łużyckiej (Warsitzka i in., 2019). Dane termochronologiczne sugerują, że inwersji basenowej południowo-wschodniej części wschodniego NGB (tj. obecnie wyniesionych obszarów na południe od uskoku Gardelegen) towarzyszyło regionalne kopułowe wypiętrzanie (ang. *doming*) oraz ekshumacja, które kontynuowały się od schyłku kredy po paleogen (ok. 75–55 mln lat temu). Doprowadziło to do utworzenia obu wspomnianych wyżej wyniesień strukturalnych oraz rozdzielających je depresji (von Eynatten i in., 2021). Jak daleko ku wschodowi sięgało to kopułowe wypiętrzanie obecnie nie wiadomo, jednak subhoryzontalne zalegania utworów mastrychtu blisko południowej granicy wschodniej części wschodniego NGB (Voigt i in., 2021) sugerują, że najwyżej w niewielkim stopniu dotknęło tej części basenu.

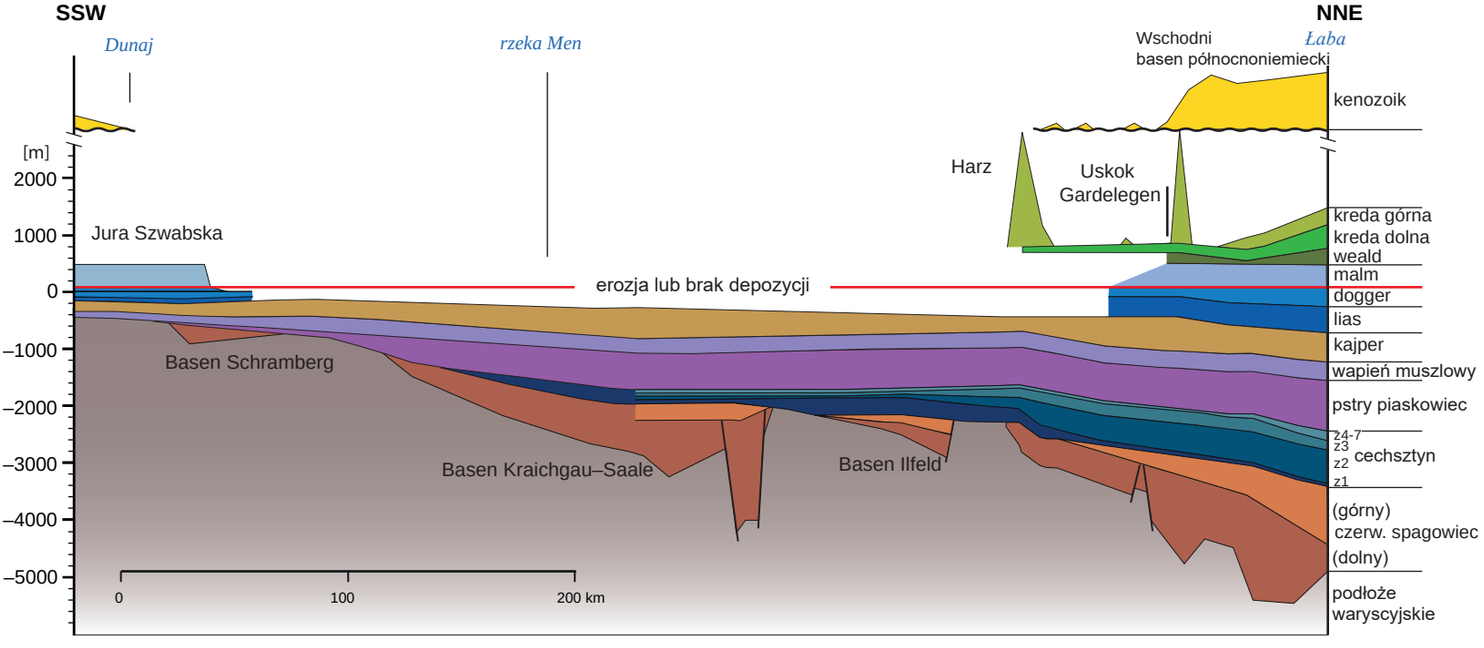


FIG. 5. Transekt stratygraficzny przez południową część wschodnich Niemiec, przedstawiający oryginalny stan pokrywy osadowej południowego obrzeżenia basenu wschodnioniemieckiego (wg: von Eynatten i in., 2021; nieznacznie zmodyfikowano). Dane termochronologiczne sugerują, że również utwory jurajskie wykazywały pierwotnie ciągłość pomiędzy obecnymi basenami północnych i południowych Niemiec. Lokalizacja na figurze 1

5.2.3.2. Struktury tektoniczne i ich korelacje ze strukturami w Polsce

Struktury tektoniczne w basenie permo-mezozoicznym zachodniej Polski przy granicy z Niemcami (fig. 7) obejmują, licząc od południa, północną granicę bloku sudeckiego, synklinorium północnosudeckie wraz z brzeżnymi uskokami, blok przedsudecki odgraniczony uskokiem środkowej Odry od homokliny (monokliny) przedsudeckiej, synklinorium szczecińsko-łódzkie oraz antyklinorium środkowopolskie, które ku NW rozszczepia się na dwie antykliny: Kamienia Pomorskiego i Kołobrzegu, rozdzielone synkliną Trzebiatowa. Antykliny są położone nad triasowo-jurajskim depocentrum, a pod nimi interpretuje się występowanie bloków podłoża – Gryfic i Kołobrzegu, ograniczonych, kolejno od SW ku NE, przez uskoki Adler–Kamień, Trzebiatowa i Koszalina (Krzywiec, 2006b).

Bloki sudecki i przedsudecki są tu potraktowane jedynie jako wyniesienia podłoża, bez wnikania w ich waryscyjską budowę wewnętrzną. Kontynuację większości wymienionych wyżej struktur można na pewną odległość prześledzić na obszarze Niemiec. Blok sudecki kontynuuje się, przechodząc w blok łużycki, który zanurza

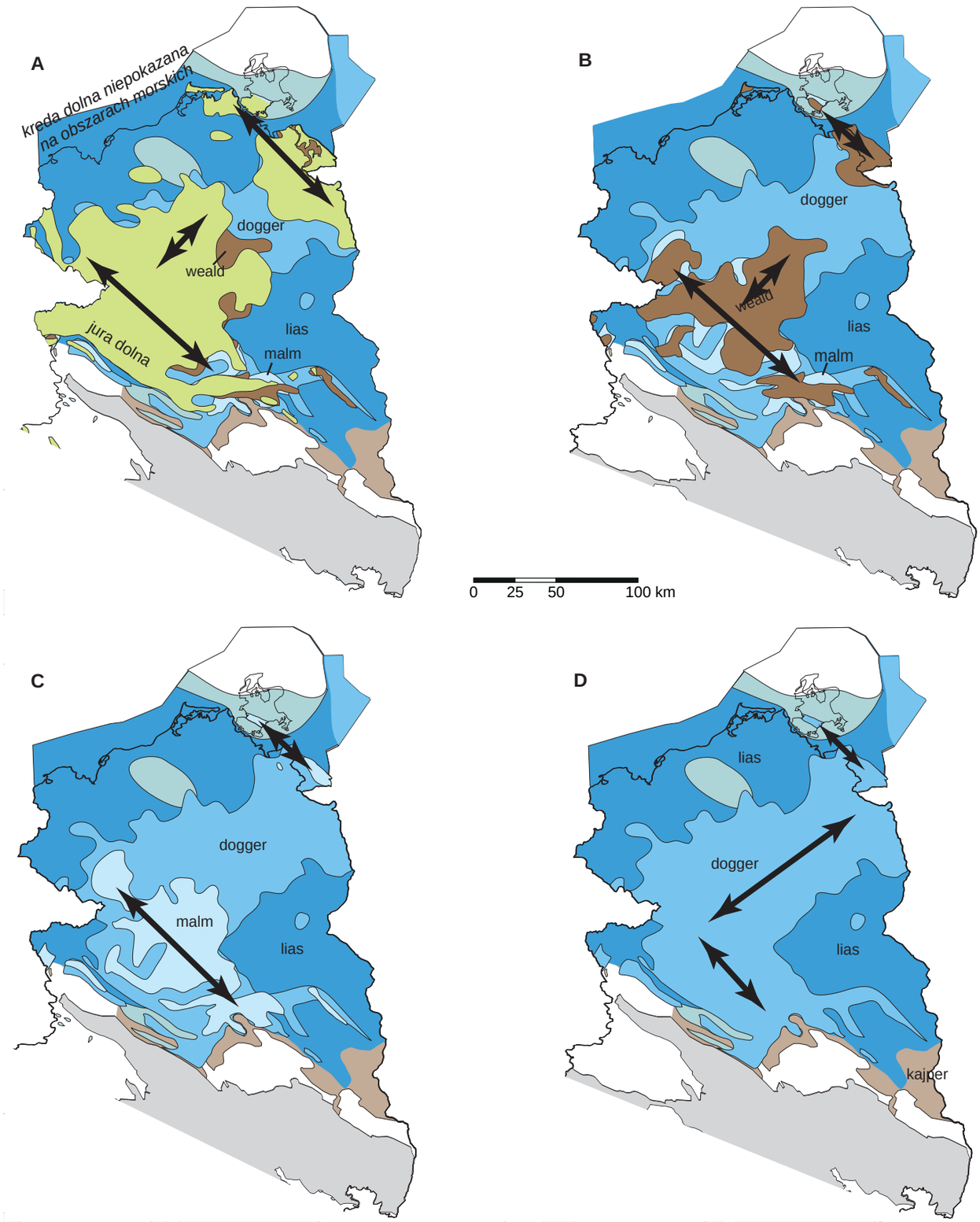


FIG. 6. Uproszczone mapy odkryte basenu wschodnioniemieckiego (wg: Franke, 2012). Rozmieszczenie mezozoicznych osadów i trendy subsydencji w poszczególnych horyzontach dolnej kredy i jury ukazane przez usuwanie kolejnych, coraz niższych pięter osadów na mapach: A po usunięciu górnej kredy, B dolnej kredy, C najniższej kredy (piętro wealden) i D malmu. Silnie wydłużona wzdłuż kierunku SW–NE depresja w doggerze (podwójne strzałki) ulega następnie skróceniu i zostaje zastąpiona przez dwie depresje o kierunku NW–SE w malmie. Układy rozmieszczenia osadów najniższej (wealden) i dolnej kredy sugerują późniejszą interferencję obu trendów subsydencji

się ku NW pod permo-mezozoiczną pokrywę osadową, ok. 100 km od polskiej granicy. Na jego przedłużeniu ku NW występuje późnokredowe wyniesienie Prignitz, które rozciąga się w obręb wschodniego NGB (Voigt, 2009). Synklinorium północnosudeckie jest ograniczone od SW i NE przez późnokredowe uskoki odwrócone (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Uskok południowo-zachodni, nachylony ku SW, jest głównym uskokiem łużyckim (MLF na fig. 7), który na wschodzie zbiega się z przyległym od południa uskokiem śródsudeckim (Aleksandrowski i in., 1997). Kontynuuje się on do Niemiec jako północny uskok brzeżny bloku łużyckiego (niem. *Lausitzer Abbruch*). Synklinorium północnosudeckie rozszerza się ku NW i, poprzez basen wschodniobrandenburski, łączy się z główną, płaskodenną częścią wschodniego NGB.

Podłoże waryscyjskie, odsłonięte na bloku przedsudeckim, jest ograniczone od SW przez brzeżny uskok sudecki (ang. *Sudetic*

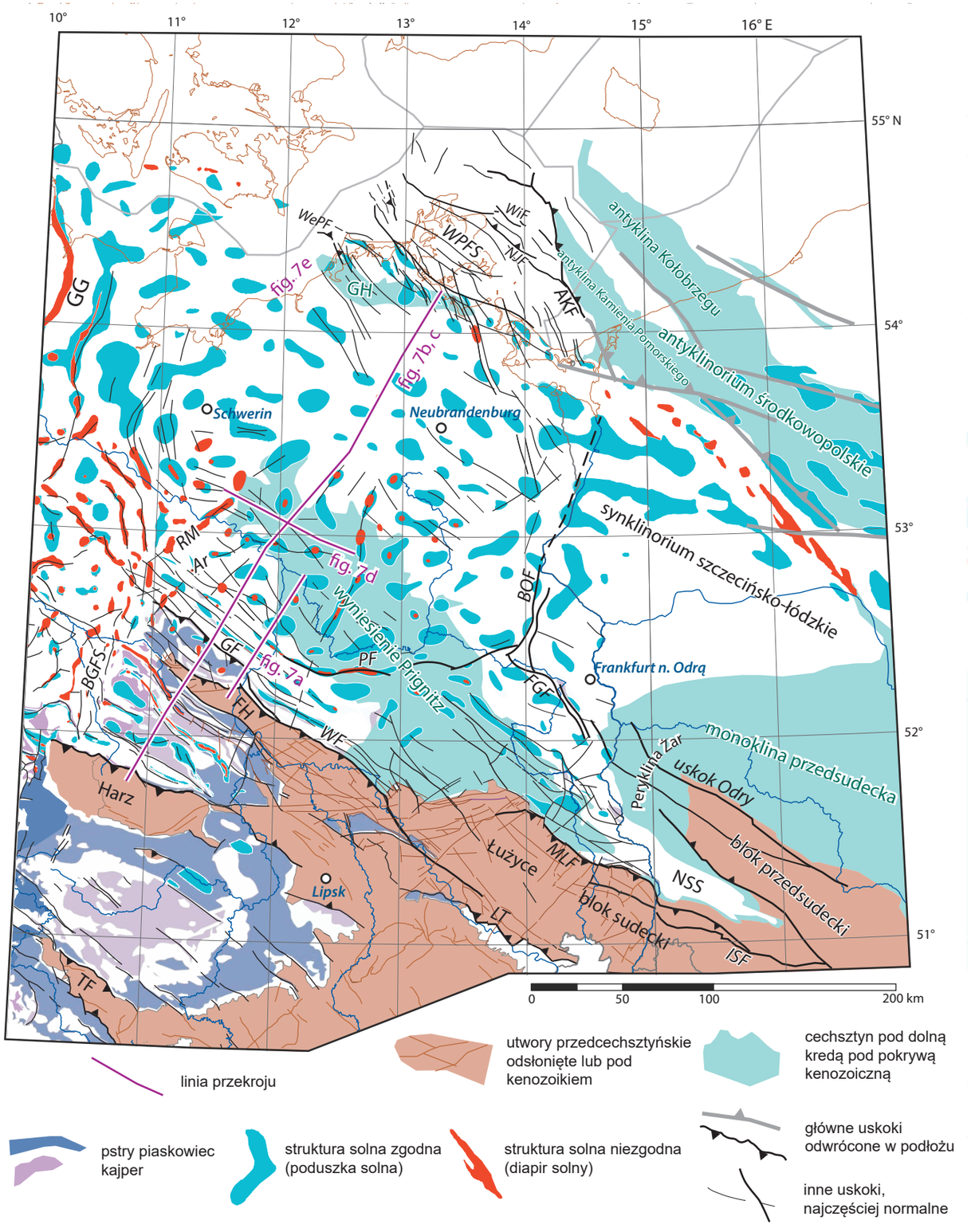


FIG. 7. Mapa strukturalna wschodniego basenu północnoniemieckiego i obszarów przyległych (wg: Söllig, Röllig, 1990; Baldschuhn i in., 2001; Krzywiec, 2006a, b; Tołoczyki i in., 2006; Doornenbal, Stevenson, 2010; Franke, 2012; Seidel i in., 2018). Struktury w Polsce uogólniono. Piaskowiec pstry i kajper pokazano w charakterze reperów strukturalnych na podniesionym południowym brzegu basenu. Skróty dla uskoków (F) i systemów uskokowych (FS): AKF – Adler-Kamień; Ar – Arendsee; BGFS – Brunszwik–Gifhorn; BOF – Buckow–Oderhaff; FGF – Fürstenwalde–Gubin; GF – Gardelegen; ISF – śródsudecki; MLF – główny łużycki; LT – nasunięcie łużyckie; NJF – północny Jasmundu; PF – Poczdamu; RM – Rambow–Marnitz; WF – Wittenbergi; WePF – Werre–Prerow; WiF – Wiek; WPFS – zachodniopomorski; dla innych elementów: FH – wyniesienie Flechtingen; GG – rów Glückstadt; GH – wyniesienie Grimmen; NSS – synklinorium północnosudeckie; TF – Las Turyński

Boundary Fault albo *Sudetic Marginal Fault*), stromy uskok wielokrotnie uruchamiany od czasów waryscyjskich, z ostatnim wydatnym przemieszczeniem zrzutowym podczas neogenu (Danišík i in., 2012). Wygasa on w obrazie kartograficznym w obrębie utworów triasu, nie dochodząc do granicy niemieckiej. Podobnie stromy uskok środkowej Odry, ograniczający blok przedsudecki od NE, wygasa przed osiągnięciem granicy Niemiec (przynajmniej w płytkich horyzontach). Uskok środkowej Odry jest często hipotetycznie interpretowany jako dalekie SE przedłużenie linii uskokowej dolnej Łaby, głębokiego elementu strukturalnego wiązanego z południowym brzegiem Awalonii. Nie potwierdza tego jednak układ uskoków odsłaniających się na powierzchni podkenozoicznej na NW przedłużeniu uskoku Odry (fig. 7).

Łagodnie nachylona ku NE homoklina przedsudecka w obrazie mapy geologicznej, owija się w postaci perykliny Żar wokół klinowego, ku NW wydłużonego zakończenia wychodni podłoża waryscyjskiego reprezentującego blok przedsudecki, zanurzający się w tym kierunku pod osady. Łagodne upady formacji permomezozoicznych tworzących peryklinę rozkładają się promieniście wokół zakończenia bloku i odpowiadają zmiennej orientacji stropu podłoża bloku, ugiętego tu w antyformę, stowarzyszoną z synformą przyległego synklinorium północnosudeckiego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), tworzącego centryklinę. Peryklina Żar w napowierzchniowym ujęciu kartograficznym przechodzi płynnie w zalegające subhoryzontalnie lub łagodnie nachylone formacje górnokredowe zachodnich, przygranicznych rejonów Polski, niemniej rozciąga się pod kredowym przykryciem na obszarze Niemiec[1]. Uskok Fürstenwalde-Gubin, biegnący ku NW wzdłuż jej grzbietu (FGF na fig. 7), wykartowany jako odgałęzienie uskoku Odry z minimalnym przemieszczeniem zrzutowym w Polsce, dalej ku NW jest przykryty wydłużonym murem solnym.

Coraz głębsze erozyjne wcięcie ku SW spągu transgresywnych osadów górnej kredy na homoklinie przedsudeckiej w niżejległe utwory mezozoiczne wskazuje na wypiętrzenie oraz wychylenie tych utworów jeszcze przed późną kredą. Może też ono być obserwowane ku SE wzdłuż brzegów synklinorium północnosudeckiego (NSS). Sugeruje to, że łagodniej ówcześnie nachylona proto-homoklina przedsudecka przedłużała się na terytorium Niemiec jeszcze przed inwersją basenu oraz utworzeniem się NSS. Ślad tej struktury może być obecny w obrębie nachylonego ku NNW pakietu sukcesji triasu, łączącego podniesiony blok łużycki ze znacznie słabiej zaznaczoną kontynuacją w postaci wyniesienia Prignitz (homoklina łużycka; Voigt, 2009). Podobnie jak w przypadku NSS, synklinorium szczecińsko-łódzkie, położone pomiędzy homokliną przedsudecką i antyklinorium środkowopolskim, rozszerza się ku NW w obręb wschodniego NGB.

Dalej ku zachodowi, uskoki odwrócone Wittenberg i Gardelegen tworzą ostrą granicę płaskodennego wschodniego NGB. Na południe od tego frontu deformacji podłoże wraz z pokrywą osadową są razem łagodnie zafałdowane (fig. 8A). Na północ od niego niemal wszystkie uskoki w pokrywie mezozoicznej wydają się związane ze strukturami solnymi i nie przechodzą ku dołowi w ewaporaty cechsztyńskie i podłoże (Kossow i in., 2000; fig. 8B, C), z wyjątkiem północnego brzegu basenu i, jak można sądzić, długich uskoków: poczdamskiego, Fürstenwalde-Gubin oraz Buckow–Oderhaff (Beutler, Stackebrandt, 2012). Nawet południkowy ciąg depocentrów kajpru w bruździe Rheinsberg (fig. 4, 8D), choć nie całkiem pokryty profilem sejsmicznym BASIN 9602, jest najwyraźniej związany z efektami wycofywania się soli, a nie z uskokami podłoża (Scheck, Bayer, 1999). Poniżej soli cechsztyńskich, subhoryzontalnie zalegający strop podłoża basenu (wraz z utworami czerwonego spągowca) jest jedynie okazjonalnie przemieszczany na drobnych uskokach (DEKORP-BASIN Research Group, 1999; fig. 8A–C). Ponieważ podłoże jest dostępne jedynie badaniami geofizycznymi (a liczba nowoczesnych profili sejsmicznych jest mocno ograniczona) oraz głębokimi otworami wiertniczymi, lokalizacja, orientacja i geometria głębokich struktur nie są dokładnie znane. Trendy zmian miąższości oraz gradienty geofizyczne, takie jak np. anomalie grawimetryczne, a także układ struktur solnych, sugerują obecność oraz interferencję dwóch dominujących, wzajemnie prostopadłych trendów strukturalnych WNW i NNE. Na tej podstawie stworzono model dosyć regularnej sieci, często prostych jak od linijki uskoków, definiujących układ bloków podłoża (w Niemczech od lat 30. poprzedniego stulecia określany jako *Schollentektonik* czyli tektonika kier). Podobną strukturę przewidziano też dla pokrywy osadowej nad cechsztynem (Beutler, Stackebrandt, 2012). Biorąc pod uwagę różnice między opublikowanymi wariantami tych modeli uskoków (np. na tektonicznej mapie NRD, 1989, oraz *w*: Beutler, Stackebrandt, 2012; Franke, 2012), należy je prawdopodobnie uznać za bardziej koncepcyjne niż udowodnione. Liczne struktury solne zajmujące większość wschodniego NGB, z wyjątkiem pasa wzdłuż jego północnej granicy, wykazują odmienną ewolucję, co implikuje zróżnicowane mechanizmy ich powstawania (Warsitzka i in., 2019). Większość struktur solnych zaczęła rosnąć w kajprze lub jurze w ekstensyjnym reżimie tektonicznym (por. odmienne poglądy *w*: Kossow i in., 2000). Mogły one zostać zapoczątkowane przez niewielkie przemieszczenia typu uskokowania normalnego w podłożu, wystarczające do uruchomienia przepływu soli wskutek obciążenia różnicowego lub z naskórkowego rozciągania (ang. *thin-skinned extension*) związanego z uskokami podłoża o nieznanej lokalizacji, potencjalnie na obecnie podniesionej południowej granicy basenu lub w rowie Glückstadt, znajdującym się daleko na zachód. Jako potencjalny mechanizm dla północnej połowy wschodniego NGB zaproponowano wielkoskalowy grawitacyjny ześlizg ku SW, ku osi basenu (Warsitzka i in., 2019; interpretacja ta jest jednak kwestionowana przez Ahlrichsa i in., 2023). Wiele struktur solnych wykazało główną aktywność w późnej kredzie, co sugeruje istotną składową naskórkowego skracania (ang. *thin-skinned shortening*) w ich genezie. Dwa wydłużone wały solne na południu, w pobliżu nasuniętych i wypiętrzonych bloków podłoża, wypełniają jądrowe partie odkłutych antyklin, ale nawet tam północny wał wywiera wpływ na strukturę solną zainicjowaną wcześniej, na co wskazuje obecność jurajskich zapadlisk peryferyjnych (fig. 8A). W dużej centralnej części basenu struktury solne rozwijały się przez cały kenozoik.

Na północnym obrzeżeniu basenu, antyklinorium środkowopolskie i związane z nim uskoki w większości nie docierają na terytorium Niemiec (fig. 7). Jego struktury ostro wyginają się w kierunku NNE i kontynuują w kierunku wyspy Bornholm. Jedynie uskok Adler–Kamień i zachodnia część rowu Gryfic przecinają najdalej wysuniętą na wschód część niemieckiego sektora Morza Bałtyckiego (np. Schlüter i in., 1997; Seidel i in., 2018). Jednak depocentra o kierunku WNW pojawiające się kilkakrotnie między Rugią a lądową częścią Niemiec, poczynając od wczesnego permu (Rieke i in., 2001), a w szczególności zachodniopomorski system uskokowy (WPFS), świadczą o występowaniu tam bezpośredniego przedłużenia okresowo, choć mniej intensywnie, aktywnej odnogi bruzdy śródpolskiej, jak tamta podkreślonej ciągiem struktur solnych (fig. 7). Jeden z głównych łączących uskoków podłoża jest pokazany w pracy Krzywca (2006b), stanowiąc w szczegółach układ częściowo ze sobą połączonych kulisowych mniejszych uskoków, zachodzących w lewo (ang. *en-echelon left-stepping faults*). Dobrze udokumentowany system uskokowy WPFS został zinterpretowany jako pokrywający się z tzw. uskokiem transeuropejskim (TEF; EUGENO-S Working Group, 1988; Krauss, Mayer, 2004), który z kolei ma stanowić element szerokiego tzw. wachlarza Tornquista (Thybo, 1997), który wchodzi w skład jeszcze rozleglejszej (Pharaoh, 1999) struktury – transeuropejskiej strefy szwu (TESZ; por. Pharaoh, 1999; Thybo, Artemieva, 2020). Układ uskoków w pokrywie osadowej wydaje się kinematycznie spójny z leżącą poniżej, stosunkowo wąską strefą uskoku podłoża. Ta wyinterpretowana strefa uskokowa może skręcać w kierunku zachodnim, aby podążać za proponowanym śladem TEF (patrz odmienne poglądy *w*: McCann, Krawczyk, 2001) lub kontynuować wzdłuż i na wyniesieniu Ringkøbing-Fionia (Ringkøbing-Fyn; fig. 1), na którym obserwuje się geometrycznie podobne układy uskoków (Vejbæk, Britze, 1994; Ahlrichs i in., 2023).

W obrazie kartograficznym mezozoicznej pokrywy osadowej, WPFS składa się z dłuższych linii ciągłych uskoków o kierunku WNW–ESE i krótszych, ustawionych kulisowo uskoków oraz rowów tektonicznych o kierunku NNW–SSE, występujących w pasie o szerokości ok. 30 km (Barth i in., 2018). Niektóre uskoki WPFS, w szczególności uskoki Wiek, Nördlich Jasmund i Agricola, są aktywne od czasów paleozoicznych i wykazują duże przemieszczenia w głębokich poziomach strukturalnych (Deutschmann i in., 2018; Seidel i in., 2018; fig. 8E). Kilka paleozoicznych uskoków zostało reaktywowanych w trakcie mezozoicznej ekstensji, ze stosunkowo niewielkimi przemieszczeniami, zrzucając głównie skrzydła SW. Orientacja uskoków i dane stratygraficzne dotyczące wypełnień rowów sugerują dekstralną transtensję od kajpru do wczesnej kredy i skracanie w późnej kredzie (Seidel i in., 2018; Ahlrichs i in., 2023). W ramach tych zmieniających się reżimów tektonicznych, system uskoków ukierunkowanych WNW i NNW prawdopodobnie wykazywał początkowo aktywność przesuwczo-normalną, a następnie transpresyjno-rewersyjną (inwersyjną). Kontrakcyjna reaktywacja uskoków i inwersja basenu zostały udokumentowane w postaci danych sejsmicznych dla stref uskokowych Werre i Prerow, które tworzą najbardziej spektakularną grupę struktur w piętrze mezozoicznym (fig. 7, 8E; Krawczyk i in., 2002; Al Hseinat, Hübscher, 2017; Deutschmann i in., 2018), a także dla systemu uskoków Agricola (Deutschmann i in., 2018) oraz dla uskoków Wiek i Nördlich Jasmund (fig. 7). Na wschodzie uskoki systemu WPFS dochodzą skośnie do uskoku Adler–Kamień, który doznał silnej reaktywacji rewersyjnej w późnej kredzie (Schlüter i in., 1997; Seidel i in., 2018).

[1] Przekroje wgłębne są dostępne na BGR Geoviewer: https://geoportal.bgr.de/mapapps/resources/apps/geoportal/index.html?lang=de#/geoviewer.

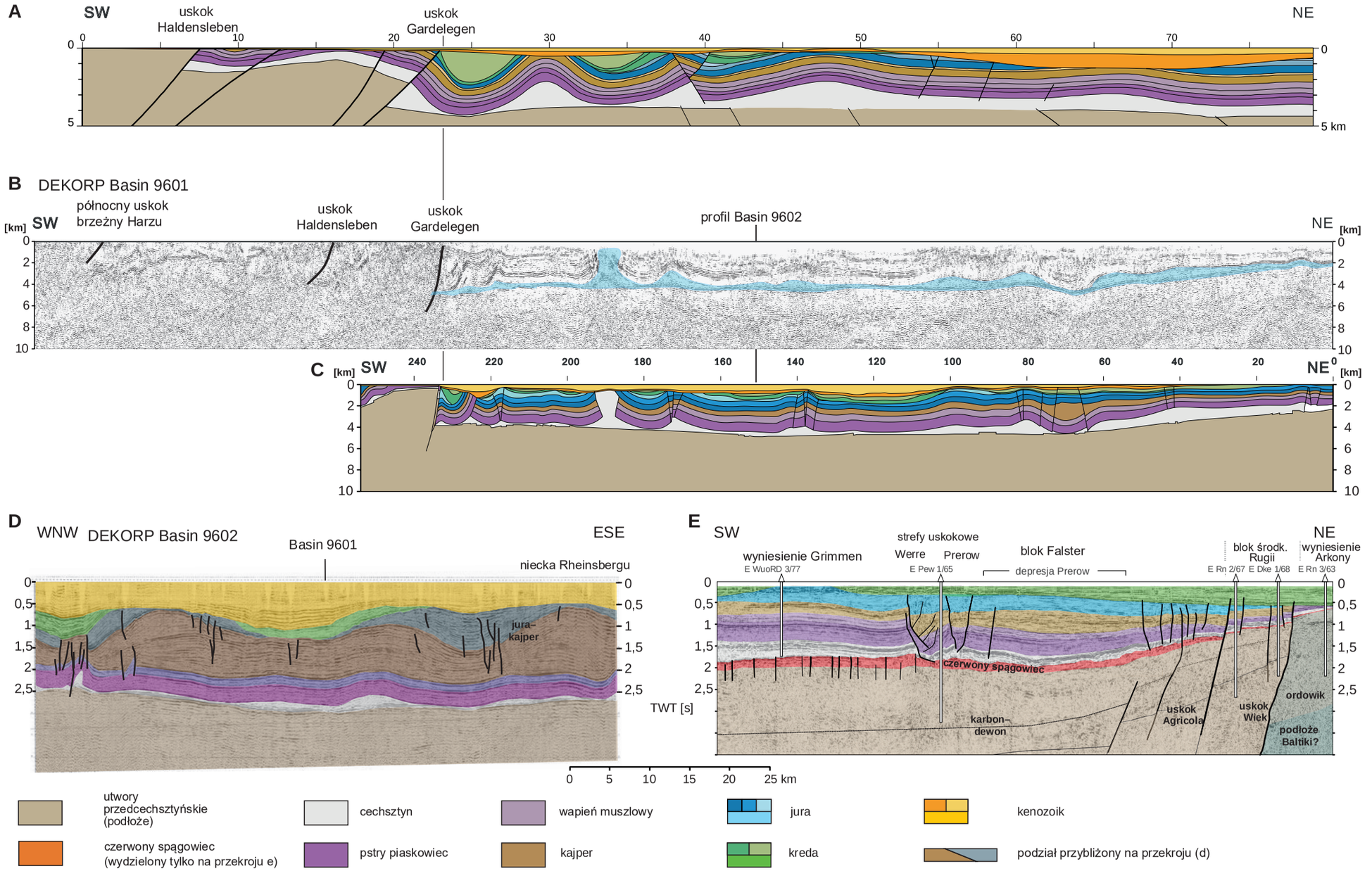


FIG. 8. Przekroje geologiczne przez wschodni basen północnoniemiecki (lokalizacja na fig. 7): A południowy brzeg basenu (Malz i in.. 2020); B, C przekrój sejsmiczny DEKORP Basin 9601 w poprzek niemal całego basenu (wg: Doornenbal, Stevenson, 2010; cechsztyn pokazany jasnoniebieską barwą) oraz interpretacja geologiczna wg Kossow i in. (2000). Należy zwrócić uwagę na efekty różnicy w konwersji głębokości między B i C w południowej części basenu (dno basenu subhoryzontalne *vs.* nachylone ku N); D zinterpretowany przekrój sejsmiczny DEKORP Basin 9602 równoległy do osi basenu (wg Scheck i in., 2003, zmodyfikowano); E zinterpretowany profil sejsmiczny na północnym brzegu basenu (wg: Deutschmann i in., 2018, zmodyfikowano)

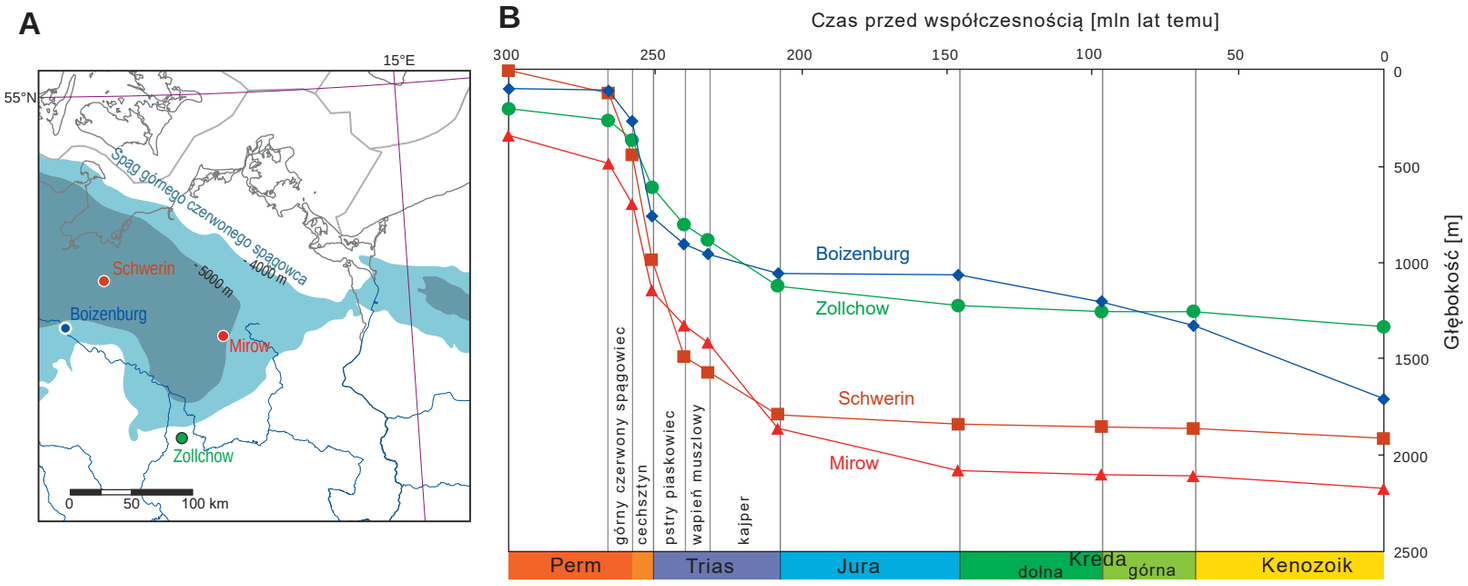


FIG. 9. Subsydencja w czterech głębokich odwiertach we wschodnim NGB: A lokalizacje odwiertów na tle zarysu geometrii basenu (izolinie głębokości stropu czerwonego spągowca – jak na fig. 4); B krzywe subsydencji w przedziale perm–kenozoik (wg: Scheck, Bayer, 1999)

5.2.3.3. Mechanizmy kontrolujące ewolucję basenu

W ujęciu ogólnym historia subsydencji NGB przypomina typowy scenariusz przejścia od ryftu do postryftu, w którym po początkowym etapie szybkiej subsydencji następuje długotrwała, stopniowo spowolniająca subsydencja termiczna (Scheck i in., 1999; fig. 9). Jednak na proste, bezpośrednie zastosowanie tego scenariusza nie pozwala szereg obserwacji geologicznych. Wczesna faza wulkaniczna była w NGB równoczesna z aktywnością uskoków normalnych lub transtensyjnych (fig. 3; van Wees i in., 2000), ale nie z subsydencją. Po zakończeniu etapu magmowego, minęło jeszcze ok. 25 mln lat, zanim rozpoczęła się masowa depozycja osadów podgrupy Haweli. Geißler i in. (2008) argumentują, że ta długa przerwa w sedymentacji była po części spowodowana występowaniem na dnie basenu solidnych, opierających się erozji budowli wulkanicznych w warunkach suchego klimatu, jednak fakt nierównomiernego rozmieszczenia wystąpień osadów dolnego czerwonego spągowca wymaga włączenia jeszcze jakiegoś dodatkowego procesu o zasięgu regionalnym. Późniejsza szybka subsydencja w przedziale wiekowym 265–245 mln lat temu, tj. podczas depozycji osadów górnego czerwonego spągowca, cechsztynu i pstrego piaskowca, nie była powiązana z silnym tektonicznym rozciąganiem skorupy, przynajmniej w jej górnych poziomach, gdzie panował kruchy reżim deformacji. Van Wees i in. (2000) proponują jako ostateczne rozwiązanie koncepcję, że początkowo mniej lub bardziej pusty basen mógł się w tym stanie obniżyć do głębokości 700–1000 m, a następnie szybko wypełnić osadami przy tempie akumulacji znacznie wyższym niż towarzyszące jej tempo tektonicznej subsydencji. Trudno jednak wyjaśnić, dlaczego proces wypełniania basenu osadami pozostawał tak długo opóźniony. Powiązaną kwestią jest mechanizm wycienienia skorupy ziemskiej. Moho pod wschodnim NGB występuje na stosunkowo jednolitej głębokości 32 ±2 km (dane SPBA). Wypełnienie osadowe wykazuje średnią miąższość 4–6 km i brak związku z głębokością Moho/grubością skorupy, co sugeruje znaczne wycienienie skorupy krystalicznej pod znacznymi obszarowo częściami basenu. Scheck i in. (1999) szacują, że miąższość skorupy została zredukowana do 2/3 jej pierwotnej wartości, co odpowiada wartości 1,5 współczynnika rozciągania (ang. *stretching factor*). Kilka udokumentowanych uskoków górnej skorupy nie było w stanie zaakomodować tak dużej ekstensji. Jednym z proponowanych rozwiązań jest przyjęcie, że rozciąganie w znacznym stopniu odbyło się w obrębie mechanicznie podatnej dolnej skorupy (Scheck i in., 1999). Alternatywnie ścienienie skorupy można osiągnąć poprzez utratę (delaminację) dolnej skorupy i zastąpienie jej przez intruzje maficzne, tworzące nową, ciężką dolną skorupę, związaną z płycej zalegającą Moho. Taki scenariusz, związany z wznoszeniem się (ang. *upwelling*) płaszcza oraz wynikającym z tego ogrzewaniem i prawdopodobną delaminacją płaszcza litosferycznego oraz dolnej skorupy, został zaproponowany dla basenów czerwonego spągowca przez Lorenza, Nichollsa (1984), przy poparciu Bachmanna, Hoffmanna (1997). Intruzje maficzne w dolnej i środkowej skorupie mogą być źródłem anomalii grawitacyjnych i magnetycznych w Prignitz/Pritzwalk. Obecność ksenolitów anortozytu i rud ilmenitu w permo-karbońskich bazaltach alkalicznych z odwiertu Schwerin 1 może wspierać ten model, ale – z drugiej strony – te ksenolity mogą też reprezentować wiek prekambryjski (Katzung, 2004). W każdym przypadku, gorący wznoszący się płaszcz i późniejsze jego schłodzenie mogą dobrze wyjaśnić początkowo opóźnioną, a następnie szybką termalną subsydencję. Wzrost gęstości głębokiej skorupy spowodowany podniesionymi izogradami metamorficznymi we wczesnej, gorącej fazie (Brink, 2005) również mógł przyczynić się do szybkiej subsydencji. Z kolei podczas późniejszych etapów utrata ciepła i subsydencja zostały spowolnione przez termicznie izolujący efekt wypełnienia osadowego (Cacace, Scheck-Wenderoth, 2016). Od kajpru, kontynuującej się subsydencji termalnej basenu towarzyszyła prawdopodobnie niewielkiej skali ekstensja, obejmująca również podłoże i angażująca uskoki normalne o małych zrzutach, uruchamiająca wzrost poduszek solnych. Obecność normalnych i przesuwczych uskoków penetrujących podłoże została udowodniona w strefie WPFS na północnym obrzeżeniu basenu.

Flanki NW i SE basenu (wyniesienia północnej Meklemburgii i wschodniej Brandenburgii) uległy wypiętrzeniu i erozji w przedziale czasu od środkowej jury do wczesnej kredy, podczas gdy część osiowa basenu, o przebiegu SW–NE, doznała powolnej subsydencji (fig. 6). W szczegółach rozkład obszarów depozycji i (lub) zachowania przed erozją sugeruje zmienną w czasie superpozycję osi subsydencji oraz osi wypiętrzania, o kierunku NW i NE. Te pionowe ruchy o niskiej amplitudzie miały zasięg regionalny i były powiązane z wahaniami poziomu morza. Wyniesienie północnej Meklemburgii jest najbardziej wysuniętą na wschód częścią bloku Pompeckiego, szerokiego regionu pomiędzy blokiem łużycko-sudeckim (LSB na fig. 7) i wyniesieniem Ringkøbing-Fionia (RFH na fig. 1), które uległo nieznacznemu wypiętrzeniu, gdy LSB się obniżał. Południowo-wschodnia flanka basenu jest połączona z homokliną przedsudecką, która została wychylona ku północy i podlegała erozji przed transgresją albu. Mechanizm tych ruchów jest nieznany. Znaczne długości falowe (ang. *wavelengths*) wytworzonych undulacji i ich uformowanie w czasie panowania regionalnej ekstensji tektonicznej sugerują, że nie są to wczesne zjawiska inwersji spowodowane poziomym skracaniem.

Obecna konfiguracja basenu została w dużej mierze ukształtowana w późnej kredzie w wyniku wewnątrzpłytowej kontrakcji o kierunku SSW–NNE (Kley, Voigt, 2008). Południowy skraj basenu został wypiętrzony na uskokach odwróconych o znacznej amplitudzie przemieszczeń, a następnie silnie zerodowany. Najbardziej wysunięty na południe fragment pozostałej części basenu został ujęty w fałdy o znacznej amplitudzie, odkłute/odspojone w ewaporatach cechsztynu (ang. *detachment folds*). Odkłucie w utworach cechsztynu rozciągało się prawie na cały basen, a naskórkowe skrócenie (ang. *thin-skinned shortening*) nadległej sukcesji cechsztyńsko-mezozoicznej spowodowało gwałtowny wzrost diapirów solnych, któremu towarzyszyło uskokowanie nadkładu osadów solnych (Kossow i in., 2000). Na północnym obrzeżeniu basenu niektóre uskoki systemu WPFS uległy rewersyjnej reaktywacji (reaktywacji o kinematyce uskoków odwróconych). Inwersja ta przynajmniej częściowo objęła również podłoże basenu.

LITERATURA

Ahlrichs N., Noack V., Seidel E., Hübscher C., 2023. Salt tectonics in intracontinental sedimentary basins: Triassic–Jurassic salt movement in the Baltic sector of the North German Basin and its relation to post-Permian regional tectonics. Basin Research, 35: 1433–1459.

Al Hseinat M., Hübscher C., 2017. Late Cretaceous to recent tectonic evolution of the North German Basin and the transition zone to the Baltic Shield/southwest Baltic Sea. Tectonophysics, 708: 28–55.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Bachmann G.H., Hoffmann N., 1997. Development of the Rotliegend basin in Northern Germany. Geologisches Jahrbuch, Reihe D, 103: 9–31.

Bachmann G.H., Ehling B.-C., Eichner R., Schwab G. (red.), 2008. Geologie von Sachsen-Anhalt. Schweizerbart, Stuttgart.

Baldschuhn R., Binot F., Fleig S., Kockel F., 2001. Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 153: 1–88.

Barth G., Franz M., Heunisch C., Ernst W., Zimmermann J., Wolfgramm M., 2018. Marine and terrestrial sedimentation across the T–J transition in the North German Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 489: 74–94.

Benek R., Kramer W., McCann T., Scheck M., Negendank J.F.W., Korich D., Huebscher H.D., Bayer U., 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics, 266: 379–404.

Beutler G., Stackebrandt W., 2012. Der Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg–Vorschlag für eine einheitliche Benennung. Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge, 19: 93–109.

Brink H.-J., 2005. The evolution of the North German Basin and the metamorphism of the lower crust. International Journal of Earth Sciences, 94: 1103–1116.

Cacace M., Scheck-Wenderoth M., 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121: 3742–3761.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Tectonics, 31: TC2003.

DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-BASIN '96 deep-profiling results. Geology, 27: 55–58.

Deutschmann A., Meschede M., Obst K., 2018. Fault system evolution in the Baltic Sea area west of Rügen, NE Germany. Geological Society, London, Special Publications, 469: 83–98.

Doornenbal H., Stevenson A., 2010. Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications, Houten, the Netherlands

EUGENO-S Working Group, 1988. Crustal structure and tectonic evolution of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). Tectonophysics, 150, 3: 253–348.

Franke D., 2012. Regionale Geologie von Ostdeutschland - Ein Wörterbuch.

Gast R., Gundlach T., 2006. Permian strike slip and extensional tectonics in Lower Saxony, Germany. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 157: 41–56.

Gebhardt U., 1994. Zur Genese der Rotliegend-Salinare in der Norddeutschen Senke (Oberrotliegend II). Freiberger Forschungshefte, C 452: 3–22.

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.

German Stratigraphic Commission, 2016. Stratigraphic Table of Germany 2016 (red. M. Menning, A. Hendrich). German Research Centre for Geosciences, Potsdam.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Katzung G. (red.), 2004. Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Obst K., 2004. Rotliegendes. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 98–132. Schweizerbart, Stuttgart.

Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly, 50: 119–138.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kossow D., Krawczyk C., 2002. Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. Marine and Petroleum Geology, 19: 601–618.

Kossow D., Krawczyk C.M., McCann T., Strecker M., Negendank J.F.W., 2000. Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. International Journal of Earth Sciences, 89: 652–664.

Krauss M., 1994. The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 1–12.

Krauss M., Mayer P., 2004. Das Vorpommern-Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 32: 227–246.

Krawczyk C.M., Eilts F., Lassen A., Thybo H., 2002. Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. Tectonophysics, 360: 215–244.

Krzywiec P., 2006a. 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.

Krzywiec P., 2006b. Triassic-Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and subsidence patterns. Geological Quarterly, 50: 139–150.

Legler B., Gebhardt U., Schneider J.W., 2005. Late Permian Non-Marine – Marine Transitional Profiles in the Central Southern Permian Basin, Northern Germany. International Journal of Earth Sciences, 94: 851–862.

Littke R., Bayer U., Gajewski D., Nelskamp S. (red.), 2008. Dynamics of Complex Intracontinental Basins – the Central European Basin System. Springer, Berlin.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

Malz A., Nachtweide C., Emmerlich S., Schimpf L., 2020. Mesozoic intraplate deformation in the southern part of the Central European Basin – results from large-scale 3D modelling. Tectonophysics, 776.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

McCann T. (red.), 2008a. The Geology of Central Europe; Volume 1: Precambrian and Paleozoic. Geological Society of London, 784 pp.

McCann T. (red.), 2008b. The Geology of Central Europe; Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society of London, 751 pp.

McCann T., Krawczyk C.M., 2001. The Trans-European Fault: a critical reassessment. Geological Magazine, 138: 19–29.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Rieke H., Kossow D., McCann T., Krawczyk C., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the northernmost margin of the NE German Basin between uppermost Carboniferous and Late Permian (Rotliegend). Geological Journal, 36: 19–37.

Scheck M., Bayer U., 1999. Evolution of the Northeast German Basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. Tectonophysics, 313: 145–169.

Scheck-Wenderoth M., Lamarche J., 2005. Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System - new insights from a 3D structural model. Tectonophysics, 397: 143–165.

Schlüter H.-U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation of reflection profiles situated between the Baltic Continental Plate and the Caledonian Basin in the southern Baltic Sea – first results. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 496: 59–82.

Söllig A., Röllig G., 1990. Geologische Karte der DDR 1: 500.000 – Tektonische Karte. Zentrales Geologisches Institut, Berlin.

Stackebrandt W., Franke D. (red.), 2015. Geologie von Brandenburg. Schweizerbart, Stuttgart.

Thybo H., 1997. Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension. Geological Magazine, 134: 597–606.

Thybo H., Artemieva I.M., 2020. Trans-European Suture Zone. *W*: Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (red. H. Gupta). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Nature, Cham, Switzerland.

Toloczyki M., Trurnit P., Voges A., Wittekindt H., Zitzmann A., 2006. Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1: 1 000 000 (GK1000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

van Wees J.-D., Stephenson R.A., Ziegler P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Vejbæk O., Britze P., 1994. Geological map of Denmark 1: 750 000. Top pre-Zechstein (two-way traveltime and depth). Danmarks Geologiske Undersøgelse Kortserie, 45.

Voigt T., 2009. Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umliegenden Kreidebecken. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 37: 15–39.

Voigt T., Kley, J., Voigt, S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

von Eynatten H., Kley J., Dunkl I., Hoffmann V.-E., Simon A., 2021. Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe–localized inversion vs. large-scale domal uplift. Solid Earth, 12: 935–958.

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.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. i Geological Society of London.

5
Platforma paleozoiczna

5.2.4. Baseny późno- i powaryscyjskie Masywu Czeskiego

Rostislav Melichar

Waryscyjskie piętro strukturalne Masywu Czeskiego jest w części pokryte permo-mezozoicznymi i/lub kenozoicznymi sukcesjami osadowymi, bądź osadowo-wulkanicznymi. Tworzą one kilka basenów sedymentacyjnych (fig. 1), składających się na nieciągłą pokrywę platformową tego fragmentu paleozoicznej platformy środkowej i zachodniej Europy, podczas gdy rolę analogiczną do tarczy – struktury znanej z prekambryjskich kratonów – odgrywają przeważające obszary masywu, gdzie na powierzchni odsłania się krystaliczne podłoże, silnie zdeformowane podczas orogenez kadomskiej i waryscyjskiej, zwykle zmetamorfizowane i obficie intrudowane plutonami, głównie granitoidowymi (zob. tez rozdziały 5.1.4 i 5.1.6).

Wspomniane baseny sedymentacyjne wypełnione są zwykle **osadami górnokarbońsko-dolnopermskimi** o różnej charakterystyce strukturalnej; w niektórych z nich sedymentacja trwała aż **do triasu**, a w wielu innych sedymentacja rozpoczęła się dopiero w **mezozoiku (**w **jurze** lub **kredzie)** i/lub **kenozoiku.** Późnowaryscyjskie osady molasowe są związane z grawitacyjnym kolapsem orogenu. Podczas westfalu w dzisiejszych środkowych i wschodnich Czechach powstała wydłużona wzdłuż kierunku NE–SW strefa depresji, która została wypełniona osadami fluwialnymi i jeziornymi późnego górnego karbonu i permu (Pešek, 1994). Po ustaniu przemieszczeń na nasunięciu moldanubskim doszło do regionalnej ekstensji, która doprowadziła do utworzenia się powaryscyjskich molasowych basenów sedymentacyjnych w półrowach tektonicznych, tzw. „bruzdach" (Melichar, 1995). Sedymentacja molasy zakończyła się głównie podczas permu, a lokalnie najpóźniej w triasie (Zajíc, 1998).

Ważniejsze struktury tektoniczne (wraz z ewolucją mezo- i kenozoicznych pól naprężeń) w obrębie pokrywy platformowej Masywu Czeskiego są przedstawione na figurze 1, natomiast pełniejszy obraz lokalizacji wymienionych poniżej jednostek strukturalnych można znaleźć na figurze 6 w podrozdziale 5.1.6.

Basen podkarkonoski (cz. *podkrkonošská pánev*) znajduje się na południe od masywu górskiego Karkonoszy i obejmuje osady od najwyższego karbonu (westfal D i stefan), po czerwony spągowiec

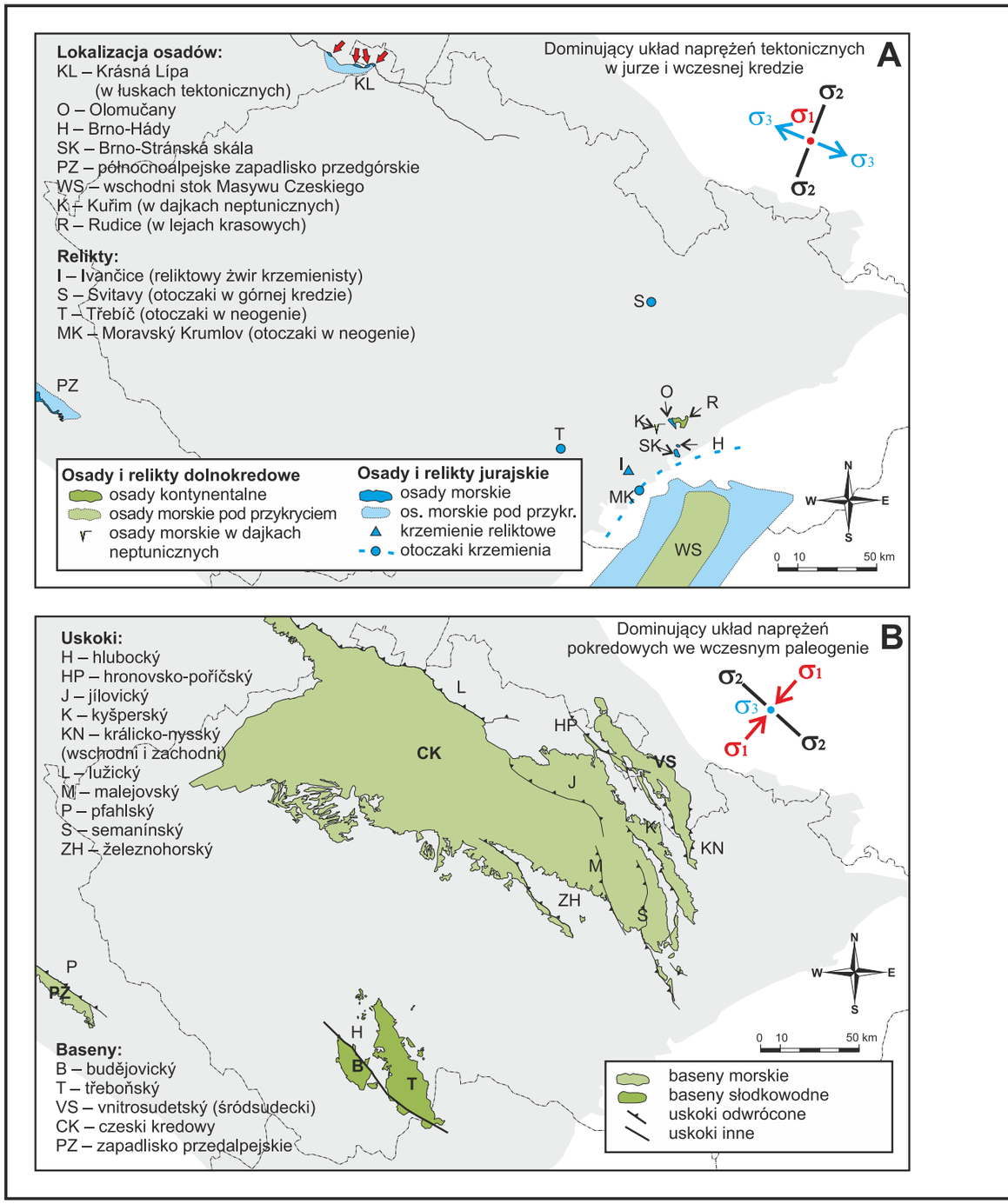
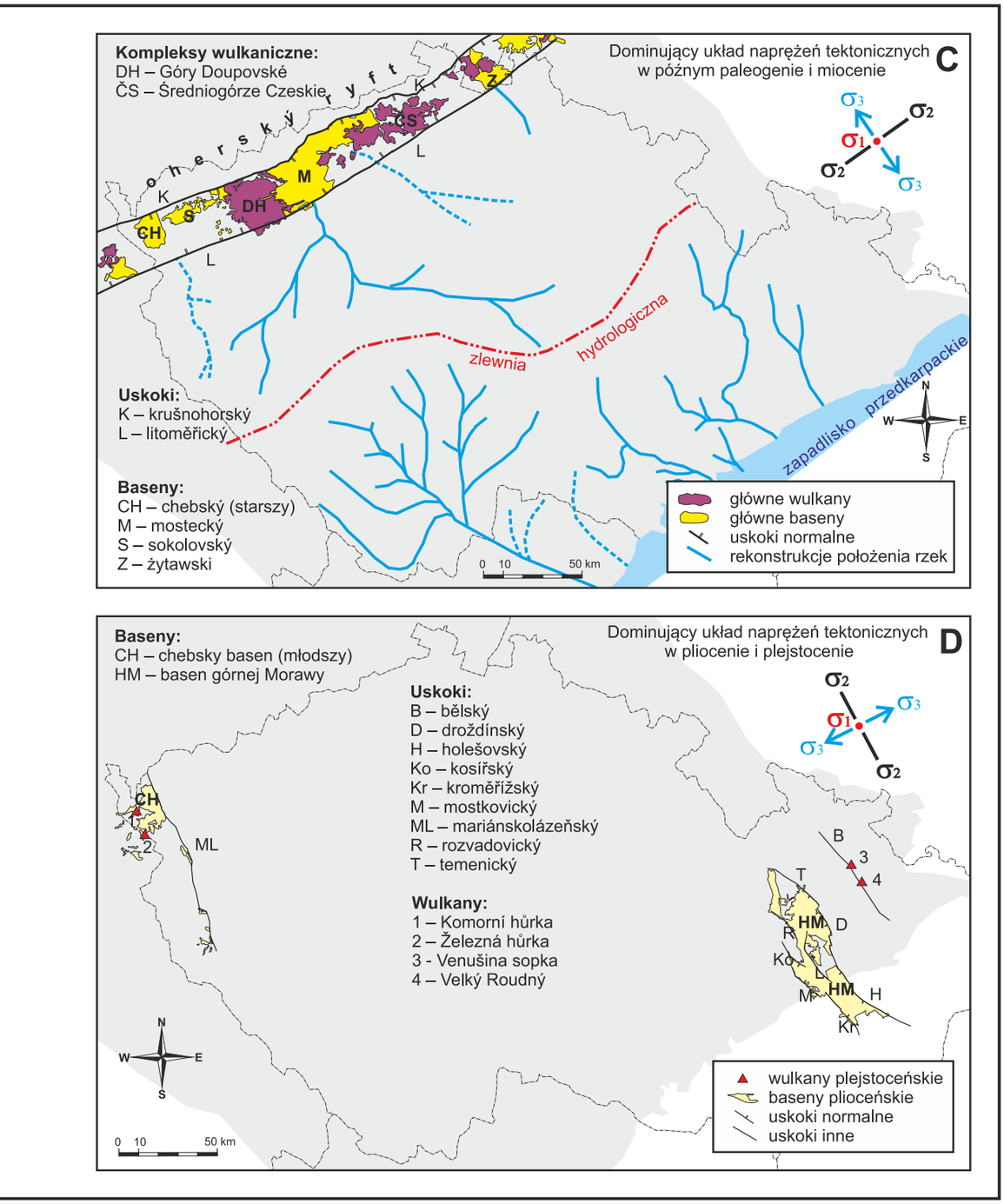


FIG. 1. Główne struktury tektoniczne i schemat ewolucji pól naprężeń w utworach mezozoicznej i kenozoicznej pokrywy Masywu Czeskiego: A jura i wczesna kreda; B wczesny paleogen; C późny paleogen i miocen; D pliocen i plejstocen

(klastyki i wulkanity) – odsłaniający się na największej powierzchni (Tásler, 1966; Havlena, 1983a). **Basen śródsudecki** (cz. *dolnoslezská* lub *vnitrosudetská pánev*), głównie rozwinięty w Polsce, w swej południowo-zachodniej części wkracza na obszar Czech, gdzie jego postwaryscyjskie piętro odsłania najwyższe formacje karbonu oraz osady dolnego permu i dolnego triasu (Tásler, 1966; Havlena, 1983a). Z kolei silnie wydłużone południkowo **baseny: blanicki** (cz. *blanická brázda;* nazwa od rzeki *Blanice*), podzielony przez erozję na kilka fragmentów, wykazuje genezę przesuwczą (Suchý i in., 2022) oraz **boskovicki** (cz. *boskovická brázda*; nazwa od m. *Boskovice*) wypełnione są głównie osadami i wulkanitami późnokarbońsko-dolnopermskimi. Podobny charakter i wypełnienie osadowe, tylko odmienną rozciągłość NW–SE, wykazuje **basen podorlicki** (cz. *poorlická brázda*) (Tásler, 1966; Havlena, 1983a).

Tektonika alpejska w Masywie Czeskim związana była z jurajskim otwarciem oceanów Liguryjskiego i Piemonckiego oraz utworzeniem pasywnego obrzeżenia kontynentalnego ówczesnej Europy na południowy wschód od obszaru dzisiejszego Masywu Czeskiego (Handy i in., 2010). W jurze i wczesnej kredzie obszar masywu poddany był reżimowi ekstensyjnemu o poziomej osi rozciągania ukierunkowanej WNW–ESE (fig. 1A), co sprzyjało aktywności uskoków normalnych o rozciągłości NNE–SSW. W związku z całkowitym brakiem osadów jurajskich we wnętrzu Masywu Czeskiego, w tym w Sudetach i na ich północnym przedpolu, ciekawostkę stanowi fakt niewielkich rozmiarów **wystąpień jury** na NW i SE obrzeżach masywu. Reprezentowane są one przez fragmenty jurajskich wapieni platformowych w kontakcie tektonicznym z otoczeniem w okolicy Děčína (Eliáš, 1981) oraz pozostałości wapieni pasywnego obrzeżenia kontynentalnego w okolicy Brna i miejscowości Olomučany (Bosák, 1978). Występują tam różne rodzaje płytkowodnych wapieni bioklastycznych, w których obecne są bogate w skamieniałości rogowce.

W **późnej kredzie** duża część Masywu Czeskiego została objęta zalewem morskim, z wyjątkiem jego południowej części, gdzie pozostał niezalany półwysep lub wyspa z dużymi jeziorami słodkowodnymi (Čech, 2011). Utwory górnej kredy odgrywają szczególnie ważną rolę w obrębie pokrywy platformowej Masywu Czeskiego, wypełniając zarówno obszerny **czeski basen kredowy** (cz. *česká křídová pánev*), jak i **basen śródsudecki** w północnej części masywu (Malkovský i in., 1974; Tásler i in., 1979), a także słodkowodne **południowoczeskie baseny kredowe** w okolicy Czeskich Budziejowic (Havlena, 1983b; Čech, 2011). Osady czeskiego basenu kredowego transgredują na laterytowo zwietrzałą powierzch-



nię przedkredową lub na osady jeziorne (iły) cenomanu. Osady transgresji morskiej zazwyczaj rozpoczynają się od piaskowców plażowych i glaukonitowych, po których następują naprzemienne warstwy margli i opoki (Čech i in., 1980). W południowych Czechach, na obszarze, który nie został zalany przez transgresję morską w kredzie, znajdują się dwa relikty osadów jeziornych i rzecznych (Němejc, 1958) – **baseny trzeboński i budziejowicki** (cz. *třeboňská pánev* i *budějovická pánev*).

Deformacje kontrakcyjne w obrębie kształtującego się po sąsiedzku orogenu alpejsko-karpackiego były odczuwalne również na jego przedpolu, w obrębie Masywu Czeskiego. Poczynając od późnej kredy, a następnie w kenozoiku, doszło tam do znaczących deformacji kruchych, a Masyw Czeski uległ wypiętrzeniu (Suk, Buday, 1995), stając się w przeważającej części suchym lądem. Jedynie na południowo-wschodnim przedgórzu Rudaw (Gór Kruszcowych) uformował się obszerny rów tektoniczny Ohrzy (Egeru; zob. podrozdział 8.3).

Na przełomie kredy i paleogenu w Masywie Czeskim dominował reżim kontrakcyjny o poziomej osi ściskania ukierunkowanej NE–SW (fig. 1B). Utworzyły się wtedy systemy uskoków odwróconych o rozciągłości WNW–ESE do NNW–SSE. Ta aktywność tektoniczna, określana w starszej literaturze jako tzw. orogeneza (młodo)saksońska, doprowadziła do lokalnego odwrócenia warstw w osadach kredowych, a w niektórych przypadkach do powstania fleksur i fałdów oraz nasunięć (Kodym, 1956; Suk, Buday, 1995), w tym tzw. nasunięcia łużyckiego (cz. *lužické nasunutí* lub *lužický zlom*) na granicy bloku Sudetów i czeskiego basenu kredowego (np. Coubal i in., 2014, 2018).

W **paleogenie** znaczna część Masywu Czeskiego stanowiła ląd, którego duża część powierzchni pokryta była skorupą krzemionkową (silkretem), która zachowała się jedynie w postaci reliktowych bloków (określanych w Czechach potocznie jako *sluňáky*; Cílek, Bednářová, 1993) lub redeponowanych klastów w młodszych osadach (Bubík i in., 2019). W północno-zachodnich Czechach utworzył się wspomniany już **rów tektoniczny/ryft Ohrzy** (cz. *Oherský rift*; fig. 1C; inaczej: rów Egeru albo Chebu – nazwa czeska, odpowiednio, od rzeki *Ohře* oraz od niemieckiej i czeskiej nazwy miasta *Cheb* w zachodnich Czechach; Rajchl i in., 2009; zob. też rozdziały 8.3 i WZS 8), który jest boczną odnogą europejskiego systemu ryftów kenozoicznych (Ziegler, 1992; Dèzes i in., 2004), aktywnego szczególnie w późnym paleogenie i miocenie. Rów Ohrzy, przebiegający z SW do NE, obejmuje cztery duże struktury basenowe. Od SW ku NE są to **baseny: Chebu** (starsza część), **Sokolova, Mostu** i **Żytawy** (cz. *chebská*, *sokolovská*, *mostecká* oraz *žitavská pánev*), z którymi związane są też dość obfite produkty alkalicznego wulkanizmu. W pliocenie i plejstocenie miało też dojść do epizodu ekstensyjnego wzdłuż kierunku ENE–WSW (Špičáková i in., 2000; Špaček i in., 2015), co doprowadziło do powstania młodszej części basenu Chebu i uformowania się **basenu górnej Morawy** (fig. 1D; cz. *chebská pánev, hornomoravský úval*). Z kolei panujące na obszarze Masywu Czeskiego dzisiejsze pole naprężeń tektonicznych w skorupie ziemskiej wykazuje w przewadze kinematykę przesuwczą (Havíř, 2000) z przeważającym kierunkiem maksymalnego poziomego ściskania głównie wzdłuż osi NW–SE, przechodzącej do kierunku N–S i NE–SW na północy masywu (zob. rozdział 9: fig. 7 i 8).

LITERATURA

Bosák P., 1978. Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diageneze karbonátů a silicitů jurského reliktu u Olomučan. Časopis Moravského muzea, Vědy přírodní, 63: 7–28.

Bubík M., Otava J., Hladilová Š., 2019. Záznam post-paleozoického geologického vývoje uchovaný v reliktech miocénu v Brně-Líšni. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku, 26: 16–23.

Cílek V., Bednářová J., 1993. Silkrety Českého krasu. Český kras, 18: 5–16.

Coubal M., Adamovič J., Malek J., Prouza V., 2014. Architecture of thrust faults with alongstrike variations in fault-plane dip: anatomy of the Lusatian Fault, Bohemian Massif. Journal of Geosciences, 59: 183–208

Coubal M., Adamovič J., Šťastný M., 2018. Lužický zlom. Hranice mezi dvěma světy. Ústřední ústav geologický, Praha.

Čech S., Klein V., Kříž J., Valečka J., 1980. Revision of Upper Cretaceous Stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 55 (5): 277–296.

Čech S., 2011. Palaeogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – An Overview. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku, 18 (1): 18–21.

Dèzes P., Schmid S.M., Ziegler P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics, 389: 1–33.

Eliáš M., 1981. Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. Sborník geologických věd, Geologie, 35: 75–145.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews, 102: 121–158.

Havíř J., 2000. Stress analyses in the epicentral area of Nový Kostel (Western Bohemia). Studia Geophysica et Geodaetica, 44: 522–536.

Havlena V., 1983a. Limnický permokarbon. *W:* Geologie ČSSR I. Český masív (red. Z. Mísař i in.): 254–274. Státní Pedagogické Nakladatelství, Praha.

Havlena V., 1983b. Platformní jednotky. *W:* Geologie ČSSR I. Český masív (red. Z. Mísař i in.): 276–319. Státní Pedagogické Nakladatelství, Praha.

Kodym O., 1956. Základní problémy křídy v Českém masivu. Časopis pro mineralogii a geologii, 1: 136–140.

Malkovský M., Benešová Z., Čadek J., Holub V., Chaloupský J., Jetel J., Müller V., Mašín J., Tásler R., 1974. Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Ústřední ústav geologický, Praha.

Melichar R., 1995. Tektonický význam boskovické brázdy. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 64–66.

Němejc F., 1958. Contributions to the stratigraphy of the Třeboň part of the South Bohemian Basins. Věstník Ústředního ústavu geologického, 33: 317–330.

Pešek J., 1994. Carboniferous of Central and Western Bohemia (Czech Republic). Czech Geological Survey, Prague.

Rajchl M., Uličný D., Grygar R., Mach K., 2009. Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). Basin Research, 21: 269–294.

Suchý V., Zachariáš J., Sýkorová I., Kořinková I., Pešek J., Pachnerová-Brabcová K., Luo Q., Filip J., Světlík I., 2022. Palaeo-thermal history of the Blanice Graben (the Bohemian Massif, Czech Republic): the origin of anthracite in a late-Variscan strike-slip basin. International Journal of Coal Geology, 263: 104129.

Suk M., Buday T., 1995. Saxonská tektonika v Českém masívu. Uhlí, Rudy, Geologický Průzkum, 12: 382–383.

Špaček P., Bábek O., Štěpančíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J., 2015. The Nysa–Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). International Journal of Earth Sciences, 104: 963–990.

Špičáková L., Uličný D., Koudelková G., 2000. Tectonosedimentary Evolution of the Cheb Basin (NW Bohemia, Czech Republic) between Late Oligocene and Pliocene: A Preliminary Note. Studia Geophysica et Geodaetica, 44: 556–580.

Tásler R., 1966. Tectonics of the Permo-Carboniferous of the Intra-Sudetic and Krkonoše-piedmont Basins. *W:* Regional Geology of Czechoslovakia, Part I, The Bohemian Massif (red. W. Zoubek): 449–452. Geological Survey of Czechoslovakia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

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. Ústřední ústav geologický, Praha.

Zajíc J., 1998. The first find of the dinosaurian footprint in the Czech Republic (the Krkonoše Piedmont Basin) and its stratigraphic significance. Journal of the Czech Geological Society, 43: 273–275.

Ziegler P.A., 1992. European Cenozoic rift system. Tectonophysics, 208: 91–111.

Problem przebiegu zachodniej granicy Brunowistulii na bloku przedsudeckim

Stanisław Madej

Lokalizacja na bloku przedsudeckim i przebieg granicy zespołu jednostek strukturalnych określanych jako domena (lub terran) Brunowistulii (inaczej: brunowistulik lub – głównie w polskiej części: blok górnośląski; zob. też podrozdziały 5.1.1 i 5.1.6) z jednostkami sudeckimi zaliczanymi do domeny saksoturyńskiej (inaczej: saksoturyngik; np. Franke i in., 1993; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Martínez Catalán i in., 2020) od dawna są przedmiotem dyskusji i kontrowersji. Od czasów prac Suessa (1912, 1926) dokładnie znany jest przebieg moldanubskiego systemu nasuwczego w południowo-wschodniej części Masywu Czeskiego, na Morawach. System ten stanowi w terminologii Suessa „strefę tektoniki mobilnej", obejmującą stos krystalicznych płaszczowin morawskich, oddzielającą masę moldanubską na zachodzie od quasi-platformowego obszaru okolic Brna, gdzie na kadomskim krystalicznym podłożu spoczywa niezmetamorfizowana sukcesja dewońska. Ku północy płaszczowiny morawskie przechodzą w płaszczowiny śląskie (silezik), zbudowane z sekwencji skalnych zarówno krystalicznych, jak i w różnym stopniu zmetamorfizowanych skał dewońskich, uważane dzisiaj za stektonizowane zachodnie obrzeże brunowistuliku (zob. też podrozdziały 5.1.4.1 i 5.1.6). Położona we wschodnich Sudetach na terenie Republiki Czeskiej granica tektoniczna pomiędzy stektonizowanymi jednostkami Brunowistulii (silezik) a położonymi na zachód od nich środkowosudeckimi jednostkami zaliczanymi dziś do saksoturyngiku, a określanymi od dawna w Czechach tradycyjną zbiorową nazwą Lugikum (termin Suessa, 1912, 1926; nazwa od mitycznego plemienia Lugiów, mającego zasiedlać niegdyś Łużyce) jest od dawna wyznaczana wzdłuż nasunięcia ramzowskiego (fig. 1; Bederke, 1929; nazwa od miejscowości Ramzová na granicy masywów górskich Śnieżnika i Pradziada) lub wzdłuż sąsiedniego nasunięcia nyznerowskiego (Skácel, 1989; Schulmann, Gayer, 2000; nazwa od miejscowości Nýznerov, położonej ok. 8 km na N od Ramzowej). Ta ostatnia lokalizacja, w tektonicznym spągu zdominowanej przez kompleksy maficzne jednostki Starého Města, jest uznawana za bardziej trafną zgodnie z dzisiejszym stanem wiedzy.

Przedłużenie wspomnianych nasunięć z Sudetów na wschodnią część bloku przedsudeckiego, położoną na wschód od masywu sowiogórskiego, jest trudne do prześledzenia ze względu na słabe – w porównaniu z Sudetami – odsłonięcie terenu. Usytuowanie nasunięć mających stanowić na bloku przedsudeckim granicę między strukturami wschodnio- i środkowosudecką, albo – używając innej terminologii – pomiędzy brunowistulikiem i lugikum, względnie między terranami Brunowistulii i Saksoturyngii, było dotychczas interpretowane w różny sposób i na podstawie różnie zdefiniowanych kryteriów (fig. 1). Bederke (1929) poprowadził hipotetyczną linię nasunięcia równolegle do i nieco na wschód od wschodniej granicy strefy ścinania Niemczy, w obrębie skał kwarcowo-skaleniowych należących do pasma kamienieckiego. Oberc (1968) wyznaczył ją na wschód od masywu Strzelina. Z kolei Skácel (1989) umiejscowił tę ważną, ale trudno uchwytną na bloku przedsudeckim granicę w obrębie masywu Strzelina, pomiędzy Wzgórzami Lipowymi a Strzelińskimi. Cwojdziński i Żelaźniewicz (1995) uznali, że fragmenty tej granicy mogą stanowić nasunięcia uwidoczniające się w obrębie Wzgórz Strzelińskich.

Oberc-Dziedzic i Madej (2002) na podstawie własnych badań petrologicznych i prac kartograficznych zdefiniowali nową strukturę tektoniczną – nasunięcie Strzelina (fig. 1, 2) i jednoznacznie zinterpretowali ją jako fragment granicy między strukturą środkowo- i wschodniosudecką, a w obecnej nomenklaturze – między elementami należącymi do terranów Saksoturyngii oraz Brunowistulii (Oberc-Dziedzic i in., 2018). Elementy Brunowistulii tworzą dolną jednostkę tektoniczną, podścielającą nasunięcie Strzelina i zbudowaną ze skał należących do kompleksu Strzelina. Skały tej jednostki tektonicznej odsłaniają się na obszarze Wzgórz Strzelińskich i w południowej części Wzgórz Lipowych. Należą do niej neoproterozoiczne gnejsy (gnejsy ze Strzelina – datowane na ~600 i ~568 mln lat oraz gnejsy sillimanitowe z Nowolesia – datowane na ~602 i ~587 mln lat), tzw. starsza seria łupkowa (łupki łyszczykowe, skały wapniowo-krzemianowe, marmury oraz amfibolity) oraz młodsza seria łupkowa, rozwinięta w postaci warstw z Jegłowej (kwarcyty, łupki kwarcowo-serycytowe, zlepieńce), wieku wczesnośrodkowodewońskiego, których protolit stanowiły osady zdeponowane w morawsko-śląskim basenie załukowym (Szczepański, 2007).

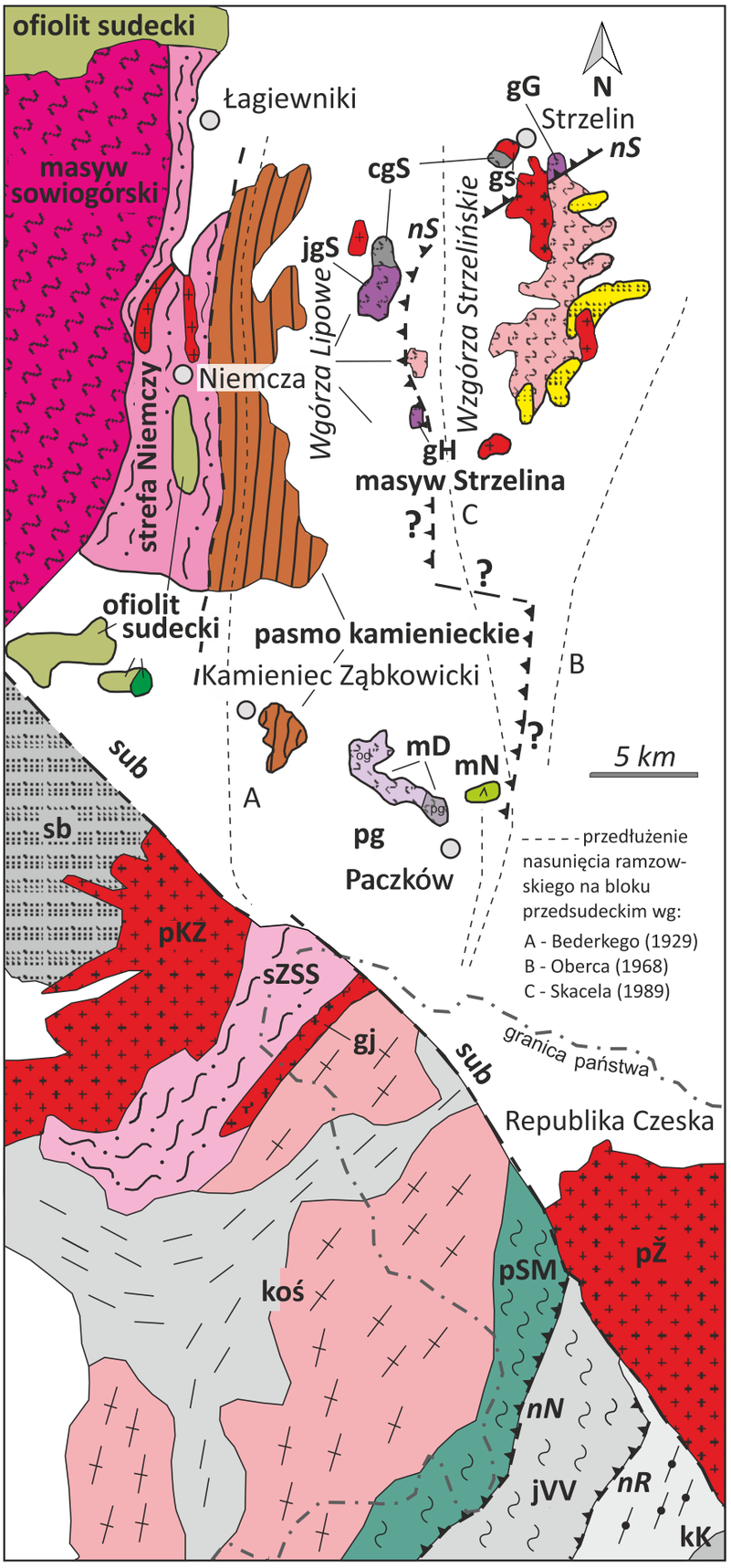
Wiek, wysoki stopień metamorfizmu i cechy geochemiczne gnejsów kompleksu Strzelina oraz towarzyszących im serii łupkowych wskazują, że skały te odpowiadają utworom skalnym strefy morawsko-śląskiej w Sudetach Wschodnich (Oberc-Dziedzic i in., 2005). Te ostatnie również stanowią włączony w obręb orogenu waryscyjskiego zachodni fragment brzeżny terranu Brunowistulii, charakteryzujący się neoproterozoicznym wiekiem i wysokim stopniem metamorfizmu skał krystalicznych oraz dewońsko-karbońską, częściowo zmetamorfizowaną pokrywą osadową (np. Schulmann, Gayer, 2000).

Górna jednostka tektoniczna nasunięcia Strzelina (fig. 2) jest zbudowana ze skał należących do kompleksu Stachowa. Są to ortognejsy o wieku protolitu ~500 mln lat (jasne gnejsy ze Stachowa, gnejsy z Henrykowa, gnejsy z Gościęcic), częściowo zmigmatyzowane paragnejsy, amfibolity, skały wapniowo-krzemianowe oraz marmury. Ortognejsy (jasne gnejsy ze Stachowa) występują w środkowej części Wzgórz Lipowych oraz w części południowej, w rejonie Henrykowa (gnejsy z Henrykowa), gdzie prawdopodobnie zalegają tektonicznie na neoproterozoicznych gnejsach kompleksu Strzelina. Na Wzgórzach Strzelińskich wystąpienia ortognejsów kompleksu Stachowa znajdują się w północnej części, w rejonie Gościęcic (gnejsy z Gościęcic) oraz w okolicy kamieniołomów granitu w Strzelinie. Paragnejsy (ciemne gnejsy ze Stachowa) stanowią okrywę ortognejsów. Odsłaniają się w północnej części Wzgórz Lipowych oraz tworzą niewielkie wystąpienia w północnej i południowej części Wzgórz Strzelińskich (Oberc-Dziedzic, Madej, 2002). Badania wieku cyrkonów z jasnych i ciemnych gnejsów oraz ich charakterystyka geochemiczna pozwoliły zaliczyć skały kompleksu Stachowa do elementów terranu Saksoturyngii (Oberc-Dziedzic i in., 2018). Tym samym na Wzgórzach Lipowych i Strzelińskich znajdujemy elementy charakterystyczne zarówno dla terranu Brunowistulii, jak i Saksoturyngii.

Na zachód od Wzgórz Lipowych masyw Strzelina graniczy wzdłuż doliny Małej Ślęży z pasmem Kamieńca Ząbkowickiego, którego skały również zostały zaliczone do elementów Saksoturyngii (m.in. Franke, Żelaźniewicz, 2000; Jastrzębski i in., 2020; Szczepański i in., 2023). Także leżące na południowy wschód od Kamieńca Ząbkowickiego gnejsy masywu Doboszowic: paragnejsy z Chałupek – o maksymalnym wieku depozycji protolitu oszacowanym na ~456 mln lat (Szczepański i in., 2023) – oraz ortognejsy z Doboszowic są zaliczane do skał domeny saksoturyńskiej (Jastrzębski i in., 2023; Szczepański i in., 2023). Wiek protolitu tych ostatnich został określony na ~488 mln lat (Mazur i in., 2010) oraz ~494 mln lat (Jastrzębski i in., 2023).

Przedstawiona na mapie (fig. 1) lokalizacja nasunięcia Strzelina, mającego reprezentować tektoniczną granicę Brunowistulii z saksoturyńskimi jednostkami przedpola środkowych Sudetów i stanowić odpowiednik nasunięcia nyznerowskiego, rozdzielającego Sudety środkowe od wschodnich, została precyzyjnie wyznaczona na Wzgórzach Strzelińskich przez Oberc-Dziedzic i Madeja (2002). Jej dalszy przebieg ku południowi – ze względu na słabe odsłonięcie podkenozoicznego podłoża – jest coraz bardziej hipotetyczny, a poczynając od okolic Ziębic może być traktowany jedynie jako hipoteza, uwzględniająca jednak lokalne i regionalne fakty geologiczne. Na podstawie późnokarbońskiego lewoskrętnego przesunięcia (o co najmniej 10 km) na sudeckim uskoku brzeżnym strefy ścinania Niemczy względem strefy ścinania Złoty Stok–Skrzynka, które najprawdopodobniej oryginalnie stanowiły jedną większą strukturę, można spodziewać się podobnego przesuwczego przemieszczenia uskoku nyznerowskiego przy jego przejściu na blok przedsudecki.

Należy tu zauważyć, że przedstawiony na fig. 1 wschodni odcinek sudeckiego uskoku brzeżnego zbiega się ze wschodnim fragmentem o znaczeniu regionalnym uskoku śródsudeckiego, który we wczesnym karbonie funkcjonował jako wielkoskalowa, przecinająca całe Sudety w kierunku WNW–ESE prawoskrętna podatna strefa ścinania. W późnym karbonie doszło jednak do epizodu odwrócenia zwrotu przemieszczenia na tym uskoku z prawoskrętnego (dekstralnego) na lewoskrętne (sinistralne) oraz zmiany warunków deformacji z podatnych na półkruche i kruche, co dobrze zapisało się w obrazie geologiczno-kartograficznym nie tylko opisywanego tu rejonu, ale też okolic Jeleniej Góry koło Pilchowic (Aleksandrowski, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997, zob. też podrozdział 5.1.6.1).



ELEMENTY TERRANU BRUNOWISTULII

masyw Strzelina

kompleks Strzelina

młodsza seria łupkowa
- warstwy z Jegłowej

nS — nasunięcie Strzelina

uskoki: stwierdzone i przypuszczalne

kwarcyty, łupki kwarcowo-serycytowe (D_{1-2})

gnejsy

gnejsy ze Strzelina, gnejsy z Nowolesia (~600-570 mln lat)

jednostka Velkého Vrbna

skały metawulkaniczne, metaosadowe (Pt_3)

kopuła Keprnika

seria Branny

skały metawulkaniczne, metaosadowe (D)

ortognejsy (Pt_3)

ELEMENTY TERRANU SAKSOTURYNGII

masyw Strzelina

kompleks Stachowa

ortognejsy: jasne gnejsy ze Stachowa, z Henrykowa, z Gościęcic (~500 mln lat)

paragnejsy: ciemne gnejsy ze Stachowa (Pt_3-Cm)

pasmo kamienieckie

łupki łyszczykowe, skały kwarcowo-skaleniowe (Pt_3-Cm?)

masyw Doboszowic

ortognejsy (o) z Doboszowic (~500 mln lat), paragnejsy (p) z Chałupek (Or?)

kopuła orlicko-śnieżnicka

mylonity strefy ścinania Złoty Stok-Skrzynka (C)

orto- i paragnejsy (Cm-Or)

skały metaosadowe, metawulkanity grupy Młynowca-Stronia (Cm-Or)

pasmo Starého Města

metabazalty, metagabra, metaryolity (Cm_3)

granitoidy (340-300 mln lat)

masyw sowiogórski

gnejsy (Cm_{2-3}), migmatyty (~380 mln lat)

strefa ścinania Niemczy

mylonity (C_1)

ofiolit sudecki

serpentynity (wiek serpentynizacji ~400 mln lat)

metagabra (~400 mln lat)

masyw Niedźwiedzia

amfibolity (D_1?)

struktura bardzka

piaskowce, zlepieńce (D_3-C_1)

FIG. 1. Lokalizacja kontaktu tektonicznego między jednostkami sudeckimi domeny Saksoturyngii a domeną Brunowistulii (blokiem górnośląskim) wg różnych autorów na szkicowej mapie fragmentu bloku przedsudeckiego i przyległej części Sudetów (wg Mazura, Puziewicza, 1995; Oberc-Dziedzic i in., 2018 – zmodyfikowano). Objaśnienie skrótów: cgS – ciemne gnejsy ze Stachowa; gG – gnejsy z Gościęcic; gH – gnejsy z Henrykowa; gj – granitoidy Jawornika; gs – granitoidy strzelińskie; jS – jasne gnejsy ze Stachowa; jVV – jednostka Velkého Vrbna; kK – kopuła Keprnika; koś – kopuła orlicko-śnieżnicka; mD – masyw Doboszowic; mN – masyw amfibolitowy Niedźwiedzia; nN – nasunięcie nyznerowskie; nR – nasuniecie ramzowskie; pKZ – pluton Kłodzka–Złotego Stoku; pSM – pasmo Starého Města; pŽ – pluton Żulowej; sb – struktura bardzka; sub – sudecki uskok brzeżny; sZSS – strefa ścinania Złoty Stok–Skrzynka

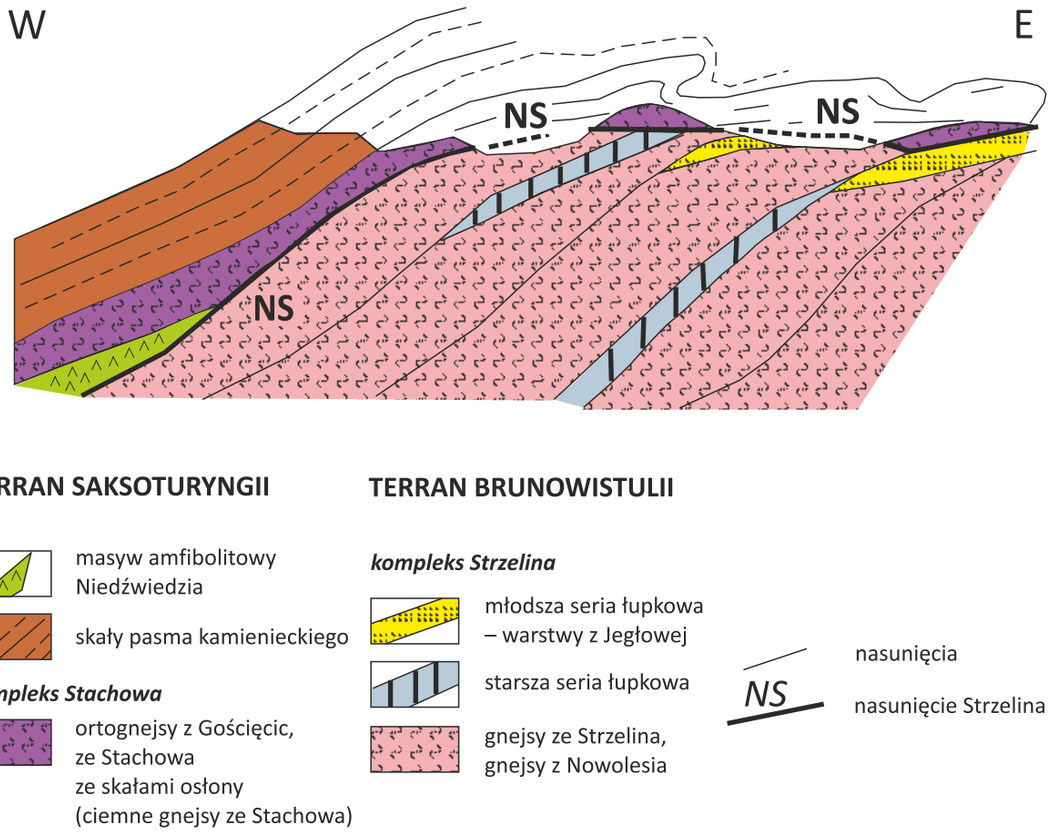


FIG. 2. Schematyczny przekrój przez wschodnie obrzeżenie masywu sowiogórskiego na bloku przedsudeckim, przedstawiający charakter kontaktu tektonicznego między domenami (terranami) Saksoturyngii a Brunowistulii, reprezentowanego przez nasunięcie Strzelina w rejonie Wzgórz Lipowych i Strzelińskich (wg Oberc-Dziedzic, Madeja, 2002; Oberc-Dziedzic i in., 2005 – zmodyfikowano)

Najbardziej południowy odcinek hipotetycznego przebiegu nasunięcia Strzelina na fig. 1 został wyznaczony zgodnie z wyżej przedstawionymi przesłankami na wschód od saksoturyńskich gnejsów z Doboszowic, a także przy (nieudokumentowanym) założeniu, że amfibolity masywu Niedźwiedzia stanowią analog niektórych skał obecnych we wschodniosudeckiej jednostce Starého Města. Częściowej weryfikacji słuszności tego założenia mogłoby dostarczyć datowanie skał masywu, o co jednak trudno, ze względu na ich litologię. Mogłaby też zapewne w tym pomóc szczegółowa analiza geofizycznych pól potencjalnych w rejonie między Niedźwiedziem a brzegiem Sudetów.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., 2003. Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. *W*: Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.), Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu. Wydaw. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wydaw. Wind, Wrocław: 105–118.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 133: 727–739.

Bederke E., 1929. Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geologische Rundschau., 20: 186–205.

Cwojdziński S., Żelaźniewicz A., 1995. Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. (Crystalline basement of the Fore-Sudetic Block). Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, Wrocław: 11–28.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society London, Special Publications, 179: 63–86.

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.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Budzyń B., Sláma J., Konečný P., 2020. Age constraints on the Pre-Variscan and Variscan thermal events in the Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic belt (the Fore-Sudetic Block, SW Poland). Annales Societatis Geologrum Poloniae, 90: 27–49.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Stawikowski W., Budzyń B., Krzemińska E., Machowiak K., Madej S., Białek D., Sláma J., Czupyt Z., Jaźwa A., 2023. The eastern part of the Saxothuringian Terrane characterized by zircon and monazite data from the Doboszowice Metamorphic Complex in the Sudetes (Poland). Annales Societatis Geologrum Poloniae, 93: 229–249.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S. 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109, 1105–1131

Mazur S., Puziewicz J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 23–52.

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.

Oberc J., 1968. Granica między strukturą zachodnio- i wschodniosudecką. (The boundary between the western and eastern Sudetic tectonic structure). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 38: 203–271.

Oberc-Dziedzic T., Madej S., 2002. The Variscan overthrust of the Lower Palaeozoic gneiss unit on the Cadomian basement in the Strzelin and Lipowe Hills massifs, Fore-Sudetic Block, SW Poland; is this part of the East--West Sudetes boundary? Geologia Sudetica, 34: 39-58.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Klimas K., Fanning M.C., Madej S., 2005. Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SWPoland). Geological Quarterly, 49: 363–378.

Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Madej S., Pin C., 2018. The Saxothuringian Terrane affinity of the metamorphic Stachów Complex (Strzelin Massif, Fore--Sudetic Block, Poland) inferred from zircon ages. Geological Quarterly, 62: 237–256.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Skácel J., 1989. On the Lugicum-Silesicum boundary (in Czech with English summary). Acta Universitatis Wratislaviensis 1113, Prace Geologiczno--Mineralogiczne, 17: 45–55.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschriften der österreichischen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 78: 541–631.

Suess F.E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger, Berlin.

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.

Szczepański J., Kaszuba G., Anczkiewicz R., Ilnicki S., 2023. Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 160: 1498–1534.

Późnokarbońskie deformacje kompresyjne w rdzeniach wiertniczych z basenu lubelsko-lwowskiego

Maciej Tomaszczyk

Obraz tektoniczny zewnętrznej części orogenu waryscyjskiego w Polsce (waryscyjskich eksternidów) przedstawiony w podrozdziale 5.1.4.2 i istotnie zmieniający poglądy dominujące w literaturze od wielu dziesięcioleci, opiera się głównie na „wielkoskalowych" danych strukturalnych pochodzących z przemysłowych profili sejsmicznych oraz na danych stratygraficznych z wierceń. Rdzenie wiertnicze dostarczają możliwości studiowania zjawisk tektonicznych również w skali mezoskopowej, podobnej do tej znanej z odsłonięć typowych dla obszaru naszego kraju, i tym samym, pozwalają uwiarygodnić wnioski oparte na przesłankach pośrednich, wynikających z badań geofizycznych oraz danych stratygraficzno-chronologicznych.

Strukturalne profilowanie rdzeni wiertniczych daje możliwość określenia kinematyki formowania się obserwowanych struktur tektonicznych, następstwa zmian reżimu naprężeń oraz zdarzeń tektonicznych zarejestrowanych w analizowanym materiale. Dostarcza danych do rekonstrukcji ewolucji basenu sedymentacyjnego w dużo mniejszej skali niż pozwala na to interpretacja danych sejsmicznych, będąc jednocześnie dobrym narzędziem do weryfikacji poprawności interpretacji sejsmiki. Poniżej przedstawiono wyniki analizy opartej na strukturalnym profilowaniu rdzeni z trzydziestu otworów wiertniczych, w których nawiercono utwory paleozoiku w basenie lubelsko-lwowskim (Jarosiński, 2004; Tomaszczyk, 2015; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

Otwory rdzeniowane na obszarze Lubelszczyzny są rozmieszczone nierównomiernie, a rdzeniowane interwały w większości są fragmentaryczne. Tylko nieliczne otwory badawcze były w pełni lub prawie w pełni rdzeniowane np. Niedrzwica IG 1, Lublin IG 1 czy Opole Lubelskie IG 1. Gęsta sieć profili sejsmicznych 2D pozwala nawet przy niewielkiej ilości rdzenia na jego analizę w oparciu o szerszy kontekst strukturalny. Na figurach 1 i 2 przedstawiono przykład integracji analizy strukturalnej rdzenia wiertniczego z interpretacją sejsmiki 2D w obrębie struktury Mełgwi, zlokalizowanej w osiowej części synklinorium lubelskiego. Struktury tektoniczne obecne w rdzeniu pozwoliły na bardzo dokładną lokalizację nasunięcia w profilu, co nie zawsze jest możliwe w przypadku interpretacji bazującej tylko na samej sejsmice.

Najliczniej są reprezentowane w rdzeniach struktury związane z kompresyjnym reżimem późnokarbońskiej fazy tektonicznej, która doprowadziła do inwersji basenu. Liczba starszych, przedinwersyjnych struktur tektonicznych jest znacząco mniejsza, co można wiązać z niższą intensywnością ówczesnych procesów tektonicznych. Dodatkowo, część tych starszych struktur mogła zostać później zreaktywowana lub przekształcona podczas inwersji tektonicznej. Obecność późnokarbońskich struktur nasuwczych obserwować można w całej sekwencji paleozoiku – od kambru po karbon. W każdym z analizowanych otworów stwierdzono obecność struktur związanych z fazą inwersji późnokarbońskiej. Charakterystyczna jest różna intensywność wystąpień tych struktur w profilu, co ma związek z występowaniem wielopoziomowości deformacji. W pokrywie osadowej basenu lubelskiego zaznacza się kilka poziomów odkłuć związanych zarówno z poziomami stratygraficznymi, jak i reologią skał (Tomaszczyk, 2015). Ze względu na wielkość i intensywność stref deformacji nasuwczych w obrębie rdzenia wiertniczego (fig. 3), wyróżniono 3 grupy: małe, średnie i duże. W przypadku małych, są to pojedyncze lub występujące seryjnie posuwy międzyławicowe, powierzchnie ścięć oraz drobne lustra tektoniczne lub ich zespoły. Na niektórych lustrach obecna jest mineralizacja kalcytowa lub anhydrytowa (zwłaszcza we franie). Nie obserwuje się dużych zmian kąta upadów związanych z wychyleniem warstw (fig. 3: G, I, J). W przypadku stref średniej wielkości (do wysokości kilku metrów), oprócz obecności posuwów międzyławicowych, ścięć i luster nasuwczych (fig. 3: H, L, Ł), występują również strefy brekcji uskokowej (fig. 3: C), często wypełnionej mineralizacją kalcytową lub anhydrytową. W stropowych skrzydłach nasunięć obecne są wychylone warstwy wraz ze spękanymi stowarzyszonymi wypełniony-

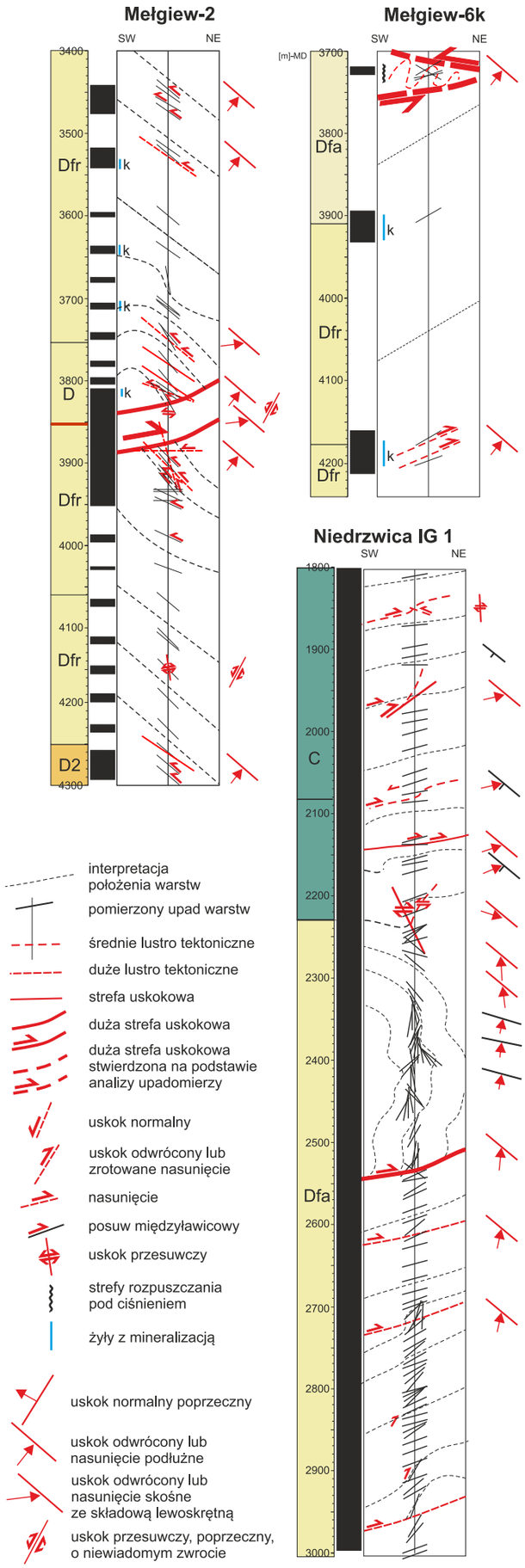


FIG. 1. Profil sejsmiczny w domenie głębokości z naniesionymi interwałami rdzeniowania na trajektorię otworów Mełgiew-2 oraz Mełgiew-6K. Analiza strukturalna rdzeni z tych otworów (fig. 2) pozwoliła na przedstawioną tutaj dokładną interpretację przebiegu nasunięcia Pliszczyna. D1+D2 – dewon dolny i środkowy; D3-fr – fran; D3-fa – famen; C – karbon; J – jura; K – kreda; n – nasunięcie. Lokalizacja profilu na figurze 12 w podrozdziale 5.1.4.2

mi mineralizacją (fig. 3: A, B). W kilku przypadkach zaobserwowano strome lustra nasuwcze, jednak prawie zawsze w obrębie wychylonych warstw, co świadczy o tym, że powstały przed ich wychyleniem. Strefy tej wielkości związane są z nasunięciami, które mogą być widoczne w danych sejsmicznych. Obecność dużych stref tektonicznych, oprócz wymienionych elementów powyżej, charakteryzuje się niskim uzyskiem rdzenia oraz jego silnym pokruszeniem, co sugeruje silne zaangażowanie tektoniczne tego odcinka profilu. Okruchy rdzenia ujawniają liczne lustra nasuwcze i strefy brekcji tektonicznych z nieregularnymi lustrami w różnych kierunkach. Występują również struktury z rozpuszczania pod ciśnieniem (fig. 3: D, E). Strefy tej wielkości i związane z nimi przesunięcie wzdłuż płaszczyzny nasunięcia bez problemu są widoczne w danych sejsmicznych.

Dosyć liczną grupą kontrakcyjnych struktur tektonicznych są struktury z rozpuszczania pod ciśnieniem. Występują one w rdzeniu jako pojedyncze struktury lub są związane ze strefami nasunięć, najczęściej są to stylolity tektoniczne. Powierzchnie szwów stylolitowych są prawie zawsze katetalne do powierzchni warstw, co świadczy o ich genezie sprzed wychylenia. W kilku przypadkach zaobserwowano rozpuszczanie żył mineralnych wzdłuż powierzchni szwów stylolitowych. W formacjach famenu – bychawskiej oraz firlejskiej – oprócz typowych stylolitów tektonicznych występują drobne struktury z rozpuszczania w obrębie tzw. wapieni bulastych, w których buły wapienne są rozpuszczane, zaś otaczające je margle ulegają deformacją plastycznym (fig. 3: D, E). Niektóre powierzchnie stylolitów ulegają późniejszej reaktywacji i są wykorzystywane przez młodsze struktury nasuwcze.

Obserwuje się również lustra nasuwcze o rysach zorientowanych skośnie do upadu powierzchni uskokowej (fig. 3: K) co świadczy o składowej przesuwczej deformacji. W niektórych otworach np., Minkowice 4A lub Kawęczyn-1 występują strefy, gdzie liczne są pionowe lustra tektoniczne z poziomymi rysami ślizgowymi reżimu przesuwczego (fig. 3: F), tną one starsze lustra nasuwcze, co może świadczyć o zmianie reżimu tektonicznego w końcowej fazie inwersji z TF (reżim uskoków normalnych; ang. *thrust faults*) na SS (reżim uskoków przesuwczych; ang. *strike-slip faults*).

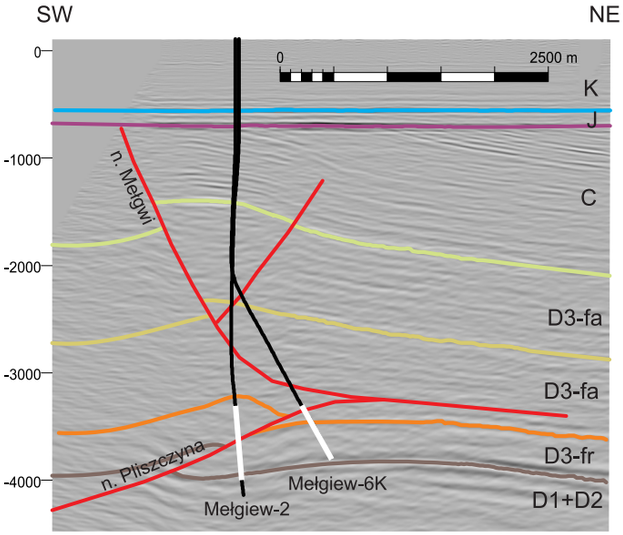


FIG. 2. Graficzne zestawienie wyników profilowania strukturalnego rdzeni wiertniczych z otworów Mełgiew-2, Mełgiew-6K oraz Niedrzwica IG 1. Oznaczenia wieku jak na figurze 1

LITERATURA

Jarosiński M., 2004. Opracowanie zmienności strukturalnej rdzeni w profilach wierceń z basenu lubelskiego i stref obrzeżających wraz z syntezą tektonicznej ewolucji obszaru. Przegląd Geologiczny, 54: 700–709.

Tomaszczyk M., 2015. Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa [rozpr. doktor.].

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.

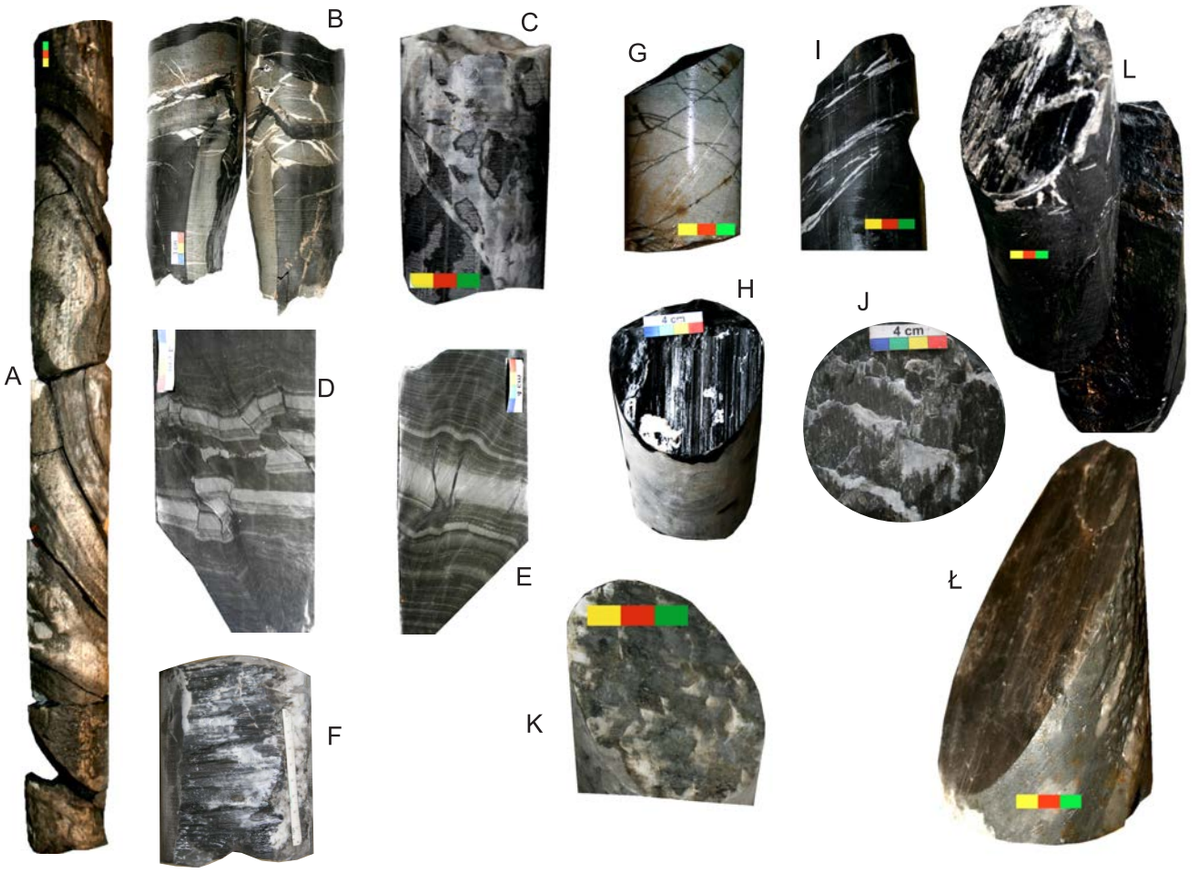


FIG. 3. Przykłady struktur tektonicznych powstałych w reżimie kompresyjnym. A Radawiec Mały-2 (MD-3041 m): zafałdowanie w strefie przyuskokowej, cześć upadów w położeniu odwróconym; B Mełgiew-9H (MD-3320): zafałdowanie w strefie przyuskokowej; C Radawiec Mały-1 (MD-4003 m): strefa brekcji tektonicznej w dolomicie w obrębie strefy nasuwczej; wypełnienie stanowi mineralizacja anhydrytowa; D Mełgiew-6k (MD-3720): struktury z rozpuszczania pod ciśnieniem w obrębie warstewek wapienia; E Mełgiew-6k (MD-3724): struktury z rozpuszczania pod ciśnieniem w obrębie warstewek wapienia, w dolnej części uskok nasuwczy; F Minkowice-4A, (MD-4090): lustro uskoku przesuwczego o rysach poziomych, mineralizacja kalcytowa; G Świdnik-16 (MD-1559): ścięcia o nachyleniu 30°, zorientowane przeciwnie do upadu warstw; H Radawiec Mały-2 (MD-2704 m): lustro nasuwcze po powierzchni uławicenia – poślizg międzyławicowy, upad warstw 70°, mineralizacja kalcytowa; I Świdnik-16 (MD-1539): strefa uskoków nasuwczych o nachyleniu 30–40°, mineralizacja kalcytowa; J Minkowice-4A (MD-4140): lustro nasuwcze po upadzie warstw, mineralizacja kalcytowa; K Radawiec Mały-2 (MD-1855 m): lustro nasuwcze o upadzie 35°, rysy skośne do upadu; mineralizacja kalcytowa; L Ciecierzyn-1 (MD-3435 m): warstwy stromo nachylone od 70 do 90°, posuwy międzyławicowe z rysami ślizgowymi; w górnej części próbki strefa uskoku nasuwczego o nachyleniu 50° z mineralizacją kalcytową; wychylenie warstw nastąpiło po utworzeniu się uskoku nasuwczego; Ł Radawiec Mały-2 (MD-2704 m): lustro nasuwcze po powierzchni uławicenia – poślizg międzyławicowy; upad warstw 70°, mineralizacja kalcytowa

Elementy tektoniki monokliny przedsudeckiej w rejonie kopalń rud miedzi i srebra między Lubinem a Głogowem

Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

Rejon monokliny przedsudeckiej w strefie kontaktu z blokiem przedsudeckim, obejmujący Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy (LGOM), jest jednym z najlepiej rozpoznanych obszarów basenu polskiego. Prowadzona od 1968 roku podziemna eksploatacja złóż rud miedzi i srebra oraz setki otworów wiertniczych wykonanych w celu rozpoznania złoża dostarczają cennych informacji o tektonice regionu.

W obrębie kopalń bardzo szczegółowo wykartowano strop czerwonego spągowca, stanowiący ważną powierzchnię w obrębie serii złożowej. W rejonie dotychczasowej eksploatacji złoża strop czerwonego spągowca stopniowo obniża się w kierunku NE, od głębokości ok. 250 m p.p.m. w części SW do ponad 1200 m p.p.m. Obszar jest pocięty strefami uskokowymi o rozciągłości NW–SE, ENE–WSW oraz E–W (fig. 1, 2).

Dyslokacje o przebiegu NW–SE tworzą system zrębów, rowów i struktur schodowych generalnie obniżających serię złożową i jej mezozoiczno-kenozoiczny nadkład ku NE (fig. 2). Dzięki dokładnemu rozpoznaniu górniczemu wiadomo, że większe rozmiarami strefy tektoniczne obu głównych zespołów zwykle składają się z licznych mniejszych uskoków normalnych i normalno-przesuwczych, tworzących zachodzące w lewo (ang. *left stepping*) – w przypadku stref ukierunkowanych NW–SE) – bądź w prawo (ang. *right-stepping*)

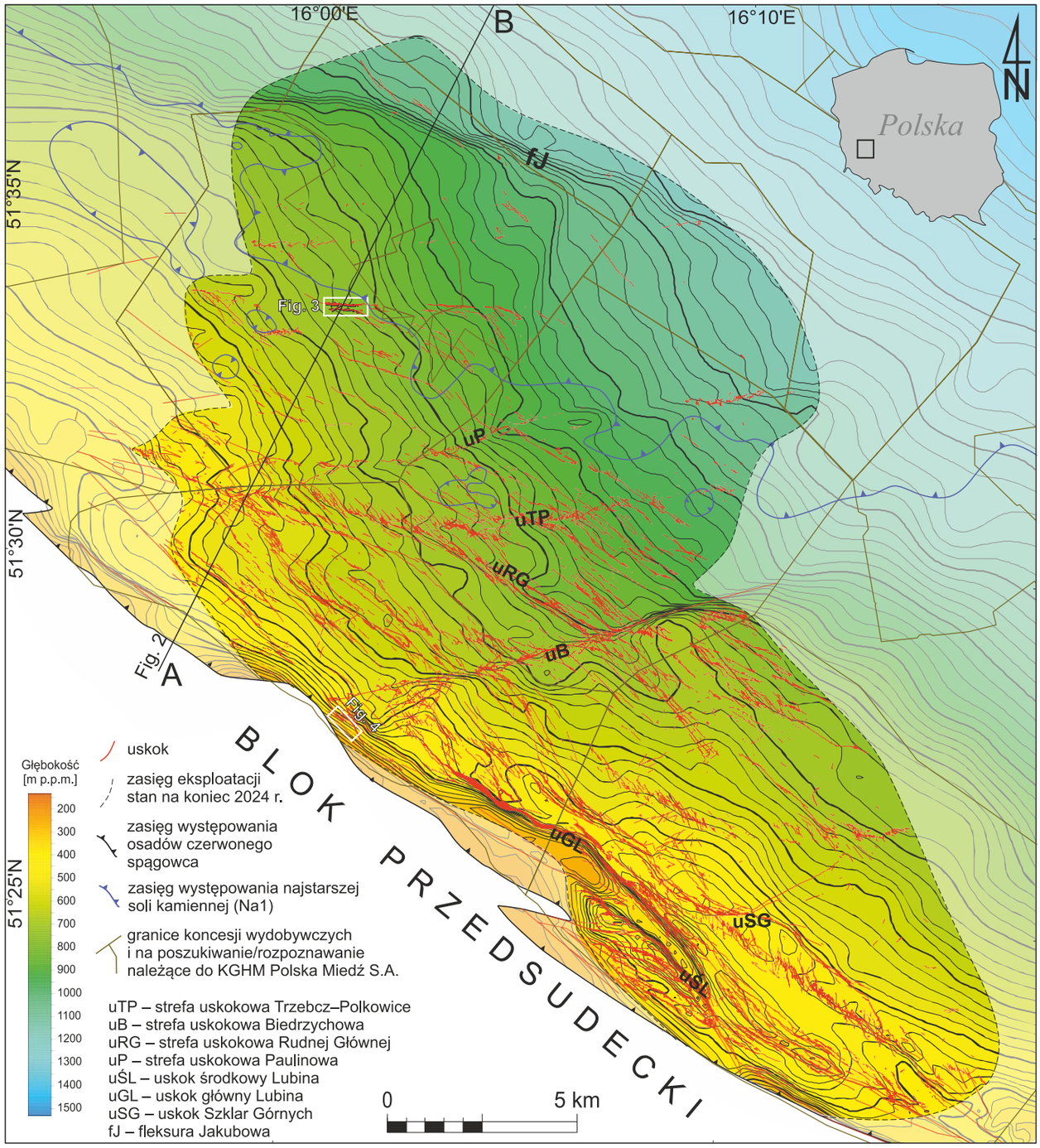


FIG. 1. Mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca w rejonie eksploatacji rud miedzi i srebra na monoklinie przedsudeckiej ze wskazaniem lokalizacji fig. 2 (A–B) oraz fig. 3 i 4 (białe prostokąty). Na mapie zaznaczono zasięg najstarszej soli kamiennej (Na1; zęby skierowane są w kierunku występowania soli). Mapę wykonano w oparciu o dane kopalniane udostępnione przez KGHM Polska Miedź S.A.

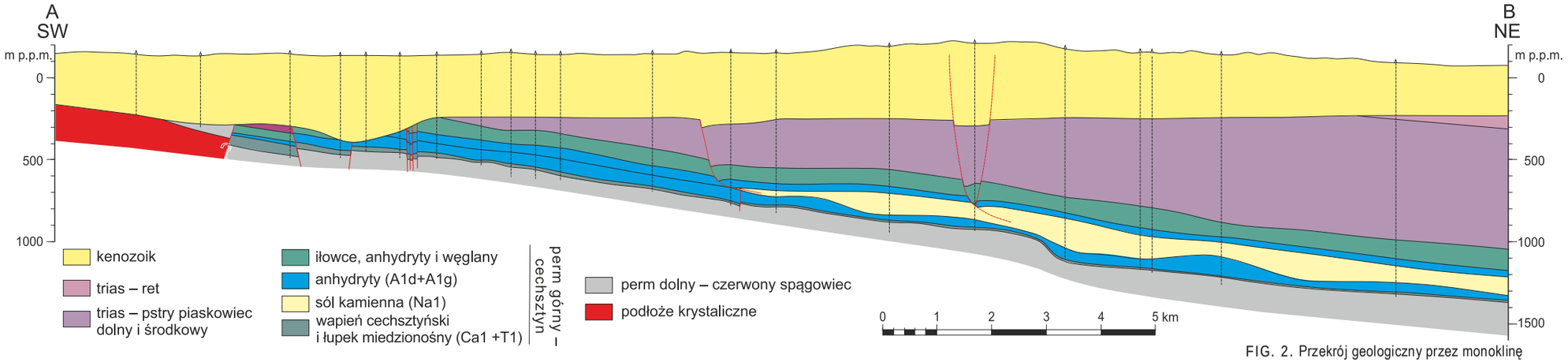


FIG. 2. Przekrój geologiczny przez monoklinę przedsudecką w rejonie eksploatacji złóż rud miedzi i srebra. Lokalizacja na fig. 1

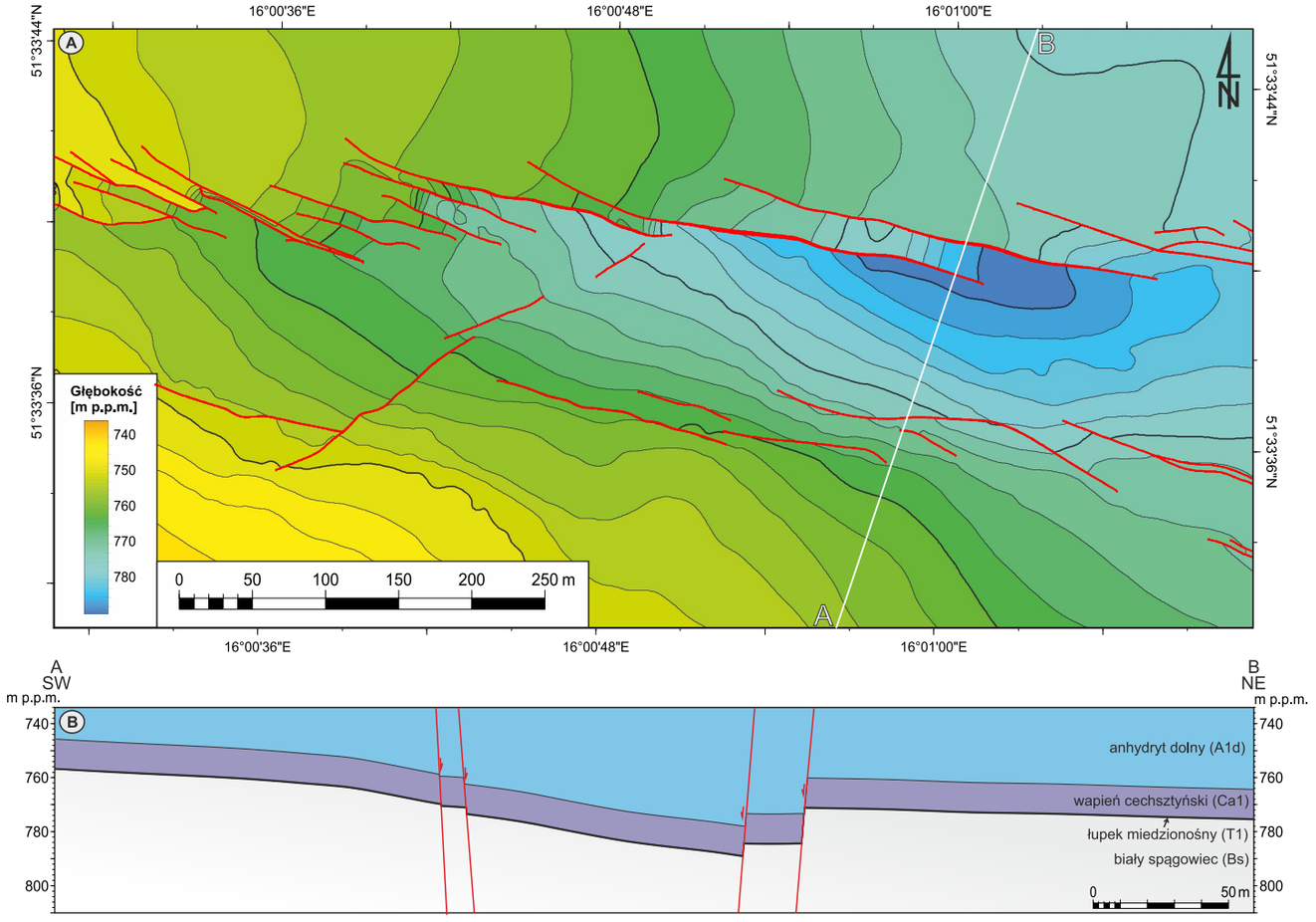


FIG. 3. Mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca A i przekrój B w rejonie półrowu Bądzowa. Widoczny zachodzący w lewo zespół uskoków normalnych składających się na strefę uskokową utworzoną w warunkach prawoskrętnej transtensji

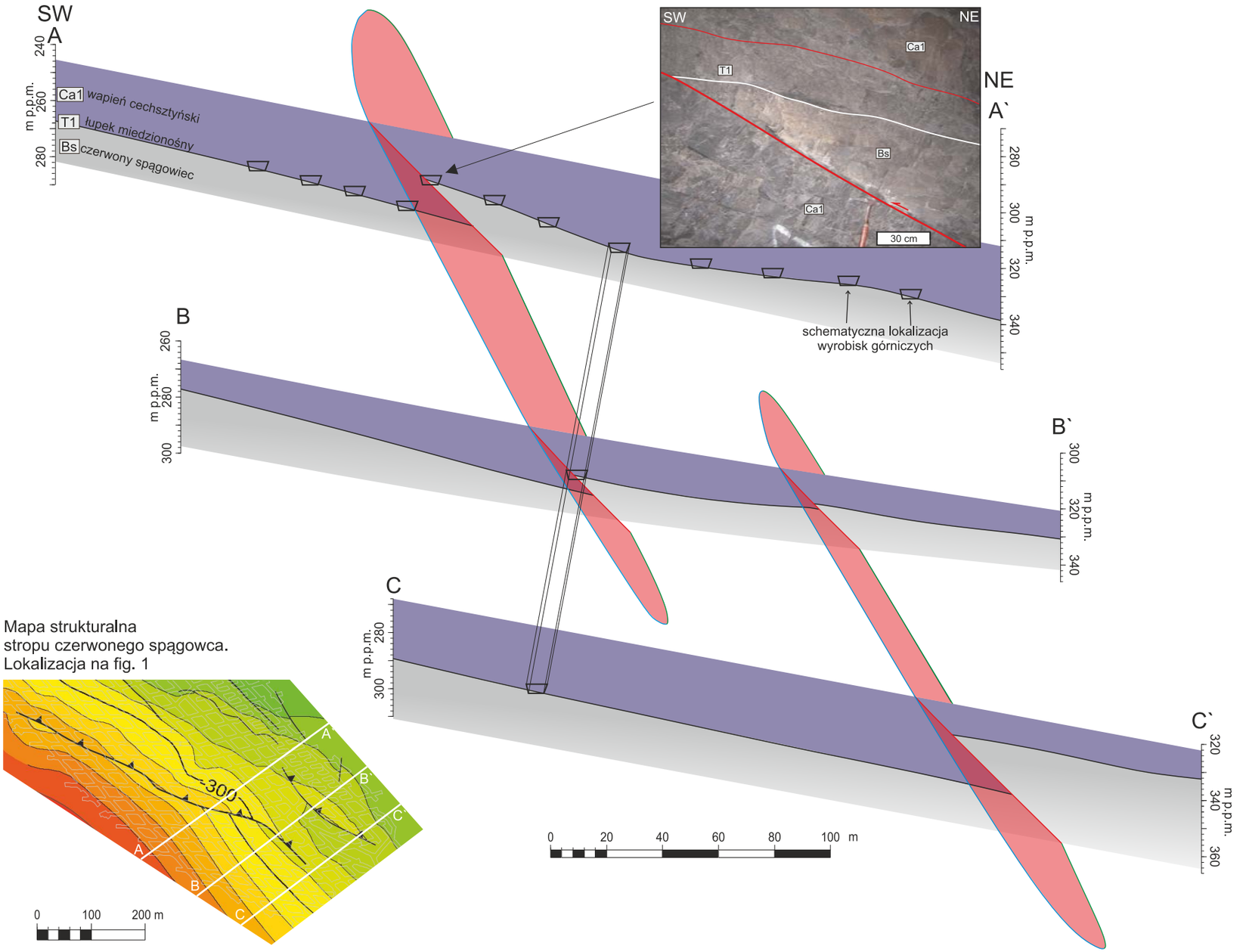


FIG. 4. Przykład geometrii struktur kompresyjnych w postaci antytetycznych uskoków odwróconych w poziomie eksploatacji złoża miedzi, w pobliżu strefy uskoku środkowej Odry na mapie strukturalnej stropu czerwonego spągowca i na schematycznym diagramie opracowanym w oparciu o szczegółowe dane kopalniane. Lokalizacja na fig. 1. Mapa strukturalna zawiera lokalizację przekrojów diagramu, a oglądana w znacznym powiększeniu uwidocznia sieć wyrobisk rozcinających złoże. Na górnym przekroju wrysowano kontur chodników kopalnianych, a jeden z nich przedłużono do przecięcia z uskokiem oraz kolejnym przekrojem celem unaocznienia rodzaju danych wykorzystanych do rekonstrukcji geometrii uskoków. Fotografia przedstawia szczegół widoczny na przekrojach w miejscu przecięcia uskokiem. Kolorem szarym na przekrojach oznaczono utwory białego spągowca (najwyższej partii czerwonego spągowca); kolorem fioletowym – utwory spągowej partii cechsztynu z łupkiem miedzionośnym, wapieniem podstawowym i cechsztyńskim oraz innymi ogniwami pierwszego cyklotemu górnego permu (por. fig. 5)

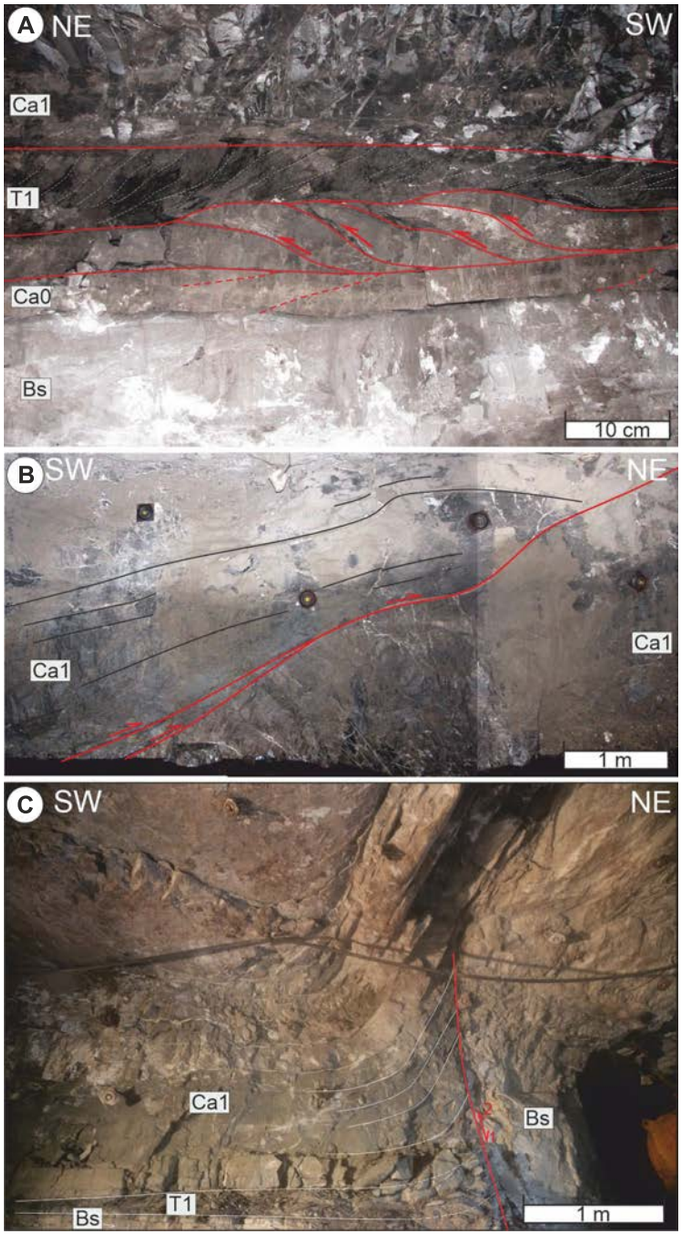


FIG. 5. Przykłady struktur kompresyjnych w spągu cechsztynu; A dupleks warstwy dolomitu granicznego; B nasunięcie w wapieniu cechsztyńskim; C uskok normalny poddany inwersji; Bs – piaskowiec białego spągowca; Ca0 – wapień podstawowy; Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny. Numery przy strzałkach oznaczają kolejność przemieszczeń na uskoku

– w przypadku niektórych stref ukierunkowanych ENE–WSW, kulisowo ułożone zespoły dyslokacji, skośne względem przebiegu stref (fig. 1, 3). Poszczególne uskoki składowe stref, jak i same strefy uskokowe, połączone są ze sobą systemami ramp przekaźnikowych (ang. *relay ramps*; fig. 1, 3). Geometria systemów uskoków składających się na główne strefy wskazuje na istotną, odpowiednio prawo-przesuwczą lub lewo-przesuwczą, składową przemieszczeń na tych strefach, wykazujących amplitudę przemieszczeń przesuwczych, przypuszczalnie sięgającą miejscami kilkuset metrów do kilometra, szacowaną w oparciu o przemieszczenia elewacji stropu czerwonego spągowca oraz o rozmiary wygięcia izolinii położenia tego stropu na fig. 1 (wspomniane wygięcia jednak mogą też częściowo odzwierciedlać komponent zrzutowy omawianych stref uskokowych).

Obserwacje w wyrobiskach górniczych wskazują, że część uskoków pierwotnie normalnych została poddana późniejszym deformacjom kontrakcyjnym/transpresyjnym. Udział deformacji kontrakcyjnych zaznacza się najbardziej w strefie granicznej między monokliną przedsudecką a blokiem przedsudeckim. Występują tam liczne struktury kompresyjne, takie jak uskoki odwrócone i nasunięcia, wskazujące na kompresję/kontrakcję wzdłuż kierunku NE–SW (fig. 2, 4).

Efekty etapu deformacji kompresyjnych ujawniają się na całym obszarze m.in. w postaci ścięć i subhoryzontalnych przemieszczeń zrębów tektonicznych wzdłuż poziomu łupku miedzionośnego, obecności porwaków tektonicznych w łupku miedzionośnym, czy inwersji uskoków normalnych (fig. 5; Salski, 1975, 1977; Markiewicz, 2007; Markiewicz i in., 2007a). W poziomie łupku miedzionośnego lokalnie obserwuje się tektoniczne zwiększanie jego miąższości tam, gdzie występują liczne zafałdowania, w tym fałdy z propagacji uskoków (ang. *fault-propagation folds*), nasunięcia i dupleksy, a także struktury ścięciowe (Salski, 1968; Markiewicz i in., 2007b).

W wyrobiskach górniczych, prowadzonych w utworach najstarszej soli kamiennej (Na1), udokumentowano liczne struktury tektoniczne (Markiewicz, 2003). Intensywne deformacje poziomu najstarszej soli kamiennej świadczą o przemieszczaniu się soli w kierunku głębszej części basenu (ku NE), powodującym również deformacje w nadkładzie soli. Przejawem takich deformacji są najprawdopodobniej rowy tektoniczne o przebiegu NW–SE, które rozcinają utwory górnej części cechsztynu i triasu, a także utwory neogenu. Uskoki ograniczające rowy są zakorzenione najprawdopodobniej w poziomie najstarszej soli kamiennej (fig. 2).

Obszar monokliny przedsudeckiej w rejonie eksploatacji złóż miedzi i srebra stanowi cenny poligon badawczy, dostarczający informacji o ewolucji strukturalnej wypełnienia osadowego południowo-zachodniej części basenu polskiego. Sekwencja wydarzeń tekto-

nicznych wskazuje na: (1) ekstensję pomiędzy środkowym triasem a – prawdopodobnie – wczesną kredą, równoczesną z przemieszczaniem się mas solnych ku NE, (2) kompresję podczas inwersji basenu na przełomie kredy i paleogenu (Markiewicz, 2007; Krzywiec, 2002; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022) oraz (3) kolejny etap ekstensji podczas miocenu, w trakcie którego reaktywowane były starsze dyslokacje.

LITERATURA

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Markiewicz A., 2003. Tektonika cechsztyńskiej soli kamiennej w LGOM i jej znaczenie dla działalności gospodarczej. Zakład Złóż Rud i Soli AGH, Kraków. [rozpr. doktor.].

Markiewicz A., 2007. Rozpoznanie tektoniki złoża Lubin-Sieroszowice w trakcie jego zagospodarowania. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 423: 151–172.

Markiewicz A., Kubiak J., Szarowski W., 2007a. Stan rozpoznania tektoniki, erozji i wietrzenia utworów permsko-mezozoicznych w południowej strefie złożowej kopalń rud miedzi KGHM P.M. S.A. (monoklina przedsudecka). *W*: Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi (red. A. Banaszak, S. Downorowicz): 145–171. KGHM Polska Miedź S.A., Lubin.

Markiewicz A., Suchan J., Tomanik R., 2007b. Zuskokowanie spągowej partii utworów cechsztyńskich w obszarze kopalni „Rudna". *W*: Geologiczne, gospodarcze i społeczne znaczenie odkrycia złoża rud miedzi (red. A. Banaszak, S. Downorowicz): 129–143. KGHM Polska Miedź S.A., Lubin.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Salski W., 1968. Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzinośnych monokliny przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 12: 855–871.

Salski W., 1975. Tektonika okolic Lubina. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 287: 61–179.

Salski W., 1977. Rozwój tektoniczny obszaru miedzionośnego monokliny przedsudeckiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 27–48.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 333–428. Warszawa, 2026

MEZOZOICZNO-KENOZOICZNE PASMO OROGENICZNE KARPAT WRAZ Z ZAPADLISKIEM PRZEDGÓRSKIM

6

Dušan Plašienka, Edyta Jurewicz, Piotr Krzywiec, Mirosław Ludwiniak, Tomasz Malata, Michał Bukała, Jacek Grabowski, Michał Krobicki, Jacek Szczygieł, Grzegorz Staryszak

Współredakcja Jacek Grabowski

6.1. WPROWADZENIE

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Europejska część alpidów tworzy złożony system kolizyjnych pasm orogenicznych powstałych w mezozoiku i kenozoiku. Ich ewolucja była związana z otwieraniem i zamykaniem szeregu basenów oceanicznych zachodniej części Tetydy oraz środkowego Atlantyku. Alpidy środkowoeuropejskie składają się z dwóch gałęzi orogenicznych o przeciwstawnej wergencji. Gałąź północna biegnie od Alp Wschodnich w kierunku północno-wschodnim i zamyka ku wschodowi wielką pętlę karpacką. Na obszarach Polski i Słowacji gałąź ta wykazuje wergencję struktur fałdowo-nasuwczych skierowaną na zewnątrz pętli karpackiej, w kierunku platformy europejskiej (fig. 1). Gałąź południowa, o wergencji południowej do południowo-zachodniej, rozciąga się ku wschodowi/południowemu wschodowi, łącząc Alpy Południowe z Dynarydami. Obie gałęzie są rozdzielone obszernym basenem anońskim, którego osady przykrywają i maskują wzajemne połączenia przedkenozoicznych alpejsko-karpacko-dynarskich struktur orogenicznych.

Zachodniokarpacki odcinek alpidów stanowi najbardziej na północ w Europie wysunięty łuk oroklinalny, zlokalizowany na terytorium pięciu państw: wschodniego skrawka Austrii, wschodnich Moraw i Śląska w północno-wschodniej części Republiki Czeskiej, w południowej Polsce, na zachodzie Ukrainy, północy Węgier i na obszarze praktycznie całej Słowacji. Granice geologiczne Karpat Zachodnich są prowadzone dosyć arbitralnie i w zróżnicowany sposób przez poszczególnych autorów. Granica zachodnia – z Alpami Wschodnimi – jest zazwyczaj lokalizowana w tzw. Bramie Karnuntum[1], tj. obniżeniu pomiędzy Małymi Karpatami a górami Leitha, a następnie przedłużana ku północy w kierunku granicy pomiędzy strefą Waschbergu a jednostką żdanicką Karpat zewnętrznych na granicy państwowej Czech i Austrii (fig. 1). Ku południowi zaś prowadzona jest ku najbardziej na zachód wysuniętym odsłonięciom Średniogórza Zadunajskiego (ang. *Transdanubian Range*), skąd ku północnemu wschodowi granica jest poprowadzona, pod przykryciem osadów kenozoicznych, wzdłuż środkowo-węgierskiej strefy uskokowej (ang. *Mid-Hungarian Fault Zone; MHFZ*). Jest to ważna, regionalna, kenozoiczna strefa przesuwcza, ciągnąca się od lineamentu peryadriatyckiego (ang. *Peri-Adriatic Lineament*) pomiędzy Alpami Południowymi i Wschodnimi (fig. 1), ku wewnątrzkarpackiemu terranowi Cisy (ang. *intra-Carpathian Tisia Terrane* lub *Tisza Megaunit*) oraz pasmu fliszowemu Szolnok (ang. *Szolnok Flysch Belt*; zob. fig. 2). Według tego poglądu (por. Plašienka, 2018a), jednostki tektoniczne Średniogórza Zadunajskiego oraz Gór Bukowych (węg. *Bükk*) stanowią pojurajskie elementy składowe Karpat Zachodnich, pomimo tego, że wykazują bliskie związki litostratygraficzne i strukturalne z odpowiednio południowymi Alpami i Dynarydami (por. Plašienka, 2018a).

Północna granica Karpat Zachodnich przebiega wzdłuż południowej krawędzi zapadliska przedkarpackiego, obejmującą również zdeformowane fragmenty wewnętrznej części zapadliska (fig. 1).

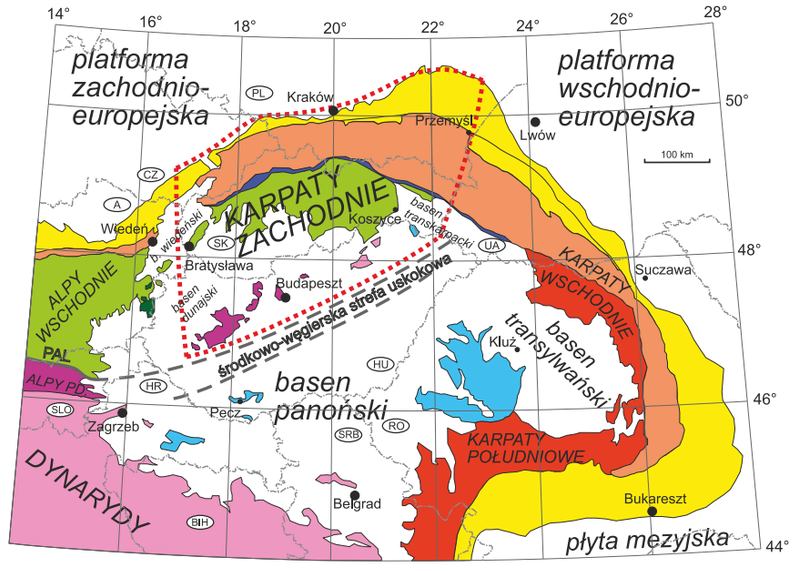
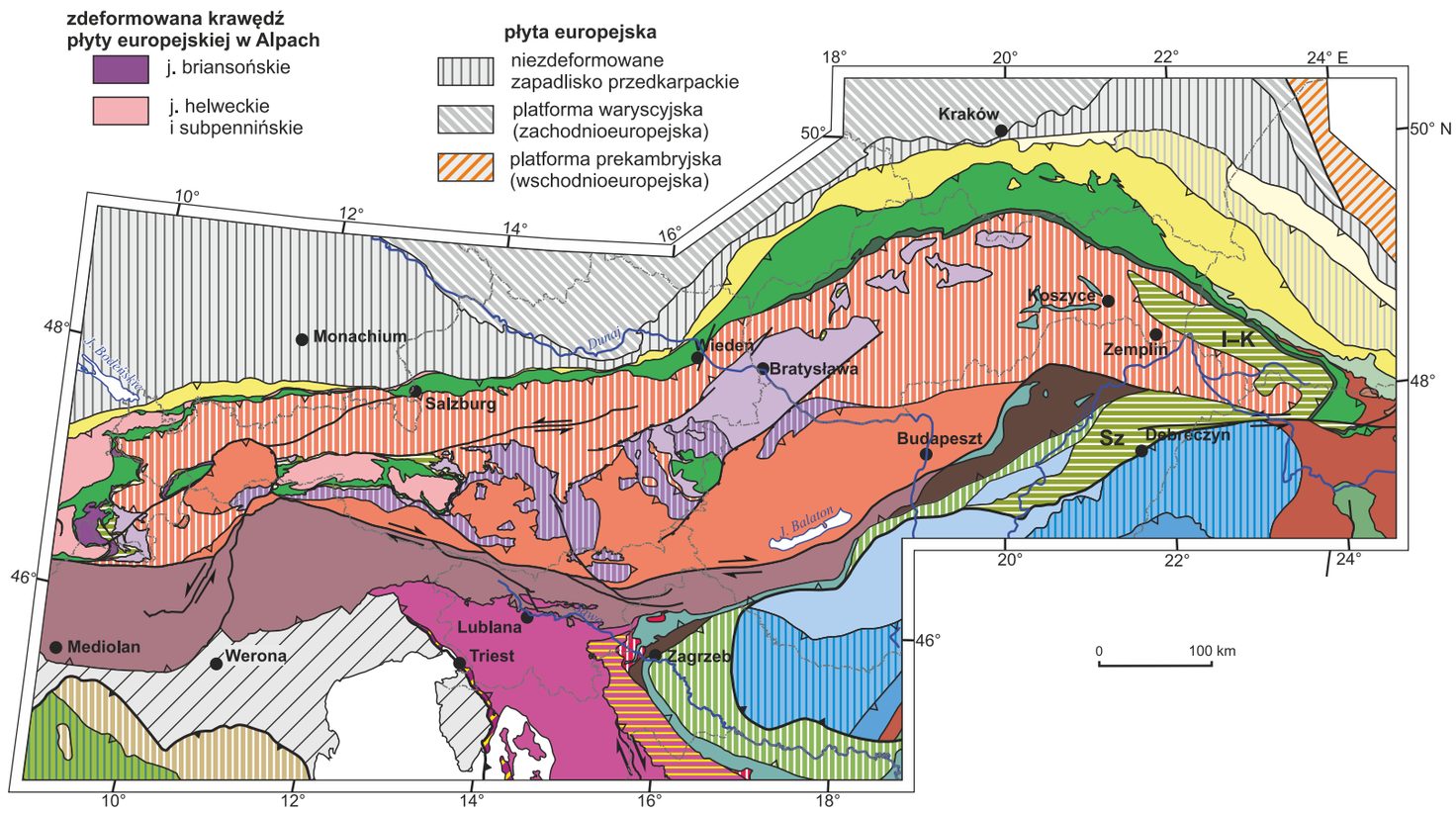


FIG. 1. Położenie Karpat Zachodnich w środkowoeuropejskiej części alpejsko-himalajskiego systemu orogenicznego. Linia kropkowana przedstawia granice Karpat Zachodnich przyjęte w niniejszym opracowaniu. PAL – lineament peryadriatycki

[1] Nazwa od stanowiska archeologicznego w NE Austrii, w którym odsłonięto pozostałości rzymskiego obozu wojskowego.



zdeformowane jednostki zapadliska przedgórskiego i Karpat zewnętrznych (grupy: brzeżna i średnia)

- j. podśląska, śląska, dukielska i molasa allochtoniczna (Alpy)
- j. skolska
- j. borysławsko-pokucka, stebnicka i zgłobicka

megajednostka Cisy (systemy płaszczowinowe)

- Codru
- Bihor
- Mecsek

megajednostka Dacji

- j. subbukowińskie, bukowińskie, Biharia, supragetyckie

strefy szwów tektonicznych

- Piemont–Liguria, Inacovce–Krichevo (I–K), Szolnok (SZ)
- Sava
- Ceahlau–Severin
- pieniński pas skałkowy
- Valais, j. reńsko-danubijska, j. magurska
- j. zachodniego Wardaru
- j. wschodniego Wardaru

jednostki allochtoniczne w Dynarydach

- j. Gór Bukowych i j. Jadar–Kopaonik
- j. Drina–Ivanjica
- j. wsch. Bośni–Durmitoru
- j. „prekrasowa” (*pre-Karst*) i j. fliszu bośniackiego
- j. Wysokiego Krasu (*High Karst*)
- j. dalmackie

jednostki allochtoniczne w Apeninach

- płaszczowiny liguryjskie
- płaszczowina toskańska

płyta adriatycka

- przedpole pd. Alp, Apeninów i Dynarydów

jednostki allochtoniczne w Alpach i Karpatach Zachodnich

- j. Alp Południowych
- j. austroalpejskie górne i j. zachodnich Karpat Wewnętrznych
- wczesno-alpejskie (kredowe) pasma metamorficzne
- j. austroalpejskie górne i j. zachodnich Karpat Centralnych
- j. austroalpejskie dolne, infratatrikum, tatrikum

- nasunięcie
- uskok zrzutowy
- uskok przesuwczy

FIG. 2. Mapka tektoniczna Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich, z obszarami sąsiadującymi (wg Schmida i in., 2020 – zmodyfikowano; zob. fig. 52 w podrozdziale 6.8)

6 Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

Wyznaczenie wschodniej granicy Karpat Zachodnich jest bardziej problematyczne (Żytko, 1999a). Niektóre z elementów tektonicznych uważanych za typowo zachodniokarpackie, jak np. pieniński pas skałkowy czy też jednostka śląska Karpat Zewnętrznych, kontynuują się dość daleko na wschód bez żadnych widocznych zmian, czy to facjalnych, czy strukturalnych. Jednak część elementów zachodniokarpackich zanika ku wschodowi (jednostki austroalpejskie i ich ekwiwalenty karpackie) lub występuje w bardzo zredukowanej formie (jednostka magurska Karpat Zewnętrznych). Pojawiają się też elementy nowe, charakterystyczne tylko dla zewnętrznych Karpat Wschodnich, np. płaszczowina skolska lub porkulecka. W obecnym opracowaniu wschodnią granicę Karpat Zachodnich poprowadzono wzdłuż linii łączącej sigmoidę przemyską i skrajnie wschodnie wystąpienia jednostek austroalpejskich (centralnokarpackich; fig. 1).

W tak zarysowanych ramach system tektoniczny Karpat Zachodnich wykazuje bliskie podobieństwa, ale także istotne różnice w stosunku do Alp Wschodnich. Dominujące analogie wynikają ze wspólnego, przedoligoceńskiego rozwoju paleotektonicznego obu systemów (np. Schmid i in., 2008, 2020). Z drugiej strony, ich późnokenozoiczna ewolucja potoczyła się odmiennie. W Alpach Wschodnich kenozoiczna kolizja orogeniczna była stosunkowo silna i w znacznym stopniu zmodyfikowała kredowe i paleogeńskie struktury tektoniczne. Karpaty Zachodnie znalazły się poza strefą tej kolizji, wskutek przemieszczenia – tzw. ucieczki tektonicznej – ku północnemu wschodowi, stowarzyszonego z powstaniem licznych basenów ekstensyjnych, intensywnym wulkanizmem i spektakularnymi rotacjami tektonicznymi (np. Ratschbacher i in., 1991a, b; Csontos i in., 1992, 2025; Nemčok i in., 1998a; Sperner i in., 2002; Márton i in., 2016; Kováč i in., 2017). Procesy te objęły szczególnie intensywnie obszar przejściowy pomiędzy dzisiejszymi domenami alpejską, karpacką i panońską. Jest on obecnie pokryty syn- i postorogenicznymi neogeńskimi osadami basenów zachodniej części systemu panońskiego (fig. 1, 3), dlatego też wiele aspektów dotyczących związków przestrzennych i genetycznych pomiędzy jednostkami strukturalnymi ich przedneogeńskiego podłoża wciąż stanowi wyzwanie dla badaczy. Niemniej, styk Alp i Karpat dostarcza ciekawych i komplementarnych obserwacji, jako że oba systemy górskie – ze względu na zupełnie inny poziom głębokościowy rozcięcia erozyjnego – ukazują odmienne plany strukturalne zasadniczo tych samych jednostek tektonicznych. Zapis niektórych wydarzeń tektonicznych, głównie starszych, odsłonięty i dawno opisany w Alpach, bywa pogrzebany i niedostępny do bezpośrednich badań w Karpatach. Z kolei zapis młodszych zdarzeń orogenicznych zachował się w Karpatach, podczas gdy w Alpach został usunięty wskutek erozji. Tak więc dopiero połączenie danych z sąsiadujących obszarów Alp i Karpat pozwala na stworzenie kompletnego zapisu historii strukturalnej, który powinien być uwzględniony w regionalnych korelacjach oraz przy tworzeniu modeli ewolucji tektonicznej.

Karpaty Zachodnie, do których w tym ujęciu zaliczamy niemal całość Karpat polskich i słowackich, wykazują budowę strefową, charakterystyczną dla wszystkich orogenów kolizyjnych. Strefowość polega na wyraźnym następstwie czasowym głównych faz deformacji tektonicznych: w ogólnym zarysie najwcześniejsze deformacje wystąpiły w południowej części orogenu, a najpóźniejsze w części północnej. Szczególną rolę w podziale tektonicznym Karpat Zachodnich pełni pieniński pas skałkowy, który oddziela Karpaty zewnętrzne od Karpat centralnych i wewnętrznych (fig. 1). W uproszczonym ujęciu modelu tektoniki płyt Karpaty zewnętrzne reprezentują kenozoiczną pryzmę akrecyjną, nasuniętą na brzeg płyty europejskiej. Karpaty centralne i wewnętrzne stanowią natomiast górną płytę kenozoicznego

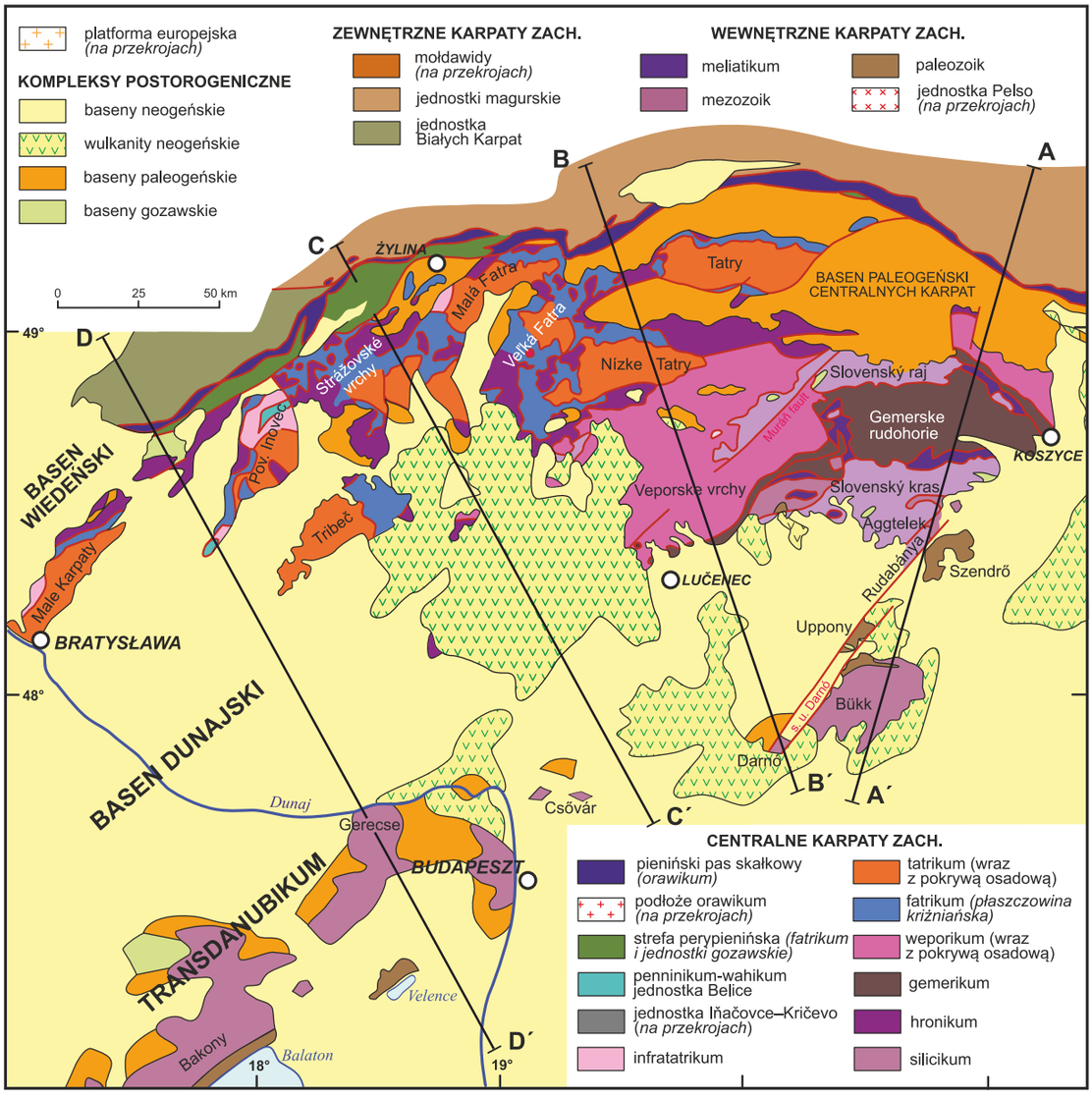


FIG. 3. Szkic tektoniczny Karpat centralnych i wewnętrznych. Interpretacja linii przekrojów (A–D) zob. fig. 5



FIG. 4. Paleogeografia obszaru zachodniej Tetydy we wczesnej kredzie (wg Plašienki, 2003b – zmodyfikowano). Kolorem żółtym zaznaczono kontynenty, kolorem niebieskim – obszary oceaniczne. BR – strefa briansońska; AA – jednostki austroalpejskie; CC – Karpaty centralne; CS – basen Ceahlău–Severin; IC – Karpaty wewnętrzne; MG – Magura; OR – orawikum; RD – basen reńsko-dunajski; RH – Rodopy; SA – Alpy Południowe; SS – basen Szolnok-Sava; VL – ocean Valais

systemu orogenicznego, która uległa konsolidacji w efekcie nasunięć płaszczowinowych i fałdowań w kredzie, a następnie w kenozoiku podlegała głównie ekstensji.

Model tektoniki płyt zakłada obecność w orogenie kolizyjnym przynajmniej jednego szwu oceanicznego, oddzielającego dolną i górną płytę. Pomimo że w pienińskim pasie skałkowym nie ma obecnie typowych kompleksów ofiolitowych, charakteryzuje się on wyraźnie odmiennym rozwojem sedymentacyjno-tektonicznym, różniącym go od Karpat zewnętrznych oraz centralnych i wewnętrznych, można więc założyć, że stanowi on granicę płyt, czyli odpowiednik szwu tektonicznego (np. Plašienka, 2011, 2018a).

Pomiędzy Karpatami centralnymi i wewnętrznymi występuje też drugi szew tektoniczny, charakteryzujący się obecnością melanżów ofiolitowych oraz wysokociśnieniowych skał metamorficznych w facji łupków błękitnych. Jest to pozostałość oceanu Meliata, będąca śladem wcześniejszej kolizji w późnej jurze i wczesnej kredzie (fig. 4; zob. Kozur, 1991; Dallmeyer i in., 2008; Kovács i in., 2010, 2011). Z obecności obu szwów wynika konieczność podziału Karpat Zachodnich na trzy części: wewnętrzne Karpaty na południu, Karpaty centralne w części środkowej oraz Karpaty zewnętrzne wraz z pienińskim pasem skałkowym – na północy (Plašienka i in., 1997; Froitzheim i in., 2008; Plašienka, 2018a). Syntetyczny opis polskiej części Karpat centralnych, pienińskiego pasa skałkowego i Karpat zewnętrznych, wraz z aspektami geofizycznymi i geotermalnymi, można znaleźć w pracy Golonki i in. (2005).

6.2. WEWNĘTRZNE I CENTRALNE KARPATY ZACHODNIE

6.2.1. Wewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty wewnętrzne)

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Karpaty wewnętrzne są usytuowane na południe od tektonicznego szwu oceanu Meliata. Obejmują one kompleks skał osadowych i wulkanicznych, od dolnego paleozoiku po kredę, słabo zmetamorfizowanych lub niezmetamorfizowanych, zdeformowanych tektonicznie podczas orogenez waryscyjskiej i alpejskiej. Kompleks ten zalicza się do tzw. megajednostki Pelso (fig. 5, 6), obejmującej jednostkę Średniogórza Zadunajskiego (oryginalna łacińska nazwa używana na Słowacji: *Transdanubicum*) na zachodzie oraz jednostkę Gór Bukowych (ang./węg. *Bükk unit*; łac./węg./słow. *Bükkicum*) na wschodzie (fig. 3; Haas, Péró, 2004; Császar i in., 2013; Haas i in., 2013, 2014). Obie jednostki są pokryte osadami kenozoiku, co utrudnia określenie ich wewnętrznej struktury, a także rozpoznanie kontaktu między nimi. Megajednostka Pelso zajmuje pozycję górnej płyty w stosunku do szwu oceanu Meliata (fig. 5, 6).

Jednostka Średniogórza Zadunajskiego od południowego wschodu jest ograniczona, regionalnych rozmiarów, środkowo-węgierską strefą uskokową (ang. *Mid-Hungarian Fault Zone*) – fig. 1, 2, 5D. Strefa ta kontynuuje się w kierunku południowo-zachodnim, gdzie łączy się ze strefą lineamentu peryadriatyckiego, który oddziela Alpy Zachodnie i Wschodnie od Alp Południowych (np. Haas i in., 2000; Schmid i in., 2020). Dlatego też jednostka Średniogórza Zadunajskiego jest uważana za element pochodzenia austroalpejskiego lub południowoalpejskiego (fig. 1, 2). Podłoże jednostki zawiera dolnopaleozoiczny kompleks wulkaniczno-osadowy z intruzjami permskich granitoidów. Pokrywa osadowa rozpoczyna się osadami klastycznymi górnego karbonu (lądowymi i płytkomorskimi, z przeławiceniami ewaporatów), na których leżą miąższe osady triasowych platform węglanowych (głównie środkowy i górny trias), podrzędnie ze śródszelfowymi formacjami basenowymi, oraz różnorodne osady pełnomorskie jury i dolnej kredy, przykryte niezgodnie górną kredą i paleogenem (Haas i in., 2014).

Jednostka Gór Bukowych, obejmująca też mniejsze izolowane masywy (Darnó, Uppony, Szendrö), zawiera różnorodne kompleksy skalne górnego paleozoiku oraz triasu i jury (np. Haas i in., 2013). Zostały one dotknięte metamorfizmem wieku alpejskiego o stopniu bardzo niskim lub niskim oraz deformacjami podatnymi, związanymi ze strukturami fałdowo-nasuwczymi o południowo-wschodniej wergencji (Csontos, 1999; Pelikán i in., 2005). Brak zapisu metamorfizmu wieku waryscyjskiego (również w kompleksach dolnopaleozoicznych, zob. Árkai, 1983; Árkai i in., 1995) wskazuje, że ta jednostka znajdowała się poza strefą kolizji, najprawdopodobniej na przedpolu południowego odgałęzienia waryscydów europejskich (np. Neubauer i in., 2022 i cytowania tamże). Jednostkę Gór Bukowych uważa się za element dynarski (np. Filipović i in., 2003; Kovács i in., 2010), wciśnięty pomiędzy jednostki Karpat centralnych i Cisy w wyniku ruchów przesuwczych w środkowym miocenie (np. Schmid i in., 2008).

Enigmatyczna **jednostka zemplińska** (łac./słow. *Zemplinicum*) jest reprezentowana przez pojedynczy izolowany masyw odsłaniający się spod osadów mioceńskich depresji transkarpackiej (Kováč i in., 1995), na wschód od Koszyc (fig. 1, 2). Jednostka zawiera podłoże krystaliczne oraz pokrywę osadową od górnego karbonu po środkowy trias (Kobulský i in., 2012; Haas i in., 2014; Vozárová i in., 2022). Występuje na wschodnim styku zachodnich Karpat centralnych i wewnętrznych, prawdopodobnie łącząc się z jednostkami Iňačovce–Kričevo oraz Szolnok (fig. 2). Pochodzenie jednostki jest sporne. Korelowano ją ze strefą północno-weporską (Vozárova, Vozár, 1988), strefą Mecsek megajednostki Cisy (Grecula, Egyud, 1977; Grecula, Varga, 1979; Plašienka i in., 1997) oraz z jednostkami orawskimi (grzbiet czorsztyński) pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 2020).

Wczesnokredowe struktury tektoniczne Wewnętrznych Karpat Zachodnich są pokryte osadami górnej kredy, paleogenu i neogenu oraz kompleksami wulkanicznymi. Baseny grupy gozawskiej występujące również w Alpach (np. Faupl i in., 1987) są wypełnione w spągu kontynentalnymi osadami senonu (boksyty, mułowce węglonośne), na których zalegają rzeczno-jeziorne piaskowce, zawierające węgle typu paralicznego, przechodzące ku górze w platformy węglanowe z biohermami rudystowymi i osady nerytyczne w centrach basenów (np. Wagreich, Marschalko, 1995; Willingshofer i in., 1999; Tari, Linzer, 2018).

Nowy, kenozoiczny cykl sedymentacyjny rozpoczyna się w środkowym eocenie. Osady przybrzeżne i nerytyczne systemu basenów północnych Węgier i południowej Słowacji sięgają wiekowo aż do wczesnego miocenu (np. Kováč i in., 2017).

6.2.2. Zewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty centralne)

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Karpaty centralne tworzą trzon orogenu Karpat Zachodnich. Są one klasycznym przykładem obszaru o dobrze udokumentowanej budowie płaszczowinowej (np. Plašienka, 1997). Wyróżnia się tam trzy systemy płaszczowinowe z podłożem krystalicznym (od najniższego do najwyższego): tatrikum (system tatrzański lub tatrydy; łac./sk. *Tatricum*), weporikum (system weporski lub weporydy; łac./słow. *Veporicum*) i gemerikum (system gemerski lub gemerydy; łac./słow. *Gemericum*) oraz trzy systemy płaszczowin zbudowanych ze skał osadowych: fatrikum (system fatrzański, łac./słow. *Fatricum*), hronikum (system hroński, łac./słow. *Hronicum*) i silicikum (system silicki, łac./słow. *Silicicum*) (np. Andrusov, 1968; Andrusov i in., 1973; Mello, 1979; Maheľ, 1983a; Plašienka, 1998, 1999b; fig. 5–7). Część z tych systemów płaszczowinowych znanych z obszaru Tatr ma swoje nazewnicze odpowiedniki ugruntowane w polskiej literaturze geologicznej od początków XX w. (np. Limanowski, 1911; Rabowski, 1959; Kotański, 1961; Książkiewicz, 1972; Bac-Moszaszwili i in., 1979; Passendorfer, 1983). System tatrzański jest przez polskich geologów określany jako jednostka (płaszczowina) wierchowa (słow. *obalová jednotka*), fatrzański – jako jednostka (płaszczowina) reglowa dolna (lub križnianska – słow. *krížňanský príkrov*), hroński – jako jednostka (płaszczowina) reglowa górna (lub choczańska, słow. *chočský príkrov*).

Strefa szwu tektonicznego oceanu Meliata (Kozur, 1991; Kovacs i in., 2010, 2011) na pograniczu Karpat wewnętrznych i centralnych obejmuje silnie zdeformowane jednostki o charakterze płaszczowin osadowych: meliatikum (jednostka meliacka, łac./sk. *Meliaticum*), turnaikum (jednostka turnajska, łac./słow. *Turnaicum*) i silicikum (łac./słow. *Silicicum*). Jednostki te są czasem określane jako pasmo słańskie, ang. *Slaná Belt* (zob. Plašienka, 2018a; zob. fig. 6).

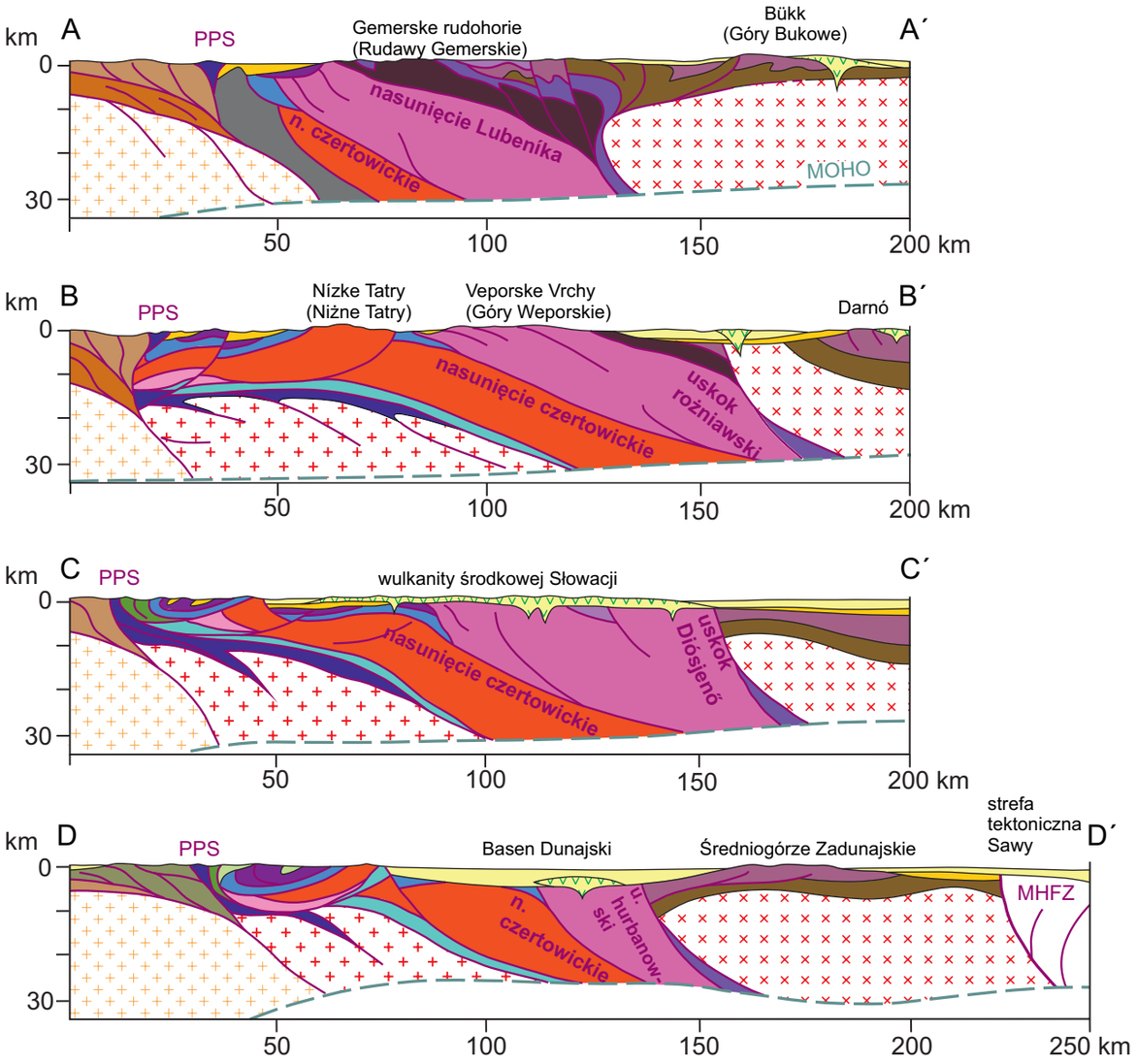
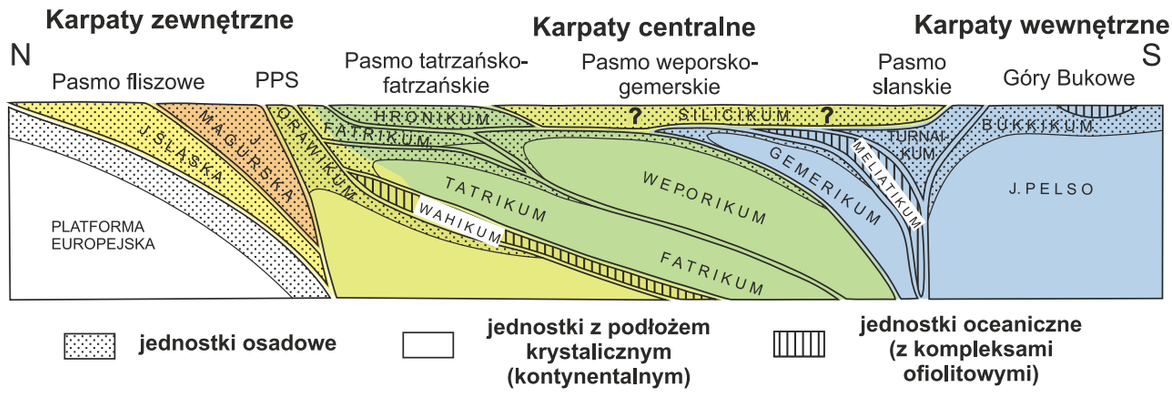


FIG. 5. Przekroje tektoniczne przez Karpaty centralne i wewnętrzne. Lokalizacja linii przekrojów i objaśnienia na figurze 3. MHFZ – środkowo-węgierska strefa uskokowa; PPS – pieniński pas skałkowy



Czas głównej fazy deformacji:

- WCZESNY MIOCEN (23–15 MLN LAT)
- PÓŹNY PALEOGEN (45–23 MLN LAT)
- PÓŹNA KREDA – WCZESNY PALEOGEN (90–45 MLN LAT)
- ŚRODKOWA KREDA (120–90 MLN LAT)
- PÓŹNA JURA – WCZESNA KREDA (160–120 MLN LAT)

FIG. 6. Schematyczny przekrój strukturalny przez Karpaty Zachodnie, ukazujący superpozycję głównych jednostek tektonicznych (wg Plašienki 2003b, 2018a – zmodyfikowano)

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

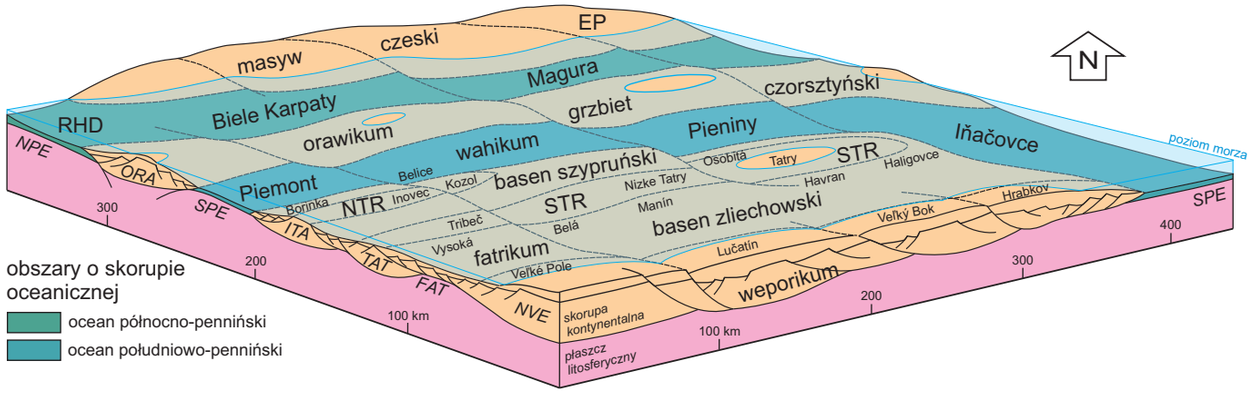


FIG. 7. Szkic paleogeograficzny północnej części Karpat zachodnich w apcie (ok. 120 mln lat temu); wg Plašienki (1995b), zmodyfikowano.
EP – platforma europejska; NPE – ocean północno-penniński; RHD – basen reńsko-dunajski; ORA – orawikum; SPE – ocean południowo-penniński; ITA – infratatrikum; NTR – grzbiet północno-tatrzański; TAT – tatrikum; STR – grzbiet południowo-tatrzański; FAT – fatrikum; NVE – północna krawędź weporikum

Jednostka meliacka zawiera bardzo różnorodny zestaw skalny: zmetamorfizowane skały wulkaniczne i osadowe permu i triasu oraz (być może) jury, w tym zasadowe skały wulkaniczne typu MORB, melanże ofiolitowe (Putiš i in., 2019a), osady głębokomorskie triasu i jury oraz synorogeniczne osady fliszowe („dziki flisz"). Zachowały one świadectwa ryftowania w późnym anizyku, rozwoju skorupy oceanicznej w środkowym i późnym triasie oraz jurajskiej subdukcji. Utwory te noszą ślady wysokociśnieniowego i niskotemperaturowego metamorfizmu wieku ok. 155 mln lat (Faryad, 1995a, b; Faryad, Henjes-Kunst, 1997; Árkai i in., 2003; Plašienka i in., 2019; Potočný i in., 2023 i odniesienia tamże).

W **jednostce turnajskiej** również występują skały osadowe górnego paleozoiku i triasu (w tym basenowe osady węglanowe w trias

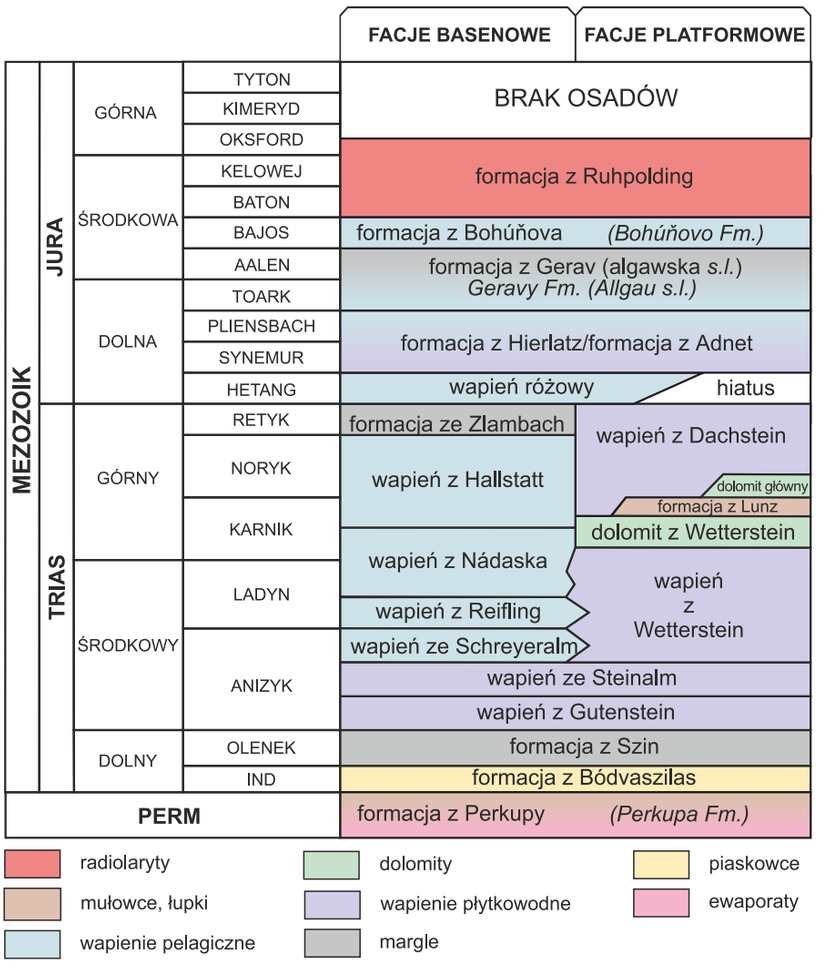


FIG. 8. Główne jednostki litostratygraficzne systemu silicikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

sie środkowym i górnym). Utwory te odsłaniają się na znacznym obszarze na zachód od Słowackiego Krasu (fig. 3), a także w rejonie Rudabánya i w Górach Bukowych w północno-wschodnich Węgrzech. Na tym obszarze są one włączone w strukturę Karpat wewnętrznych (Haas i in., 2014; Lačný i in., 2016).

Płaszczowiny systemu **silicikum** częściowo przykrywają struktury zarówno Karpat wewnętrznych, jak i centralnych, charakteryzując się wyraźnym kontrastem strukturalnym i zróżnicowanym stopniem przeobrażenia w stosunku do podłoża (Reichwalder, 1982). Jednostki te zostały odkłute w poziomie ewaporatów górnego permu. Typowa sukcesja zawiera piaskowce, łupki i margle dolnego triasu oraz znacznej miąższości węglany platformowe środkowego i górnego triasu (np. formacje z Wetterstein i Dachstein), a tylko okazjonalnie osady jurajskie (fig. 8). Węglany te tworzą rozległe masywy w południowej i środkowej Słowacji (np. Słowacki Kras i Stratenska Hornatina, tzw. Słowacki Raj) oraz w północnych Węgier (Aggtelek).

Krystaliczne jednostki weporska i gemerska obejmują południową część centralnych Karpat. **Weporikum** stanowi największą jednostkę centralnych Karpat, obejmującą polimetamorficzne osadowo-wulkaniczne kompleksy skalne dolnego paleozoiku z intruzjami waryscyjskich granitoidów. Skały te w południowej części jednostki uległy metamorfizmowi w facji zieleńcowo-amfibolitowej podczas procesów orogenicznych w kredzie, w wyniku nasunięcia jednostki gemerskiej (Janák i in., 2001; Jeřábek i in., 2008, 2012). Ekshumacja południowoweporskiej kopuły metamorficznej (np. Madarás i in., 1996; Plašienka i in., 1999; Vojtko i in., 2016, 2017) dokonała się w przedziale czasu od późnej kredy do najwcześniejszego paleogenu, w trakcie ekstensji skierowanej równolegle do osi orogenu oraz stowarzyszonego z nią wypiętrzania i tektonicznego usunięcia nadkładu (ang. *unroofing*). Nadkład ten był reprezentowany przez jednostki gemerskie i wyższe (m.in. hronikum i silicikum, fig. 3, 5), a jego usunięcie odbyło się wzdłuż systemu nachylonych ku wschodowi pologich uskoków o kinematyce normalnej (ang. *low-angle normal faults*), reaktywujących w odwróconym reżimie tektonicznym uprzednie nasunięcia (np. Potočný i in., 2020). Tym samym ekshumacja południowoweporskiej kopuły metamorficznej wykorzystała klasyczny mechanizm tworzenia się tzw. *metamorphic core complexes* („kompleksów o metamorficznych trzonach"), szczególnie dobrze rozpoznany w Kordylierach Ameryki Północnej (np. Coney, 1980).

Pokrywa postwaryscyjska jednostki weporskiej obejmuje sukcesję permsko-triasową, przeobrażoną do facji zieleńcowej (jednostka Vel'kiego Boku). Stopień metamorfizmu maleje w kierunku północnym (Plašienka, 2003a).

Jednostka gemerska obejmuje podłoże metamorficzne i osadową pokrywę. Podłoże, podobnie jak w przypadku jednostki weporskiej, składa się głównie z lekko zmetamorfizowanych dolnopaleozoicznych kompleksów osadowo-wulkanicznych, z intruzjami permskich postorogenicznych granitoidów typu S (np. Poller i in., 2002; Finger i in., 2003); przykryte jest ono stosunkowo słabo rozpoznaną sukcesją mezozoiczną. Wewnętrzna struktura jednostki gemerskiej jest dość skomplikowana. Nakładają się tutaj deformacje waryscyjskie (np. Faryad i in., 2020) i alpejskie o przeciwnych wergencjach (waryscyjska – ku południowi, alpejska – ku północy; Németh i in., 2012).

Procesy metamorficzne w jednostce gemerskiej są datowane na 140–135 mln lat (np. Hurai i in., 2008, 2015; Vozárová i in., 2008, 2014), a w weporskiej – na 115–100 mln lat (np. Kováčik i in., 1997). Kontakt obu jednostek przebiega wzdłuż linii dyslokacji Lubenik–

Margecany (fig. 3, 5), stanowiącej wielokrotnie reaktywowaną strukturę tektoniczną, pierwotnie nasuwczą, a następnie przekształconą w przesuwczą, w związku m.in. z wynoszeniem jednostki weporskiej (np. Jacko, Farkašovský, 2000; Potočny i in., 2020).

Północno-zachodnią część Karpat centralnych zajmuje **pasmo tatrzańsko-fatrzańskie** reprezentowane przez izolowane na powierzchni masywy skał przedkenozoicznych, na ogół z paleozoicznym trzonem krystalicznym, mezozoiczną pokrywą osadową oraz systemami płaszczowin reglowych (czyli fatrikum i hronikum). Należą do nich, od zachodu: Małe Karpaty, Góry Inowieckie (słow. *Považský Inovec*), Trybecz (słow. *Tribeč*), Góry Strażowskie (słow. *Strážovské vrchy*), Żar (słow. Žiar), Mała i Wielka Fatra, zachodnia część Niżnych Tatr (tzw. Tatry Dziumbierskie) oraz Tatry (fig. 3).

Podłoże krystaliczne **jednostki wierchowej (tatrzańskiej)** jest zbudowane ze zróżnicowanych, na ogół silnie zmetamorfizowanych skał, pierwotnie osadowych i wulkanicznych: para- i ortognejsów, łupków łyszczykowych, migmatytów i amfibolitów, przeciętych intruzjami granitoidów typu S oraz typu I. Ponieważ skały te praktycznie nie uległy metamorfizmowi podczas orogenezy alpejskiej, zachowały pierwotne waryscyjskie struktury i skład izotopowy. Ostatnio Broska i in. (2022) zaproponowali nowy model rozwoju magmatyzmu w jednostce tatrzańskiej. Najwcześniejsze intruzje miałyby być związane z subdukcją wieku późnodewońskiego (362 mln lat, migmatyty–diateksyty), a następnie miałoby dochodzić do intruzji magm typu diorytu–tonalitu, równocześnie z ekshumacją zmetamorfizowanych już kompleksów waryscyjskich (359–353 mln lat temu), a w ostatniej fazie – do intruzji granitoidów związanych z generalną ekstensją i podnoszeniem się stropu astenosfery (348–342 mln lat temu). Więcej szczegółów na temat krystaliniku systemu tatrzańskiego zawiera podrozdział 6.2.3.1.

Po okresie intensywnej erozji podłoża waryscyjskiego, we wczesnym triasie rozpoczął się nowy cykl sedymentacyjny (fig. 9). Sukcesja triasowa jednostek wierchowych jest bardzo podobna do klasycznej trójdzielnej epikontynentalnej sukcesji tzw. triasu germańskiego, co świadczy o ówczesnym jeszcze ścisłym związku obszaru z platformą europejską. Sukcesję rozpoczynają kontynentalne, głównie klastyczne osady triasu dolnego (formacja z Lúžnej), na których leżą osady ramp i platform węglanowych triasu środkowego (formacje z Ramsau i Gutenstein) oraz zróżnicowane osady lądowe i lagunowe facji kajpru, z częściowo tylko zachowanymi płytkomorskimi utworami retyku (zob. Zabielski, 2026).

We wczesnej i środkowej jurze miały miejsce procesy ekstensji, związane z otwieraniem się oceanu wahikum (łac./słow. *Vahicum*, inaczej południowo-pennińskiego albo alpejskiej Tetydy wg różnych autorów – zob. np. Plašienka, 1995a; Dumont i in., 1996; Schmid i in., 2008; Stampfli, Hochard, 2009; oraz fig. 4). Spowodowały one rozpad szelfu węglanowego oraz powstanie systemu rowów i grzbietów, utrzymujących się aż do końca wczesnej kredy.

Najbardziej zewnętrzny element w obrębie systemu tatrzańskiego, będący obecnie w najniższej pozycji strukturalnej reprezentuje **jednostka infratatrikum** (łac./słow. *Infratatricum*). Wykazuje ona specyficzne następstwo litologiczne (tzw. sukcesja Borinki – zob. fig. 7), z dużej miąższości osadami synryftowymi o charakterze brekcji i spływów turbidytowych w dolnej i środkowej jurze (Plašienka, 1995a, 2003b). Grzbiet północno-tatrzański oddzielał domenę infratatrikum od zasadniczej części domeny tatrzańskiej, natomiast grzbiet południowo-tatrzański wznosił się na granicy domen tatrikum i fatrikum (fig. 7). Świadectwa istnienia grzbietu północno-tatrzańskiego pochodzą z rejonu dzisiejszych Małych Karpat i Gór Inowieckich (Plašienka, 1995a, b, 2012a), natomiast grzbietu południowo-tatrzańskiego z rejonu Trybcza, zachodniej części Niżnych Tatr (Tatry Dziumbierskie) oraz, oczywiście, z głównego pasma Tatr, gdzie grzbiet ten jest określany jako strefa wierchowa (np. Kotański, 1961; Passendorfer, 1983; Jach i in., 2014). Stratygrafia i litologia systemu tatrikum, przedstawiona syntetycznie na fig. 9, jest wyczerpująco omówiona w rozdziałach „Trias", „Jura", „Kreda" w tomie 1 „Stratygrafia" (Grabowski, 2026; Iwańczuk, Grabowski, 2026; Zabielski, 2026).

Pomiędzy dwoma grzbietami tatrzańskimi był usytuowany basen szypruński (słow. *Šipruň*), ze stosunkowo głębokowodną sedymentacją w jurze i wczesnej kredzie (Häusler i in., 1993; Plašienka, 1995a, zob. fig. 7). Sukcesja szypruńska zawiera m.in. wapienie plamiste (formacja z Allgäu), wapienie radiolariowe (formacja zdziarska, *sensu* Polák i in., 1988) i wapienie kalpionellowe (fm. z Lučivnej, Polák, Bujnovský, 1979), niespotykane w sukcesji wierchowej na obszarze polskich Tatr (fig. 9). W dolnej kredzie tej sukcesji występują poziomy law hialobazanitowych. Sedymentacja kredowa kończy się tu osadami fliszowymi formacji z Poruby (alb–dolny turon). W Tatrach odpowiednikiem sukcesji szypruńskiej może być seria Osobitej (Kotański, 1961; Madzin i in., 2014).

Jednostka **fatrikum** obejmuje szereg płaszczowin niższego rzędu nasuniętych na jednostki wierchowe (tatrikum), w pasie o szerokości ok. 50 km i rozciągłości niemal 400 km (Prokešová i in., 2012). Płaszczowiny te mają stosunkowo małą miąższość (do kilku km) i są raczej połogo nasunięte na podłoże. Charakteryzują się obecnością dupleksów, fałdów leżących oraz niskokątowych uskoków normalnych. Uważa się, że podłoże jednostki fatrzańskiej stanowiły południowe peryferia tatrikum, obecnie ukryte pod nasunięciem jednostki weporskiej (Tomek, 1993), czego powierzchniową manifestację stanowi nasunięcie Čertovicy (czertowickie, zob. fig. 5, 10). Według starszych koncepcji obszarem źródłowym płaszczowin fatrzańskich miałby być północny skraj weporikum. Jednostka ta posiada jednak własną pokrywę osadową (jednostka Vel'kego Boku (*Vel'ky Bok Unit*, Plašienka, 1995d, 2003a). Szczegółowy scenariusz tektogenezy jednostek fatrzańskich został opracowany przez Prokešovą i in. (2012) (fig. 10).

W systemie płaszczowin fatrikum wyróżnia się cztery typy jednostek:

1) Dupleksy o podłożu krystalicznym, występujące w południowej części fatrikum, powstałe wskutek inwersji tektonicznej południowego skraju jednostki tatrikum, pierwotnie objętego ekstensją i podzielonego uskokami normalnymi na liczne mniejsze bloki. Dupleksy takie występują w zachodniej części Niżnich Tatr (jednostka Starych Hor) oraz w pasmie Trybcza (jednostka Rázdiela) – zob. Plašienka (2003a).
2) Najbardziej rozprzestrzenione płaszczowiny osadowe, występujące we wszystkich masywach Karpat centralnych, z typowym głębokowodnym rozwojem jury – dolnej kredy (fig. 11), powstałe w wyniku inwersji basenu zliechowskiego (Biely, Fusán, 1967;

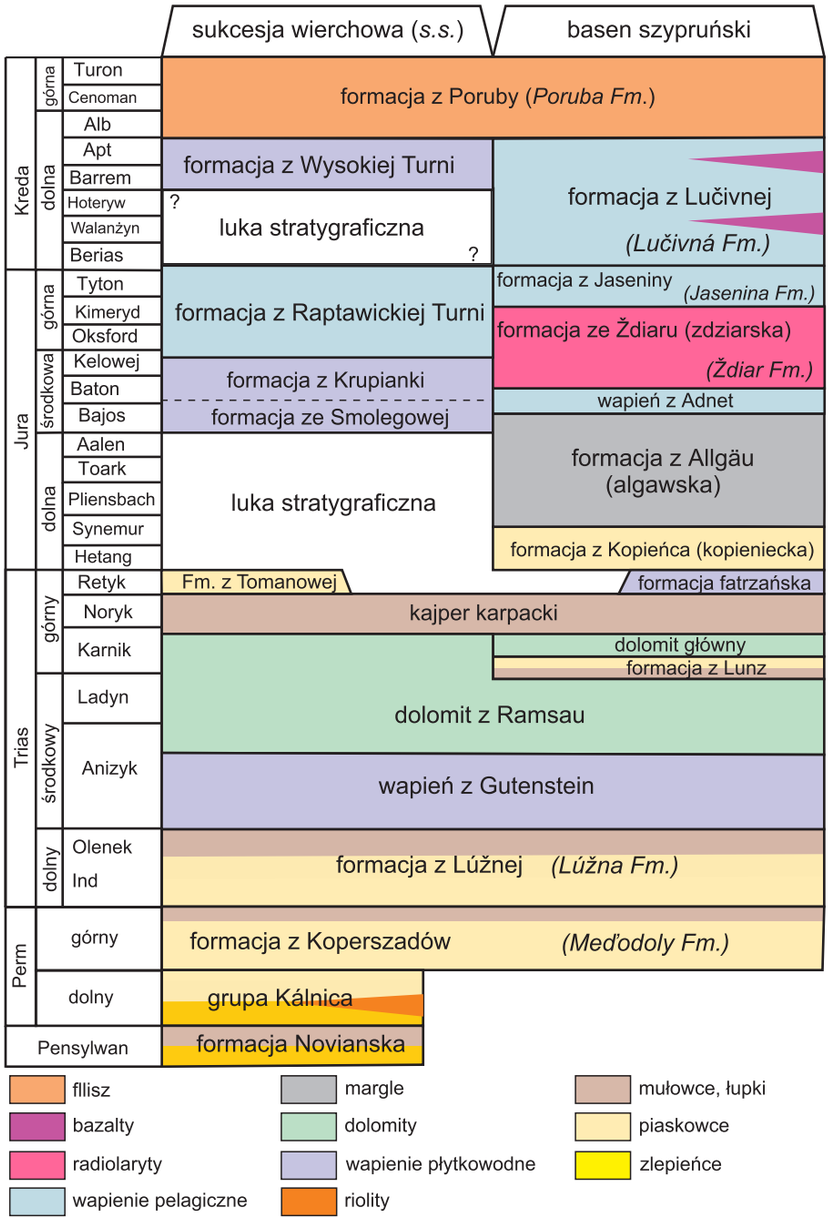


FIG. 9. Główne jednostki litostratygraficzne systemu tatrikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

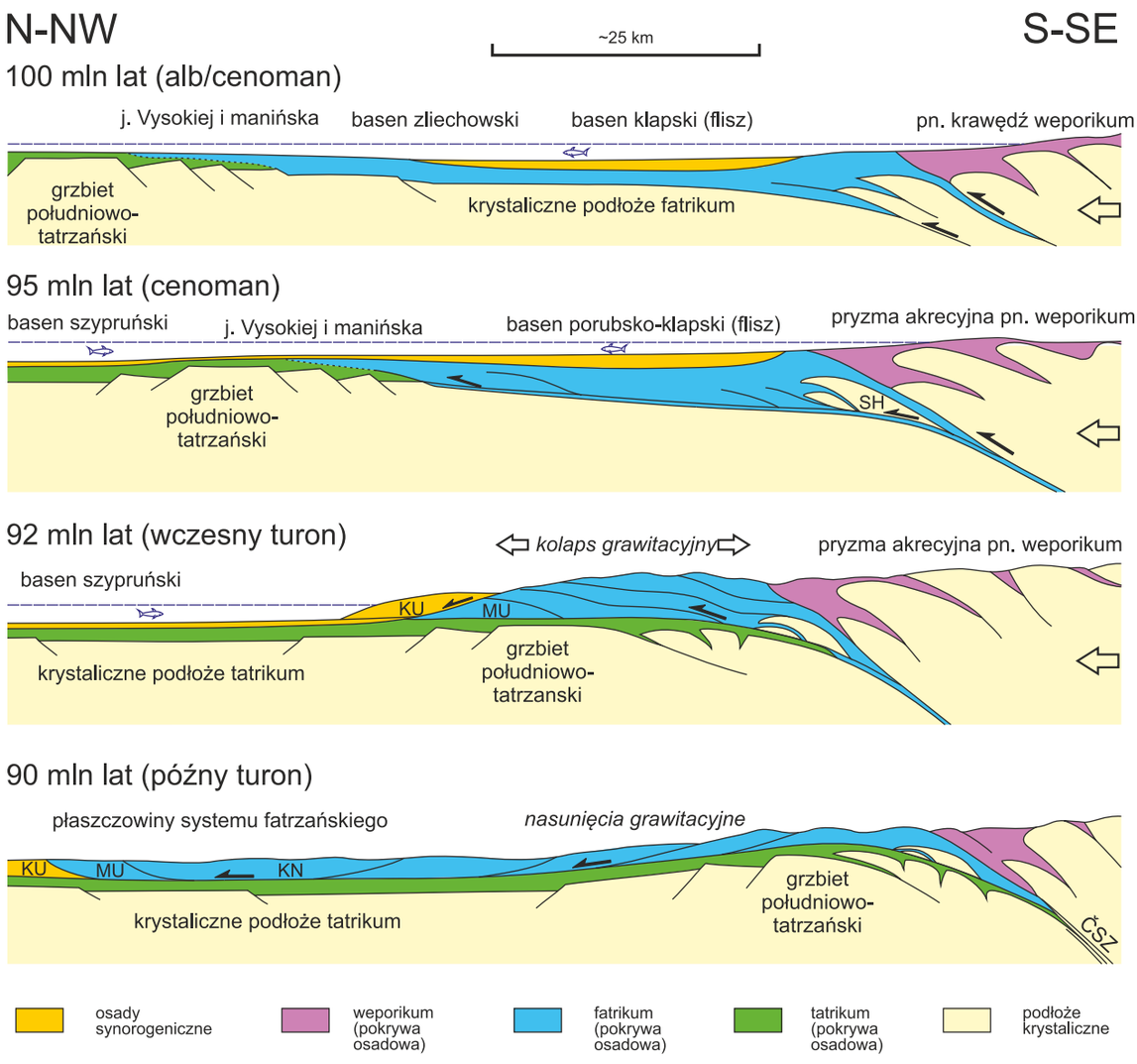


FIG. 10. Model nasuwania się płaszczowiny krížniańskiej na przełomie wczesnej i późnej kredy (wg Prokešovej i in., 2012 – zmodyfikowano). ČSZ – nasunięcie czertowickie; KU – jednostka klapska; KN – płaszczowina reglowa dolna; MU – jednostka manińska; SH – jednostka Suche Hory

Andrusov, 1968; Andrusov i in., 1973; Maheľ, 1983b; Prokešová i in., 2012).

3) Stosunkowo niewielkie i niezależne elementy tektoniczne rozwinięte w czołowych częściach fatrikum, charakteryzujące się bardziej płytkowodnym wykształceniem jury i dolnej kredy. Są to: jednostka Vysokiej (ang. *Vysoká unit*) w Małych Karpatach (Andrusov, 1968; Michalík, 1984; Borza, Michalík, 1987; Michalík i in., 1990a, 1992; Plašienka i in., 1991; Koša, 1998; Grabowski i in., 2010), jednostka Beli (ang. *Belá unit*) w Górach Strażowskich (Borza, 1980; Pečeňa, Vojtko, 2011), jednostka dziurczyńska (ang. *Ďurčiná unit*) w Małej Fatrze (Rakús, Hók, 2003) oraz jednostka Hawrania w Tatrach Bielskich (Michalík i in., 1990b; Lefeld, 1999).
4) Jednostki perypienińskie (manińska, klapska, drietomska, haligowiecka) stanowiące najbardziej zewnętrzną część obecnego systemu fatrikum, włączone w strukturę pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka, 1995b, 2019). Należy zaznaczyć, że przynależność tych jednostek do fatrikum, czyli płaszczowiny reglowej dolnej, wzbudza pewne kontrowersje zarówno wśród słowackich, jak i polskich geologów (Andrusov, 1968; Maheľ, 1978, 1980; Marschalko, Kysela, 1980; Birkenmajer, 1986, 1988; Rakús, Marschalko, 1997; Rakús, Hók, 2005; Hók i in., 2009).

Litostratygrafia typowych jednostek fatrzańskich jest przedstawiona na figurze 11. Sukcesje osadowe zostały odkłute od podłoża w horyzoncie łupków werfeńskich (wyższa część dolnego triasu). Górna powierzchnia odkłucia, występująca we frontalnej części jednostek fatrzańskich, przebiega z kolei w obrębie łupków i ewaporatów kajpru. Wykształcenie triasu jest zasadniczo podobne do triasu jednostek tatrikum. Drobne różnice polegają na obecności w domenie fatrikum osadów klastycznych karniku (formacja z Lunz), bardziej miąższego i drobnoziarnistego kajpru, z dolomitami i ewaporatami w górnej części, oraz na szerokim rozprzestrzenieniu organodetrytycznych wapieni retyku (formacja z Kössen lub fatrzańska). Większe zróżnicowanie facjalne występuje w jurze i kredzie i, jak już wspomniano, jest efektem otwierania się oceanu wahikum (lub pienińskiego) na północ od tatrikum. Jest to sukcesja głębokomorska, określona jako „typ zliechowski", w skrócie obejmująca synryftowe osady piaszczysto-wapienne formacji kopienieckiej (najniższa dolna jura), hemipelagiczne wapienie i margle plamiste formacji algawskiej (w Polsce: formacja margli z Sołtysiej, jura dolna–środkowa, zob. Lefeld i in., 1985), radiolaryty i wapienie radiolariowe formacji zdziarskiej (jura środkowa–górna), wapienie bulaste i płytowe (kimeryd–dolny tyton, formacja czorsztyńska lub z Jaseniny) oraz wapienie kalpionellowe facji biancone lub Maiolica (formacja z Osnicy – pogranicze jury i kredy). We wczesnej kredzie zaznaczył się już dopływ drobnego materiału klastycznego, co spowodowało sedymentację hemipelagicznych wapieni i margli formacji mraznickiej (Borza i in., 1980; Michalík i in., 1993) i margli z Kościeliskiej (Lefeld i in., 1985; Pszczółkowski, 2003a, b). Utwory te, obejmujące najwyższy berias–barrem, zawierają wkładki turbidytów: piaskowców ogniwa orawickiego/ogniwa z Krytej zawierających liczne spinele chromowe, pochodzące ze strefy szwu oceanu Meliata (Mišík i in., 1980; Jablonský i in., 2001; Grabowski i in., 2025), oraz kalcyturbidyty ogniwa strażowieckiego/ogniwa murańskiego z materiałem bioklastycznym, pochodzącym z południowej krawędzi tatrikum (Michalík i in., 1996; Michalík, 2007; Grabowski i in., 2025). W apcie–wczesnym albie powstały ciemne, słabo natlenione margle formacji z Parnicy (Boorová, Filo, 2013, 2014; Józsa i in., 2016), z przeławiceniami wapieni bioklastycznych i olistostrom (ogniwo brekcji z Vlkolinca; Jablonsky, Marschalko, 1992), oraz lokalnie podmorskimi intruzjami bazaltów alkalicznych (Spišiak, Hovorka, 1997). Sedymentacja w domenie fatrikum kończy się synorogenicznym gruboziarnistym fliszem formacji z Poruby w albie–cenomanie (Jablonský, 1978; Mišík i in., 1981).

Hronikum stanowi najwyższy system płaszczowin w Karpatach centralnych. Jednostki tego systemu (dawniej określane jako płaszczowina choczańska *s.l.*) są nasunięte na jednostki fatrzańskie i występują w postaci licznych samodzielnych elementów różnej rangi we wszystkich masywach górskich Karpat centralnych (fig. 2). Sukcesje osadowe jednostek hronikum często zawierają skały od górnego karbonu (pensylwanu) po trias, natomiast tylko spo-

radycznie występuje w nich cienka pokrywa osadów jury i kredy (fig. 12). Górny paleozoik, określany jako grupa Ipoltica (Vozárová, Vozár, 1988), obejmuje terygeniczne skały osadowe pensylwanu (formacja z Nižnej Bocy) oraz grubą (powyżej 2 km) serię wulkaniczno-osadową permu (formacja z Malužiny). Należą do niej słabo wysortowane czerwone osady klastyczne, przeławicone wulkanitami o składzie bazaltów i andezytów, o chemizmie pokrewnym kontynentalnym lawom toleitowym charakterystycznym dla ryftów (Dostal i in., 2003; Vozár i in., 2015). Razem z dolnotriasowymi piaskowcami kwarcowymi formacji benkowskiej skały grupy Ipoltica stanowią charakterystyczny element morfotektoniczny w pasmie Małych Karpat i na północnych stokach Niżnich Tatr. Dalej ku północy jednostki hronikum zawierają głównie skały węglanowe triasu. Główna powierzchnia odkłucia tektonicznego przebiega w obrębie osadów lagunowych i płytkomorskich dolnego triasu formacji szuniawskiej (słow. *Šuňava Fm.*; fig. 12).

Środkowy trias jednostki hronikum rozpoczyna się osadami platform i ramp węglanowych dolnego anizyku, np. wapieniami z Gutenstein i dolomitami z Ramsau (fig. 12). W środkowym anizyku nastąpił epizod ekstensji, manifestujący się większym zróżnicowaniem morfologicznym w basenie hronikum. W strefach basenowych (tzw. sukcesja Białego Wagu) dominowała sedymentacja pelagiczna czerwonawych i szarych wapieni bulastych i krzemionkowych lub margli (np. formacja z Reifling lub z Partnach), natomiast w strefach wyniesionych (sukcesja Czarnego Wagu) dominowały węglany platformowe typu formacji z Wetterstein (Havrila, 2011). Z początkiem późnego triasu sedymentacja uległa ujednoliceniu. W całej jednostce powstawały osady terygeniczne formacji z Lunz będące efektem tzw. karnickiego wydarzenia pluwialnego (Aubrecht i in., 2017a; ang. *Carnian Pluvial Event*). W najwyższym karniku i noryku nastąpił ponowny rozwój platform węglanowych z formacjami dolomitu głównego (Hauptdolomit) oraz wapieni z Dachstein. Sedymentację triasu kończą płytkowodne wapienne formacje: norowicka i Hybe, wieku retyckiego (Gaździcki, Michalik, 1980).

Stosunkowo cienka, skondensowana pokrywa wapieni jurajskich i dolnokredowych występuje głównie w najniższych i najbardziej zewnętrznych jednostkach systemu hronikum. Obejmuje ona m.in. dolnojurajskie czerwone wapienie bioklastyczne formacji z Hierlatz. Ich częściowym odpowiednikiem w Polsce są najmłodsze osady płaszczowiny choczańskiej w Tatrach Zachodnich, czyli formacja wapieni z Miętusiej (zob. Iwańczuk, Grabowski, 2026), czerwone wapienie bulaste środkowej jury, czasem ekstremalnie skondensowane stratygraficznie, oraz wapienie pelagiczne górnej jury i dolnej kredy, w tym wapienie kalpionellowe pogranicza jury i kredy formacji z Oberalm (fig. 12). Najmłodsze ogniwa sukcesji hronikum stanowią synorogeniczne wapnisto-krzemionkowe sekwencje turbidytowe dolnej kredy (formacja ze Schrambach) z dużą ilością spineli chromowych (Jablonský i in., 2001).

Środkowotriasowy podział na strefy basenowe i platformowe znalazł swoje odzwierciedlenie w zróżnicowaniu na mniejsze jednostki tektoniczne (płaszczowiny cząstkowe) podczas ruchów tektonicznych w późnej kredzie (Havrila, 2011). Utwory sukcesji Czarnego Wagu wraz z paleozoikiem grupy Ipoltica zostały włączone w obręb płaszczowin Boca i Malužiná, podczas gdy w wyniku inwersji basenu Białego Wagu powstała płaszczowina Svarin, znana z Niżnych Tatr. Również powstanie bardziej zewnętrznych płaszczowin w obrębie hronikum było uwarunkowane zróżnicowaniem na strefy platformowe i basenowe (fig. 13). O ile struktura i stratygrafia hronikum jest dość dobrze rozpoznana, kwestia pochodzenia płaszczowin nie jest w pełni wyjaśniona, gdyż nie jest znane krystaliczne podłoże tych płaszczowin. Szczególnie ostra niezgodność strukturalna i kontrast stopnia metamorfizmu występuje na styku z północną krawędzią jednostki weporskiej. Niezmetamorfizowane osady płaszczowin hronikum są tam nasunięte na jednostkę Veľkiego Boku, charakteryzującą się dwoma fazami penetratywnych deformacji i metamorfizmem w facji zieleńcowej. Zjawiska te, datowane na 90–85 mln lat (Plašienka, 1995d), musiały więc zajść przed nasunięciem się płaszczowin hrońskich. Płaszczowiny te były najprawdopodobniej częścią jakiejś wyższej (supra-weporskiej) jednostki tektonicznej i uległy grawitacyjnemu nasunięciu na obszar tatrzańsko-fatrzański podczas ekshumacji i wypiętrzania południowoweporskiej kopuły metamorficznej.

Z punktu widzenia paleogeografii i na podstawie litostratygrafii hronikum należy korelować z płaszczowinami tyrolskimi północnych Alp Wapiennych. Istotna różnica polega jednak na tym, że podłoże płaszczowin tyrolskich stanowi paleozoik jednostki noryckiej i centralnoalpejskiej strefy szarogłazowej. Natomiast skały osadowo-wulkaniczne górnego paleozoiku grupy Ipoltica nie mają swoich odpowiedników na obszarze Alp. Można przypuszczać, że obszar źródłowy płaszczowin hronikum mógł się znajdować w rejonie strefy uskokowej Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Plešivec–Rožňava (fig. 52 w podrozdziale 6.8), obecnie pokrytej grubą sukcesją osadów kenozoicznych.

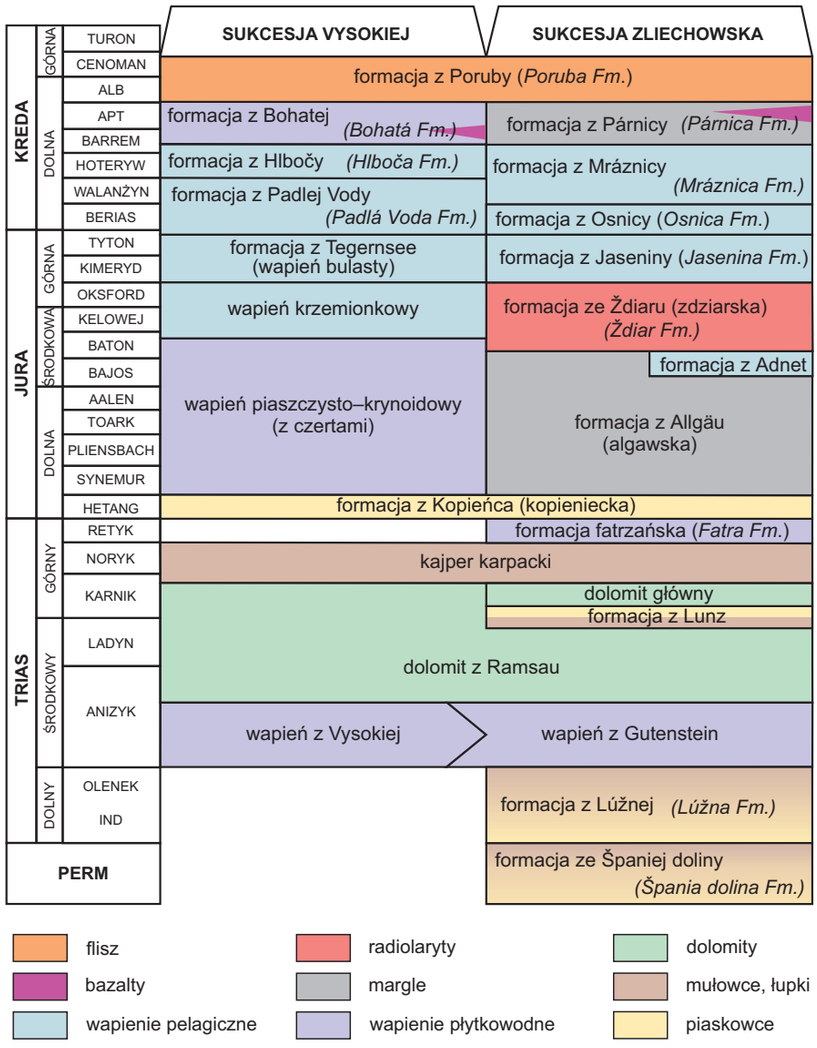


FIG. 11. Główne jednostki litostratygraficzne systemu fatrikum (sukcesja reglowa dolna *s.l.*, wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

6.2.3. Tatry – polska część Karpat centralnych

6.2.3.1. Wprowadzenie

Edyta Jurewicz

Tatry stanowią najbardziej na północ wysunięty masyw górski Karpat centralnych. Te ostatnie obejmują również masywy Małych Karpat, Gór Inowieckich, Małej i Wielkiej Fatry, Gór Strażowskich i Choczańskich, Trybcza i Tatr Niżnych (fig. 14, zob. fig. 3). Pod względem geograficznym Tatry dzielą się na Zachodnie, Wysokie oraz, położone na obszarze Słowacji, Tatry Bielskie. Są zbudowane z paleozoicznego trzonu krystalicznego, autochtonicznej mezozoicznej pokrywy osadowej oraz jednostek płaszczowinowych, należących do systemu tatrzańsko-fatrzańsko-hrońskiego (m.in. Andrusov, 1968; Mahel', 1986; Plašienka i in., 1997). Jednostki strukturalne Tatr mają rozciągłość równoleżnikową, wszystkie są nachylone ku północy, wskutek blokowej rotacji całego masywu tatrzańskiego o 40° wokół mniej więcej poziomej, równoleżnikowej osi w trakcie neogeńskiego wypiętrzenia. Wiązało się ono ze znacznym zrzutowym przemieszczeniem na uskoku podtatrzańskim ograniczającym masyw od południa (Uhlig, 1899; Mahel', 1986; Sperner, 1996; Hrušecký i in., 2002; Sperner i in., 2002; zob. też podrozdział 6.2.3.4.). W konsekwencji, po południowej stronie masywu odsłaniają się najgłębsze partie trzonu krystalicznego Tatr, które za pośrednictwem uskoku podtatrzańskiego graniczą z paleogenem centralnokarpackim, stanowiącym pokrywę północnej części Tatr Niżnych (fig. 14). Dalej ku północy, na skałach krystalicznych, zalegają autochtoniczne mezozoiczne skały osadowe facji wierchowej, na które są nasunięte płaszczowiny wierchowe. Po północnej stronie masywu Tatr są zachowane najwyższe jednostki strukturalne – płaszczowiny reglowe, a jeszcze dalej ku północy jednostki płaszczowinowe są przykryte leżącymi niezgodnie osadami postorogenicznej sukcesji paleogenu centralnokarpackiego, w spągu której występują utwory węglanowe tzw. eocenu

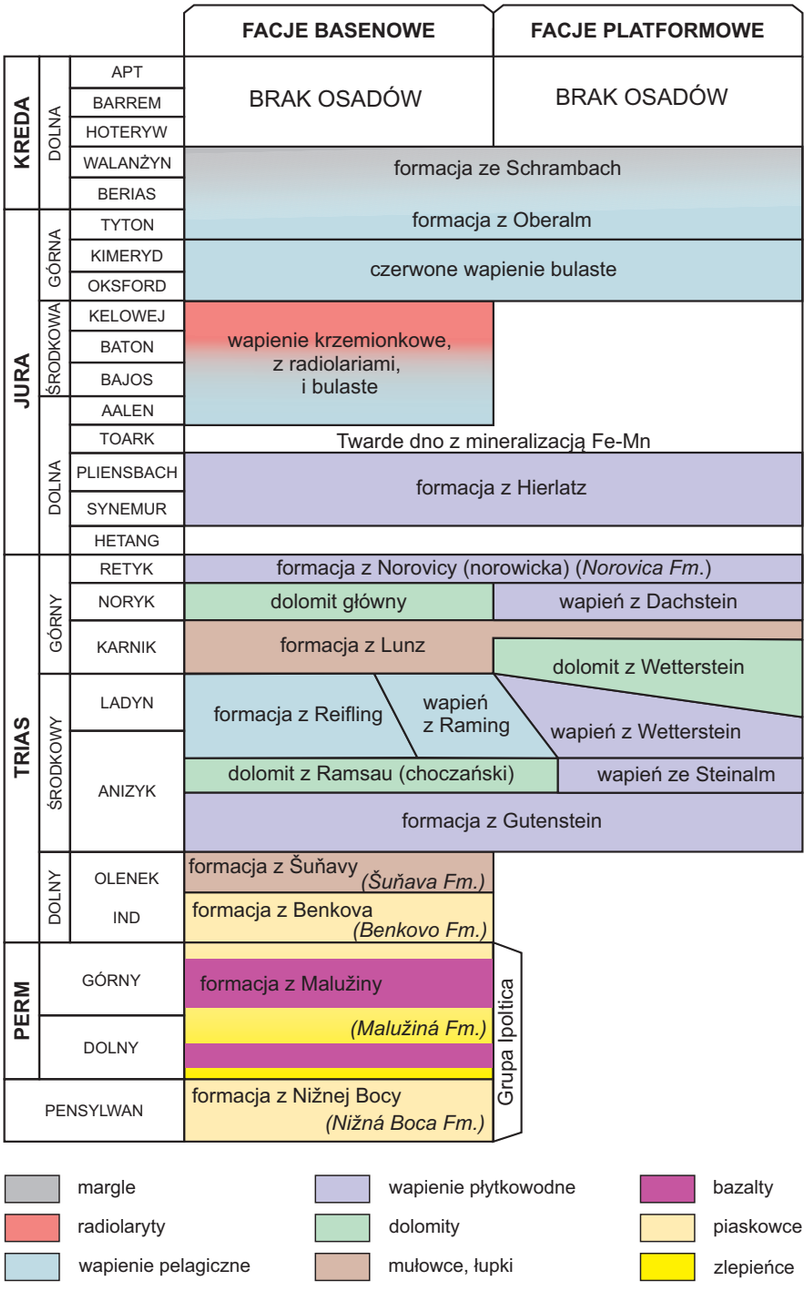


FIG. 12. Główne jednostki litostratygraficzne systemu hronikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

numulitowego (np. Bieda, 1959; Roniewicz, 1969; Gedl, 1999). Na północy masyw Tatr wraz z paleogeńską pokrywą osadową Podhala kończy się na uskoku podhalańskim (Uhlig, 1899; Gołąb, 1959; Halicki, 1963; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988; Nemčok, 1990; Gross i in., 1993 oraz inni), gdzie styka się ze strukturą pienińskiego pasa skałkowego (fig. 14).

Trzon krystaliczny na obszarze polskiej części Tatr składa się z dwóch elementów strukturalnych: metamorficznego kompleksu skalnego Tatr Zachodnich i granitoidowego plutonu Tatr Wysokich (np. Skupiński, 1975; Putiš, 1992; Janák, 1994; Gawęda i in., 2018).

Mezozoiczne sukcesje osadowe wchodzą w skład trzech grup jednostek strukturalnych (fig. 15) (Rabowski, 1954, 1959; Kotański, 1961, 1963a; Andrusov i in., 1973; Passendorfer, 1983). Reprezentują je (od dołu):

1) autochtoniczna pokrywa osadowa facji wierchowej;
2) płaszczowiny wierchowe:
   a) płaszczowina Czerwonych Wierchów;
   b) płaszczowina Giewontu, wyróżniająca się obecnością skał krystalicznych;
3) płaszczowiny reglowe:
   a) płaszczowina krížniańska; reglowa dolna (fatrikum);
   b) płaszczowina choczańska; reglowa górna (hronikum).

Przez wcześniejszych badaczy była wydzielana jeszcze płaszczowina strażowska, którą wówczas nazywano reglową górną (płaszczowina choczańska była wówczas określana jako „reglowa środkowa": Kotański, 1974a, b, 1985a, b; Bac-Moszaszwili i in., 1979) i korelowana z systemem silicikum, jednak większość argumentów wskazuje, że należy ją zaliczyć do hronikum, czyli płaszczowiny choczańskiej *s.l.* (Gaździcki, Michalik, 1985; Iwanow, Wieczorek, 1987; Gaździcka i in., 2009).

Procesy odpowiedzialne za utworzenie płaszczowinowej struktury Tatr miały miejsce w późnej kredzie (Andrusov, 1965). W sensie orograficznym masyw Tatr wyłonił się na powierzchni w wyniku wypiętrzenia i pochylenia go ku północy w miocenie (Sokołowski, 1959; Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984; Grabowski, Gawęda, 1999; Jurewicz, 2000b, 2005). Jego współczesna alpejska rzeźba została ukształtowana w trakcie plejstoceńskich zlodowaceń.

6.2.3.2. Trzon krystaliczny Tatr – petrografia, metamorfizm i geochronologia

Michał Bukała

Litostratygrafia podłoża krystalicznego Tatr

Do lat 60. XX w. w literaturze funkcjonował podział podłoża krystalicznego Tatr na część metamorficzną, reprezentowaną przez „łupki krystaliczne", oraz część intruzywną, utożsamianą z granitami. Wiek deformacji tych skał określano jako waryscyjski, opierając się na obserwacji niezgodnego zalegania osadów triasowych i permskich na zdeformowanych łupkach i granitach (Kreutz, 1927). Pionierskie badania geochronologiczne, wykorzystujące rozwijające się wówczas metody K/Ar oraz Rb/Sr, dostarczyły szerokiego spektrum wieków: od 300 do 226 mln lat dla granitów tatrzańskich (Kantor, 1959) oraz od 410 do 430 mln lat dla łupków krystalicznych z rejonu Goryczkowej (Burchart, 1968). Nowsze badania geochronologiczne, przeprowadzone z użyciem udoskonalonych metod datowania *ex situ* (tj. datowania ziaren wyseparowanych ze skały) oraz *in situ* (tj. datowania ziaren nadal znajdujących się w skale, w pierwotnej pozycji teksturalnej), potwierdziły waryscyjski wiek zarówno metamorfizmu, jak i powstania granitu. Jednocześnie jednak, zakwestionowały one wiarygodność bezwzględnych dat uzyskanych w starszych pracach, sugerując późnodewońsko-karboński (ok. 365–330 mln lat) wiek głównego etapu metamorfizmu i magmatyzmu w Tatrach (np. Catlos i in., 2022; Janák i in., 2022 oraz prace tam cytowane).

(Pre)waryscyjska ewolucja metamorficzna

Współczesna literatura przedstawia podłoże krystaliczne Tatr jako odwróconą sekwencję metamorficzną, w której stopień metamorfizmu zapisany w skałach wzrasta ku górze profilu (Fritz i in., 1992; Janák, 1994; Janák i in., 2022). Skały metamorficzne odsłaniają się w największej ilości w południowo-zachodniej części Tatr Zachodnich, z głównymi wystąpieniami między Dolinami Jalovecką i Račkovą na Słowacji oraz między Doliną Chochołowską a granią pomiędzy Błyszczem i Tomanowym Wierchem w Polsce (fig. 16A). W mniejszej ilości skały metamorficzne występują w formie izolowanych łusek tektonicznych, np. w rejonie Goryczkowej, oraz w formie pomniejszych wystąpień w stropowych częściach intruzji granitu (np. na południowych zboczach Gerlachu). W obrębie tej sekwencji wyróżnia się dwie jednostki tektonostratygraficzne: tzw. jednostkę dolną, której skały doświadczyły metamorfizmu średniego stopnia, oraz tzw. jednostkę górną, złożoną głównie ze skał wysokiego stopnia metamorfizmu, często przetopionych. Granicę między jednostkami ma stanowić niskokątowy uskok nasuwczy, odpowiedzialny za nasunięcie górnej jednostki na dolną w trakcie orogenezy waryscyjskiej (Kahan, 1969; Janák i in., 1988; Janák, 1994).

Dolna jednostka składa się głównie z łupków mikowych z granatami i podrzędnie metakwarcytów, reprezentujących metaosadową sekwencję o miąższości ok. 1000 m, odsłaniającą się w oknie tektonicznym w południowo-zachodniej części Tatr Zachodnich (fig. 16; Fritz i in., 1992). Naprzemienne warstwy łupków metapelitowych i metapsamitowych stanowiły podstawę do interpretacji fliszowego pochodzenia ich przedwaryscyjskiego osadowego protolitu (Kahan, 1969) o maksymalnym wieku depozycji ok. 524 mln lat (Soejono i in., 2024).

Skały eksponowane w zachodniej części wychodni, w rejonie Doliny Jaloveckiej, reprezentują staurolitowo-kyanitową zonę metamorfizmu. Warunki metamorfizmu, szacowane z użyciem konwencjonalnej geotermobarometrii, sięgają ciśnienia rzędu 5–6 kbar i temperatury 550–620°C (Janák, 1994), podczas gdy modelowanie termodynamiczne równowag fazowych sugeruje nieco wyższe

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

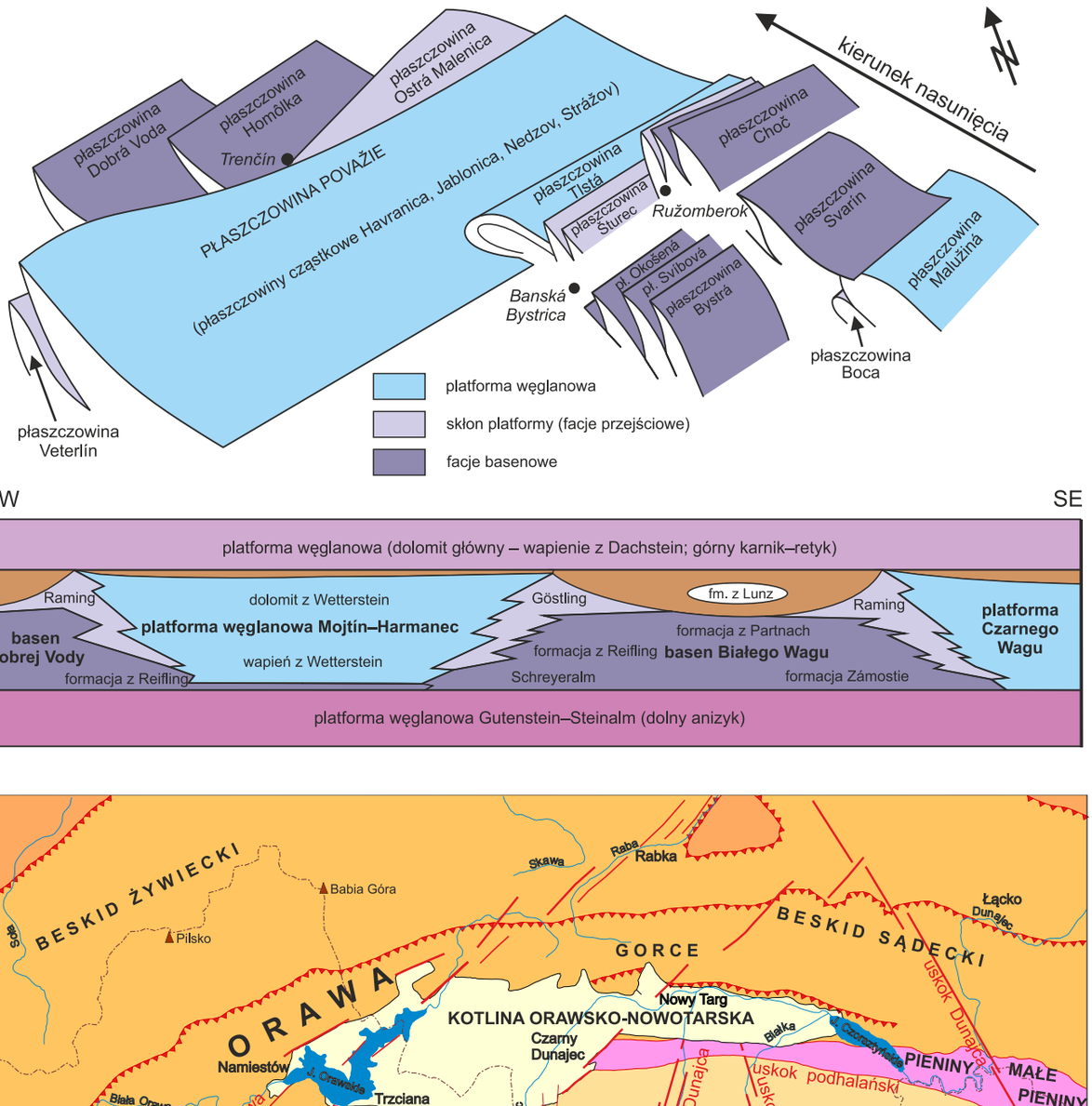
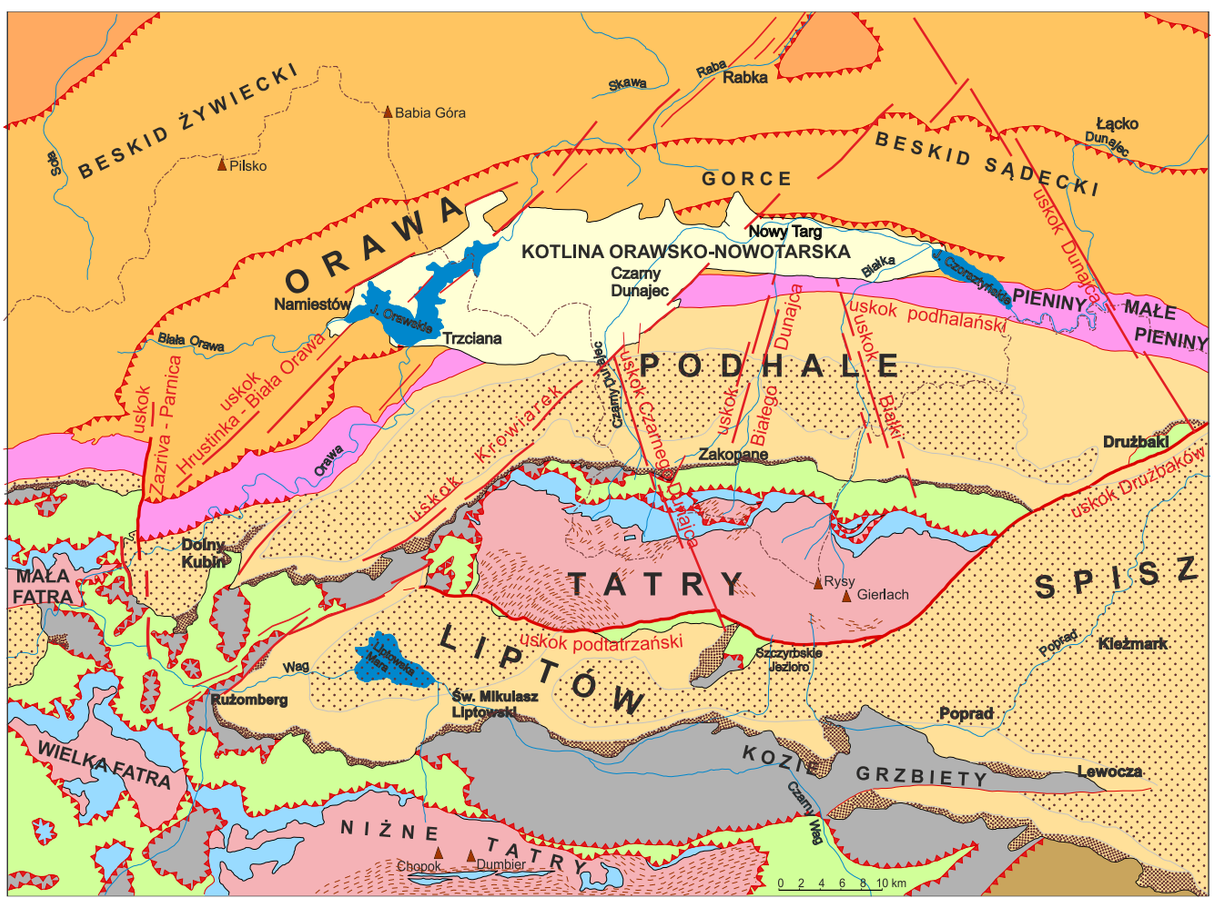


FIG. 13. Strefy sedymentacyjne w triasie (górny diagram) i kredowy system płaszczowinowy jednostki hronikum (dolny diagram) (wg Havrili, 2011; Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)



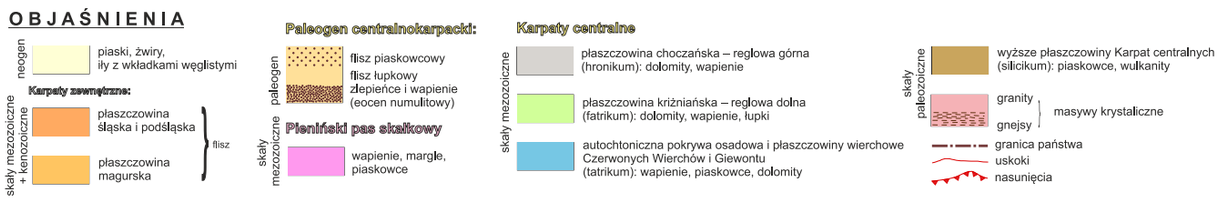


FIG. 14. Mapa geologiczna Tatr i sąsiednich jednostek strukturalnych (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979 i Lexa i in., 2000)

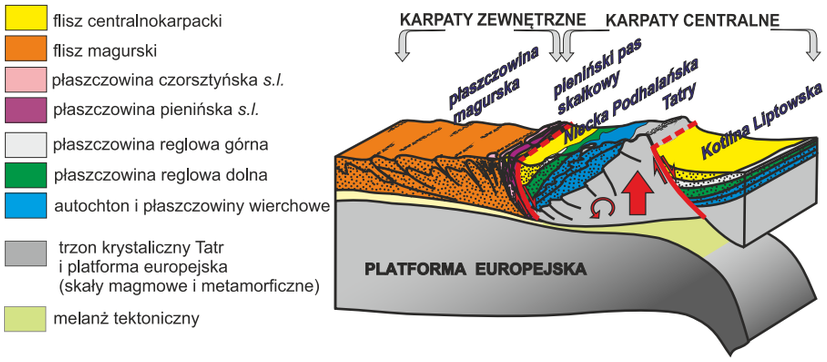


FIG. 15. Budowa Tatr na tle jednostek strukturalnych pogranicza Karpat centralnych i zewnętrznych (Jurewicz, 2005)

ciśnienie, 6–8 kbar przy temperaturze 600–640°C (De Doliwa Zieliński i in., 2026). Ku północnemu wschodowi, w rejonie doliny Żiarskiej, obserwuje się przejście w zonę kyanitowo-silimanitową (fibrolitową), co odzwierciedla się w szacowanym ciśnieniu i temperaturze, sięgającym 6–8 kbar i 620–660°C (klasyczna geotermobarometria; Janák, 1994; Ludhová, Janák, 1999) lub 6,5–8,5 kbar i 650–690°C (modelowanie termodynamiczne; De Doliwa Zieliński i in., 2026). Moussallam i in. (2012), datując monacyt z łupków mikowych metodą U-Th-total Pb (EMP), uzyskali szeroki rozrzut wieków: od ok. 479 i 418 mln lat, przez dużą liczbę ziaren o wieku 370–372 mln lat, aż po pojedyncze ziarna ~320 mln lat. Nowsze datowanie monacytu metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS), cechującą się wyższą dokładnością, dostarczyło wieku 318–323 mln lat dla strefy staurolitowo-kyanitowej oraz 330–335 mln lat dla strefy kyanitowo-sillimanitowej, co sugeruje raczej późnowaryscyjski wiek metamorfizmu (De Doliwa Zieliński i in., 2026).

Górna jednostka w swojej dolnej części składa się głównie z paragnejsów zawierających soczewki ortognejsów oraz amfibolitów (w tym retroeklogitów) i reprezentuje zonę kyanitową. W górnej części, reprezentującej zonę sillimanitową, paragnejsy i podrzędne skały wapniowo-krzemianowe przechodzą do migmatytów i granitu.

Protolity ortognejsów i amfibolitów stanowią najstarsze, prewaryscyjskie elementy trzonu krystalicznego Tatr. Datowanie jąder cyrkonów z ortognejsów metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS) pozwoliło określić ich wiek na ok. 534 mln lat, co jest wiązane z aktywnością magmową towarzyszącą kambryjskiej fragmentacji północnego obrzeżenia Gondwany (Burda, Klötzli, 2011). Protolitami amfibolitów tatrzańskich były bazalty i doleryty o składzie chemicznym zbliżonym do toleitów typu N-MORB, jednak ich powstanie przypisuje się aż trzem różnym środowiskom geodynamicznym, zróżnicowanym zarówno wiekowo, jak i tektonicznie. Amfibolity z rejonu Goryczkowej i Ornaku zawierają cyrkony z jądrami datowanymi metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS) na ok. 560 mln lat. Wiek ten jest interpretowany jako zapis bazaltowego wulkanizmu związanego z ryftowym otwieraniem oceanu Tornquista–Paleoazjatyckiego, towarzyszącego rozpadowi superkontynentu Pannotii (Gawęda i in., 2017). W tej interpretacji amfibolity z Goryczkowej reprezentują wschodnią część skorupy oceanu Tornquista, natomiast amfibolity z Ornaku są związane z zachodnim obrzeżem oceanu Paleoazjatyckiego. Młodsze cyrkony, o jądrach datowanych metodą U-Pb (SIMS) na ok. 498 mln lat, zostały z kolei zidentyfikowane w amfibolitach z Żiarskiej Doliny. Burda i in. (2021) interpretują ich genezę jako związaną z bazaltami łuku wulkanicznego, rozwijającego się w obrębie oceanu proto-Rei-Qaidam. Zróżnicowane położenie paleogeograficzne poszczególnych zespołów amfibolitowych wpłynęło również na zapis prewaryscyjnych wydarzeń metamorficznych. Obwódki cyrkonów z Żiarskiej Doliny, o wieku ok. 470 mln lat, uznaje się za efekt metamorfizmu subdukcyjnego łuku wyspowego, towarzyszącego orogenezie cenerianskiej (Burda i in., 2021). Natomiast obwódki cyrkonów z Goryczkowej, datowane na ok. 447 mln lat, są interpretowane jako zapis kaledońskiego metamorfizmu związanego z zamknięciem oceanu Tornquista–Paleoazjatyckiego (Gawęda i in., 2017). Maksymalny wiek depozycji osadowego protolitu metapelitów górnej jednostki oszacowano na ok. 526 mln lat w oparciu o datowanie U-Pb (LA-MC-ICP-MS) dużej populacji cyrkonów detrytycznych (Soejono i in., 2024).

Waryscyjskie zamykanie oceanu Rei i związana z nim subdukcja skorupy doprowadziły do głębokiego pogrążenia i metamorfizmu wysokiego stopnia, któremu poddane były skały górnej jednostki. Warunki szczytowego ciśnienia i temperatury dla retroeklogitów z Barańca zostały oszacowane przy użyciu konwencjonalnej termobarometrii na 15–17 kbar i 650–695°C (Janák i in., 1996). Burda i in. (2021), na podstawie datowania U-Pb (SIMS) cyrkonów z retroeklogitu, sugerują, że minimalny wiek metamorfizmu w facji eklogitowej wynosi 367 mln lat. Zbliżony, późnodewoński wiek ok. 380 mln lat uzyskano również dla monacytu z migmatycznych paragnejsów w kontakcie z eklogitem (U-Pb LA-ICP-MS; Maussallam i in., 2012) oraz 387 mln lat dla obwódek cyrkonów z ortognejsu (U-Pb LA-MC-ICP-MS; Burda, Klötzli, 2011). Wyniki te pozostają jednak niezgodne z młodszym wiekiem 354 mln lat, uzyskanym metodą Lu-Hf (MC ICP-MS) dla granatu, który jest interpretowany jako zapis końcowego etapu metamorfizmu progresywnego w facji eklogitowej we wczesnym karbonie (Kohút i in., 2023).

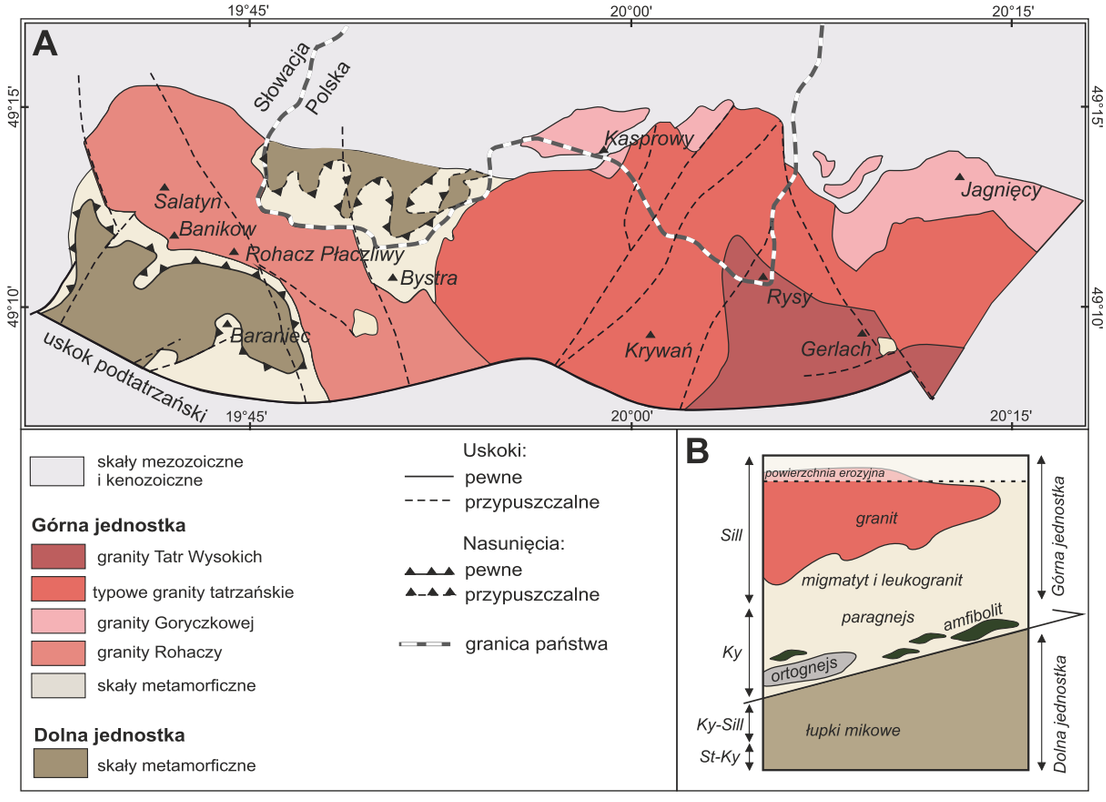


FIG. 16. Uproszczona mapa geologiczna (A) oraz profil tektonostratygraficzny (B) podłoża krystalicznego Tatr (kompilacja na podstawie: Nemčok i in., 1994; Janák i in., 1996, 1999, 2022; Gawęda, 2007; Burda i in., 2021). Przerywana linia przedstawia przypuszczalną pozycję nasunięcia pomiędzy jednostką górną a dolną, a także sugerowaną obecność bądź brak skał dolnej jednostki po stronie polskiej (por. rozdz. 6.2.3.3.). Nazwy minerałów wskaźnikowych dla stref metamorfizmu: Sill – sillimanit; Ky – kyanit; St – staurolit

Ekshumacja skał metamorficznych była procesem wieloetapowym i złożonym. Liczne dane geochronologiczne wskazują na zaskakująco zbieżny wiek: (i) wczesnej ekshumacji, (ii) późniejszej ekshumacji i związanej z nią dekompresyjnej migmatyzacji paragnejsów oraz krystalizacji części stopu granitowego, (iii) wielkoskalowej aktywności magmowej i intruzji granitów oraz (iv) metamorfizmu niemigmatycznych paragnejsów z sillimanitem. W związku z tym rekonstrukcja ewolucji skał metamorficznych i magmowych górnej jednostki oraz opracowanie spójnego modelu geodynamicznego pozostają aktualnym przedmiotem badań.

Wczesny etap ekshumacji jest zapisany zarówno w kyanitowych paragnejsach, jak i zawartych w nich retroeklogitach. Paragenezy mineralne obu skał wskazują na rekrystalizację w warunkach wysokociśnieniowej facji granulitowej do amfibolitowej – przy ciśnieniach 10–14 kbar i temperaturach 700–750°C (fig. 17; Janák i in., 1996, 1999). Burda i in. (2021) wiążą ten etap retrogresywnego metamorfizmu ze wzrostem metamorficznych obwódek cyrkonu w retroeklogicie, datowanych na ok. 349 mln lat, co bywa korelowane z wiekiem 342 mln lat uzyskanym metodą Sm-Nd dla granatu (Moussallam i in., 2012).

Kolejny etap ekshumacji odpowiada średniociśnieniowemu/wysokotemperaturowemu metamorfizmowi oraz towarzyszącej mu dekompresyjnej migmatyzacji, przebiegającej w warunkach 12–6 kbar i 750–800°C, co potwierdzają zarówno wyniki konwencjonalnej termobarometrii (Janák i in., 1999), jak i modelowania termodynamicznego (Janák i in., 2022). Obserwowany wzrost temperatury jest powszechnie interpretowany jako rezultat pogrubienia skorupy w trakcie waryscyjskiej kolizji Laurusji z Gondwaną (Janák i in., 2022 i prace tam cytowane). Wzrost temperatury doprowadził do rozkładu muskowitu i biotytu, a uwolniona podczas tych reakcji woda napędzała dalsze wytapianie migmatytów (Janák i in., 1999). Kyanitowe paragnejsy jedynie miejscami zawierają niewielkie soczewy leukosomu, natomiast w wyższych partiach masywu obserwuje się przejście w sillimanitowe migmatyty – często o charakterze diateksytowym – w których duża objętość leukosomu zatarła pierwotną strukturę paragnejsu. Janák i in. (1999) oraz Burda i Gawęda (2009) sugerują, że dalsza segregacja stopu podczas migmatyzacji doprowadziła do powstania ciał leukogranitu zlokalizowanego w pobliżu granicy między migmatytami a granitami, a także wtórnie w postaci soczew w obrębie migmatytów (Nemčok i in., 1994). Obserwowane mineralogiczne i chemiczne różnice między leukosomem a leukogranitem są interpretowane jako wynik frakcjonalnej krystalizacji leukogranitu (Burda, Gawęda, 2009). Dane geochronologiczne wskazują, że procesy migmatyzacji, segregacji oraz krystalizacji stopu zachodziły w skałach górnej jednostki przez ok. 20 mln lat. Datowania cyrkonu i monacytu z soczew leukosomu (U-Pb TIMS) oraz cyrkonu z leukogranitów (U-Pb LA-MC-ICP-MS) ze Smreczyńskiego i Tomanowego Wierchu oraz z Ornaku wykazały zgodne wieki w przedziale 365–360 mln lat (Burda, Gawęda, 2009). Młodsze wieki, w zakresie 350–345 mln lat, uzyskano dzięki datowaniu cyrkonu z leukosomu migmatytów z Barańca (U-Pb CLC – Poller i in., 2000; U-Pb SIMS – Moussallam i in., 2012) oraz monacytu z paragnejsów i migmatytów z obszaru pomiędzy Končistą a Doliną Velicką (U-Th-total Pb EMP – Janák i in., 2022).

Należy jednak zaznaczyć, że niemigmatyczne gnejsy sillimanitowe wykazują warunki metamorfizmu rzędu 5–6 kbar i 650–700°C, czyli poniżej linii solidusu, a ich wiek – 346–345 mln lat – jest tożsamy z etapem wytapiania migmatytów. Na taki przedział wiekowy wskazują zgodnie zarówno datowania monacytu (U-Th-total Pb EMP – Janák i in., 2022), jak i granatu (Lu-Hf i Sm-Nd LA-MC-ICP-MS – Kohút i in., 2023).

Waryscyjski magmatyzm

Granitoidy występują w strukturalnie najwyższej części górnej jednostki i odsłaniają się w Tatrach Zachodnich wzdłuż głównej grani o przebiegu NW–SE oraz na całym obszarze Tatr Wysokich (fig. 16). Kształt intruzji granitoidowej o charakterze sillu przecinającego skały metamorficzne został zasugerowany przez Gorka (1959). Późniejsze badania rozwinęły tę interpretację i opisują tatrzańskie granitoidy jako kompozytową, poligenetyczną intruzję umiejscowioną syntektonicznie w skałach metamorficznych (Kohút, Janák, 1994; Kohút, Siman, 2011; Gawęda i in., 2019; Kohút, Larionov, 2021; Broska i in., 2022; Catlos i in., 2022). Szerokie spektrum cech petrograficznych granitoidów było podstawą wyróżnienia licznych odmian, klasyfikowanych na podstawie ich składu mineralnego, struktury/tekstury oraz lokalizacji.W literaturze grupuje się granitoidy tatrzańskie w cztery główne typy, opierając się na pracy Kohúta i Janáka (1994):

1) dioryty kwarcowo-amfibolowo-biotytowe;
2) granodioryty i tonality biotytowe z przejściami do granodiorytów biotytowo-muskowitowych (tzw. granity Tatr Wysokich);
3) granity porfirowe i granodioryty z fenokryształami skalenia potasowego (tzw. granitoidy Rohaczy);

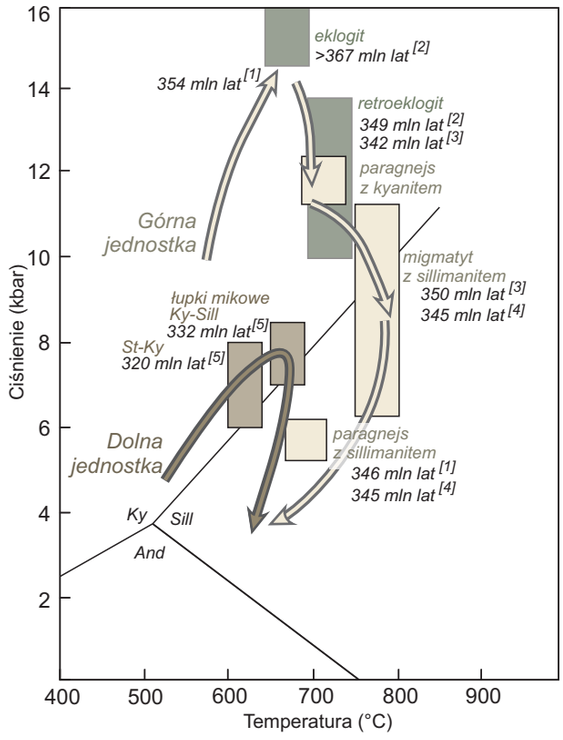


FIG. 17. Ścieżka P–T (ciśnienie–temperatura) skał metamorficznych podłoża krystalicznego. Wiek radiometryczny za: 1 – Kohut i in. (2023); 2 – Burda i in. (2021); 3 – Moussallam i in. (2012); 4 – Janak i in. (2022); 5 – De Doliwa Zieliński i in. (2026). Nazwy minerałów wskaźnikowych dla stref metamorfizmu: Sill – sillimanit, Ky – kyanit, And – andaluzyt, St – staurolit

4) lokalnie porfirowe granodioryty i granity biotytowe oraz muskowitowo-biotytowe (tzw. typowe granity tatrzańskie).

Wyróżniano wiele dodatkowych typów granitów tatrzańskich, które w toku kolejnych badań oraz wraz ze wzrostem dostępności danych geochemicznych i geochronologicznych były stopniowo przypisywane jednej z wyżej wymienionych grup. Nazwy historyczne oraz określenia mniej powszechnie stosowane podano poniżej.

Nazwa alaskit (Jaroszewski, 1965; Burchart, 1970; Gawęda, 2001) była historycznie stosowana jako synonim drobnokrystalicznych leukogranitów Tatr Zachodnich, choć określano nią również odmiany porfirowate oraz pegmatyty leukogranitowe (Gawęda, 2001). Termin ten był używany głównie ze względów tradycyjnych i obecnie został zastąpiony przez leukogranit.

Granity Goryczkowej (fig. 16; Morozewicz, 1914; Burchart, 1970; Kohút i in., 2009) są reprezentowane przez dwa główne zespoły skalne, które pierwotnie traktowano jako osobne wydzielenie granitów tatrzańskich ze względu na ich lokalizację w północnej części łuski tektonicznej Goryczkowej. Pierwszy zespół skalny zawiera biotytowy granodioryt, tonalit oraz kwarcowy dioryt. Natomiast skały drugiego zespołu skalnego to leukokratyczne, porfirowe granity zawierające skaleń potasowy (Burda i in., 2013a), niezgodnie tnące pierwszy zespół skalny. Cytowani autorzy sugerują jednak zaprzestanie używania nazwy „granit Goryczkowej" i zalecają zaliczenie tych intruzji do „typowego granitu tatrzańskiego" ze względu na ich podobieństwo do granitu ze Staroroboci ańskiego Wierchu w Tatrach Zachodnich (Burda i in., 2013a). Należy jednak podkreślić, że w literaturze termin „typowy granit tatrzański" bywa stosowany w sposób niejednoznaczny – zarówno w odniesieniu do porfirowych granodiorytów, jak i biotytowych oraz muskowitowo-biotytowych granitów (typ 4 *sensu* Kohút, Janák, 1994), bądź też jako określenie szerszej grupy granitoidów, obejmującej leukogranity z rejonu Wołowca, porfirowe granity ze skaleniem potasowym z Rohaczy oraz granodioryty i tonality z masywu Łomnicy (Gawęda i in., 2016a). Niemniej jednak określenia „typowy granit Tatr Zachodnich" oraz „granit Tatr Zachodnich" wydają się funkcjonować jako odrębne jednostki (Burda i in., 2011), mimo że w ramach tej klasyfikacji autorzy zaliczają zarówno porfirowe granity ze skaleniem potasowym (typ 3), jak i porfirowe granodioryty (typ 4 *sensu* Kohút, Janák, 1994).

Geneza i wiek granitów tatrzańskich

Formowanie intruzji granitoidowej było procesem wieloetapowym, trwającym od ok. 370 do 340 mln lat temu. Granitoidy tatrzańskie wykazują skład chemiczny charakterystyczny dla magm generowanych w strefach subdukcji, typowych dla łuków wyspowych (ang. *volcanic arc granites* – VAG), zarówno serii wapniowo-alkalicznej, jak i wysokopotasowej serii wapniowo-alkalicznej (Broska i in., 2022 i prace tam cytowane). W najnowszej interpretacji mieszany

charakter peraluminowych magm typu I/S odzwierciedla złożony obszar źródłowy – dolną skorupę kontynentalną o składzie metamagmowo-amfibolitowym z domieszką skał metapelitowych (Broska i in., 2022; Catlos i in., 2022 i prace tam cytowane). Znaczna zmienność składu chemicznego granitoidów wynika ze zróżnicowanego stopnia mieszania się magm oraz ich interakcji ze skałami otoczenia w trakcie formowania intruzji.

Najstarszy etap aktywności magmowej mają reprezentować biotytowe granodioryty z rejonu Goryczkowej o wieku 371 ±6 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013a) oraz skały powstałe na kontakcie diorytu z granitem ze Staroroboci ańskiego Wierchu, datowane na 368 ±8 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2011). Pomimo zbliżonego wieku pierwsza z tych intruzji jest interpretowana jako zapis prekolizyjnej aktywności magmowej, natomiast druga jako rezultat późniejszej interakcji diorytu z granitowym stopem.

Z kolei precyzyjne datowania cyrkonów (U-Pb SIMS – Broska i in., 2022) wykazały wiek 359,2 ±3,0 mln lat dla enklaw diorytowych występujących w obrębie granodiorytu Tatr Wysokich. Porównywalne wartości wiekowe uzyskano również dla pojedynczych wystąpień granitoidów z innych rejonów Tatr, m.in. granitu Tatr Wysokich – 363,3 ±5,5 mln lat (U-Th-Pb SHRIMP – Kohút, Larionov, 2021), typowego granitu tatrzańskiego z Rohaczy i Błyszcza w Tatrach Zachodnich – 363 ±11 do 347 ±14 mln lat (U-Pb CLC – Poller i in., 2000), a także granitoidów z Rohaczy – 360 ±5 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Gawęda i in., 2016a). Broska i in. (2022) interpretują ten wczesny etap granitowego magmatyzmu jako efekt rozerwania subdukującej płyty i następującego po nim podnoszenia się astenosfery. Zwiększony strumień ciepła dostarczony z astenosfery sprzyjał anateksji metapelitów oraz intensyfikacji magmatyzmu, prowadząc do powstawania granitoidów. Wzrost udziału skał o niższej gęstości w kolumnie skorupowej mógł dodatkowo ułatwić oderwanie nadtopionej partii skorupy i jej późniejszą ekshumację.

W literaturze sugerowano, że większa część typowego granitu tatrzańskiego reprezentuje starszy, tzw. pierwszy cykl formowania granitoidów, natomiast granitoidy Tatr Wysokich oraz kontaktujące z nimi od północy granity tatrzańskie – młodszy „drugi cykl" (zob. mapa geologiczna na fig. 1 *w*: Gawęda i in., 2016a). Jednakże zarówno starsze wieki, ok. 360 mln lat (zob. powyższy akapit), jak i młodsze, 350–345 mln lat, były raportowane dla wszystkich typów granitoidów, co wskazuje na brak jednoznacznej korelacji przestrzennej między wiekiem a typem granitu.

W Tatrach Wysokich populacje cyrkonów wskazują na krystalizację monzogranitu w wieku ok. 350 ±5 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013b) oraz tonalitu – 350,1 ±2,6 mln lat (U-Pb SIMS – Broska i in., 2022). Zbliżone wartości uzyskano również dla porfirowatych granitów z Goryczkowej (ok. 350 ±5 mln lat; U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013a), które autorzy zaliczają potencjalnie do „typowego granitu Tatr Zachodnich". Jednak z uwagi na różnorodność definicji i zróżnicowanie petrograficzne granitoidów, jednoznaczna korelacja litologiczna pozostaje utrudniona. Na znaczący udział anatektycznego stopu pochodzącego z migmatytów na proces formowania granitoidów Tatr Zachodnich zwrócili uwagę Janák i in. (1999). Warto zauważyć, że szacowane warunki ciśnienia i temperatury dla umiejscawiania granitu Rohaczy wynoszą ok. 850°C przy 5–6 kbar (Gawęda, 2007), co częściowo koreluje z późną migmatyzacją skał osłony. Wiek cyrkonów z granitu na Banikowie, oznaczony precyzyjną metodą U-Pb (SIMS), wynosi 352 ±2 mln lat, natomiast dla pobliskich szczytów Rohacz Płaczliwy i Prislop uzyskano odpowiednio 345 ±2 mln oraz 346 ±2 mln lat (fig. 17; De Doliwa Zielinski, 2026). Według interpretacji cytowanych autorów bliskość wieków krystalizacji granitów i migmatyzacji potwierdza ich genetyczne powiązanie, a obserwowane różnice wieku w obrębie intruzji świadczą o wewnętrznym zróżnicowaniu czasu krystalizacji poszczególnych porcji magmy. Taka interpretacja może również tłumaczyć najmłodszy uzyskany wiek – ok. 337 ±6 mln lat – określony dla obwódek cyrkonów z granitów Tatr Wysokich (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013b). Procesy pomagmowe, związane z migracją stopów resztowych i/lub wodnych fluidów, doprowadziły do formowania pegmatytów z apatytem odsłaniających się na Barańcu, których wiek określono na 328,6 ±2,4 mln lat (U-Pb LA-ICP-MS; Gawęda i in., 2016b).

6.2.3.3. Zarys tektoniki trzonu krystalicznego Tatr

Michał Bukała, Edyta Jurewicz

Współcześnie stosowane rozróżnienie dolnej i górnej jednostki zostało wprowadzone na podstawie różnic litologicznych obserwowanych w słowackiej części Tatr (Fritz i in., 1992; Janák, 1994). Przed jego wprowadzeniem skały metamorficzne podłoża krystalicznego Tatr określano ogólnie mianem łupków krystalicznych i podkreślano ich petrologiczną i tektoniczną złożoność (Gaweł, 1959; Gorek, 1959; Burchart, 1963; Jaroszewski, 1965). Obecnie część autorów zalicza całe podłoże krystaliczne po stronie polskiej do górnej jednostki (np. Kohút, Janák, 1994; Janák i in., 1996, 2022; Poller i in., 2000; Catlos i in., 2022; Bukała i in., 2024). Bukała i in. (2024) sugerują, że lokalne różnice w stopniu migmatyzacji mogły prowadzić do powstania stref o podwyższonym naprężeniu i zwiększonej zawartości biotytu, które teksturalnie przypominają łupki mikowe. Jednak w wielu pracach skały występujące w dolnych partiach Trzydniowiańskiego Wierchu, Ornaku oraz na grani pomiędzy Błyszczem a Tomanowym Wierchem są klasyfikowane jako reprezentujące dolną jednostkę (np. Gawęda, 2000; Burda, Gawęda, 2009; Piotrowska i in., 2009; Burda, 2011; Burda, Klötzli, 2011; Burda i in., 2021). Alternatywną interpretację zaproponował Cymerman (2024), identyfikując wystąpienia łupków dolnej jednostki w postaci izolowanych łusek tektonicznych wieku alpejskiego, zlokalizowanych w Litworowym Potoku, na północno-zachodnim zboczu Doliny Chochołowskiej oraz na południowo-wschodnim zboczu pomiędzy Czubikiem a Jarząbczym Wierchem.

W podłożu krystalicznym Tatr wyróżniono cztery główne etapy deformacji związane z waryscyjskim etapem tektonicznego zestawienia jednostek podłoża, ich ekshumacją do poziomów środkowo-górnoskorupowych, a także późniejszą kompresją i ekstensją o charakterze alpejskim. Orientację struktur należy analizować po przywróceniu masywu Tatr do pozycji sprzed jego neogeńskiej rotacji (Jurewicz, 2000b, 2002). Kierunki oraz kąty nachylenia/upadu podane poniżej odpowiadają orientacji obecnie obserwowanej na terenie Tatr, natomiast omawiana kinematyka odnosi się do orientacji przedneogeńskiej.

Najstarszy etap deformacji (D1, *sensu* Janák i in., 1999) odpowiada waryscyjskiemu zestawieniu jednostek metamorficznych oraz formowaniu dominującej niskokątowej foliacji S1 zapadającej na S–SE (Fritz i in., 1992; Janák i in., 1999). Mikrostrukturalny zapis D1 w paragnejsach wskazuje na deformację podatną w reżimie prostego ścinania w warunkach wysokotemperaturowych (Janák i in., 1999; Bukała i in., 2024), co jest zgodne z wynikami analiz termobarometrycznych (Janák i in., 2022 i cytowane tam prace). W obrębie migmatytów górnej jednostki makroskopowe struktury D1 obejmują izoklinalne fałdy o południowej wergencji, charakteryzujące się niemal poziomymi płaszczyznami osiowymi, równoległymi do foliacji S1. Kinematyka deformacji wskazuje na ścinanie w kierunku S–SE, co jest interpretowane jako główny kierunek nasuwania w tej części orogenu waryscyjskiego. Proces ten doprowadził do nasunięcia górnej jednostki na dolną jednostkę i powstania obecnie obserwowanej odwróconej sekwencji metamorficznej. Dodatkowo strefy ścinania D1 są interpretowane jako miejsca o obniżonej wytrzymałości, które mogły ułatwiać migrację stopu, przyczyniając się do formowania synorogenicznych ciał granitowych o geometrii sillu (Burda, Gawęda, 2009).

Kolejny etap deformacji (D2, *sensu* Janák i in., 1999) jest interpretowany jako efekt późnowaryscyjnej ekstensji w kierunku E–W, która umożliwiła denudację stropowej części podłoża krystalicznego. W wyższych partiach górnej jednostki w Tatrach Zachodnich obserwuje się transpozycję wysokotemperaturowej lineacji L1 (N–S) w lineację L2 (W–E), co wskazuje na prawoskrętne ścinanie skierowane na wschód. Podobną kinematykę wykazują niżejtemperaturowe, podatnokruche strefy ścinania zidentyfikowane w obrzeżeniach plutonu granitowego oraz w skałach metamorficznych w pobliżu jego kontaktu, opisane przez Kanię (2015). Brak udokumentowanych uskoków normalnych w Tatrach Zachodnich, które mogłyby odpowiadać za ekstensyjne odsłonięcie podłoża, tłumaczy się na dwa sposoby: (i) poprzez erozję górnej części podłoża krystalicznego (Janák, 1994) lub (ii) przez późniejszą reaktywację tych struktur podczas wczesnojurajskiego ryftingu waryscyjskiego podłoża (Plašienka, 1998, 2018a). Datowanie metodą K-Ar jasnej miki wyseparowanej ze skał osłony granitu północnych Rohaczy wskazuje przybliżony wiek stygnięcia na 305 ±11 mln lat (Deditius, 2004). Podobne wartości, mieszczące się w przedziale 330–300 mln lat, uzyskane metodą ^{40}Ar-^{39}Ar dla jasnej miki zarówno z granitu, jak i migmatytów (Janák, Onstott, 1993; Maluski i in., 1993; Janák, 1994), potwierdzają postkinematyczny etap stygnięcia i wyznaczają dolną granicę czasową późnowaryscyjskiej deformacji D2.

Dalszą ewolucję tektoniczną i chronologię zdarzeń należy analizować w granitoidach Tatr Wysokich, gdzie można się spodziewać struktur wyłącznie syn- i postintruzyjnych, tj. młodszych niż ok. 360–345 mln lat (np. Poller i in., 2000; Gawęda i in., 2016a; Broska i in., 2022). Powszechnie występującą grupą struktur są podatnokruche strefy ścinania o charakterze mylonitów i kataklazytów (Jurewicz, Bagiński, 2004), które można interpretować jako potencjalnie odpowiadające strukturom D2 obserwowanym w Tatrach Zachodnich, choć obecnie brak jest datowań geochronologicznych. Szerokość tych stref wynosi zwykle od kilkadziesięciu centymetrów do kilku metrów, a rozciągłość – kilkaset metrów. Można je obserwować, idąc szlakiem („rysą") na Rysy, Mięguszowiecką Przełęcz pod Chłopkiem czy w Galerii Cubryńskiej (fig. 18). Strefy te noszą ślady wielokrotnej aktywacji i mineralizacji w różnych warunkach termobarycznych i reżimach tektonicznych. Za ich powstanie były odpowiedzialne późnowaryscyjskie procesy ścinania i towa-

rzyszące im kataklaza i mylonityzacja, natomiast późniejsza mineralizacja mogła mieć miejsce na etapie prealpejskiego ryftingu oraz neogeńskiego wypiętrzania, co zaznaczyło się aktywnością zrzutowo-przesuwczą. W związku z alpejskimi nasunięciami płaszczowinowymi (faza D3) można by się spodziewać znaczącej aktywności kinematycznej omawianych stref ścinania, ale z uwagi na ich niesprzyjającą orientację była ona niewielka. Strefy te były natomiast istotnymi drogami rozładowania naprężeń (faza D4) w toku późno-paleoceńskiej i eoceńskiej transpresji i transtensji (Králiková i in., 2014), co zaznaczyło się aktywnością przesuwczo-zrzutową oraz podczas późnoneogeńskiej inwersji generującej ekstensję o kierunku NW–SE (Vojtko i in., 2010; Králiková i in., 2014; Szczygieł, 2015).

6.2.3.4. Rozwój facjalny basenów Tatr

Michał Krobicki

Utwory osadowe mezozoiku tatrzańskiego powstawały w obrębie bloku Karpat centralnych ograniczonego na północy przez alpejską Tetydę, a na południu oceanem Meliaty (zob. podrozdział 6.1).

Basen sedymentacyjny przyszłych Tatr był podzielony na dwie zasadnicze strefy (fig. 19): południową, ze zdecydowaną przewagą utworów morskich, miejscami nawet głębokowodnych, z której wywodzą się jednostki reglowe: dolna – križniańska (fatrikum) i górna – choczańska (hronikum), oraz północną, płytszą, określaną jako wierchowa (tatrikum). Osady sukcesji wierchowej wchodzą zarówno w skład płaszczowin, jak i autochtonicznej pokrywy osadowej masywu krystalicznego Tatr. W celu lepszego zobrazowania litofacjalno-paleogeograficznego zróżnicowania w czasie i przestrzeni basenu tatrzańskiego jako całości, skonfrontowano poniżej jedynie główne jednostki strukturalno-tektoniczne – jednostkę/sukcesję wierchową (tatrikum) z jednostką/sukcesją križniańską (fatrikum) – fig. 20, 21. Podwaliny do tego zestawienia zostały opracowane przez Lefelda i in. (1985) oraz Uchmana (2009, 2014) i Jach i in. (2014).

Najstarsze utwory osadowe w Tatrach są znane z obszaru Słowacji, gdzie pod Jagnięcym Szczytem bezpośrednio na granitoidach trzonu krystalicznego zalegają lądowe (fluwialne?) zlepieńce, przypuszczalnie permskiego wieku, znane jako **zlepieńce koperszadzkie** (m.in. Uhlig, 1897; Limanowski, 1903; Sokołowski, 1948) lub **formacja z Koperszadów** (fig. 9). Stanowią one ekwiwalent alpejskiej facji *verrucano*. Skały osadowe i wulkaniczne permu są szerzej rozprzestrzenione w wielu jednostkach tektonicznych na obszarze Słowacji (Vozárová, 1996). Trias tatrzański jest wyraźnie trójdzielny: klastyczny–węglanowy–klastyczny i upodabnia się do triasu basenu germańskiego na Niżu Polskim, będąc zapisem sekwencji transgresyjno-regresyjnej. Klastyczno-węglanowo-krzemionkowe utwory jurajsko-dolnokredowe są silnie zróżnicowane litofacjalnie, odzwierciedlając tektonicznie uwarunkowane, a morfologicznie odmienne strefy batymetryczne. Synsedymentacyjne uskoki tektoniczne i towarzyszące im zręby, rowy i półrowy tektoniczne odpowiadały za paleofacjalno-paleogeograficzną różnorodność i powstanie odpowiednich sukcesji/domen tatrzańskich.

Trias dolny tatrikum i fatrikum jest szeroko rozprzestrzeniony na całym obszarze Tatr, charakteryzując się czerwonymi, niekiedy arkozowymi piaskowcami, często z charakterystycznym warstwowaniem przekątnym małej skali (**formacja z Lúžnej**, fig. 9, 20). Pojawiają się w nich również mułowce kwarcytowe oraz wkładki dolomitów i łupków dolomitycznych. Jest to tzw. facja werfeńska, o genezie lądowej, rzecznej lub przybrzeżnomorskiej (Nemčok i in., 1993; Michalik, 1997; Uchman, 2009). Młodsze utwory triasu dolnego to osady *stricte* węglanowe, reprezentowane przez dolomity komórkowe z warstwami myophoriowymi w górnej ich części, interpretowane jako utwory pogranicza lądu i płytkiego morza o typie sebhy (Kotański, 1961; Gaździcki, Lefeld, 1997). Powstałe wówczas utwory ewaporatowe o charakterze sebhy, porównywane do alpejskiej facji „Rauhwacken" (Kotański, 1956b; Passendorfer, 1978a; Kasiński, 1981), w trakcie późniejszych fałdowań pełniły rolę warstwy słabej i stanowiły horyzont odkłuć płaszczowinowych (Jurewicz, 2003, 2005; Milovsky i in., 2003). Trias środkowy ma bardziej węglanowy charakter i płytkomorską genezę, litofacjalnie przypomina również utwory znane z Alp. W ich obrębie można wydzielić charakterystyczne horyzonty, jak np. szeroko rozprzestrzenione tzw. **wapienie robaczkowe** (Kotański, 1955b; Passendorfer, 1978b) występujące ponad warstwami z Gutenstein (Nemčok i in., 1993). Cała architektura środkowotriasowych węglanowych facji tatrzańskich powyższych domen może być interpretowana jako rozbudowany system platform węglanowych. Współwystępowały w nich brekcje synsedymentacyjne, epizody ewaporacji i wynurzeń (np. struktury *tepee* – Szulc i in., 1996), tworzenia się różnorodnych dolomitów (w tym „cukrowych"), jest to też czas zwolnienia tempa sedymentacji prowadzącego do powstawania twardych den (Jaglarz, Rychliński, 2005) z obfitą niekiedy fauną (krynoidy, ślimaki, małże) i florą (glony, w tym diplopory). Trias górny, o cechach sekwencji regresyjnej, jest reprezentowany głównie przez utwory klastyczne tzw. **kajpru karpackiego** (Nemčok i in., 1993). Są to łupki piaszczyste, piaskowce i lokalnie zlepieńce, zazwyczaj o czerwonych barwach, pochodzące przypuszczalnie z przybrzeżnomorskich, deltowych i fluwialnych środowisk. Niektóre z kolejnych osadów, np. utwory **formacji tomanowskiej**, są bogate w lądową florę retycką, środowisk bagiennych i jeziornych (Raciborski, 1891; Gorek, 1958; Radwański, 1968). Ich ekwiwalentem w sukcesji reglowej dolnej są płytkomorskie organogeniczne wapienie onkolitowe, oolitowe, z koralami, ramienionogami i krynoidami (Radwański, 1959). Utwory przejściowe triasu i jury

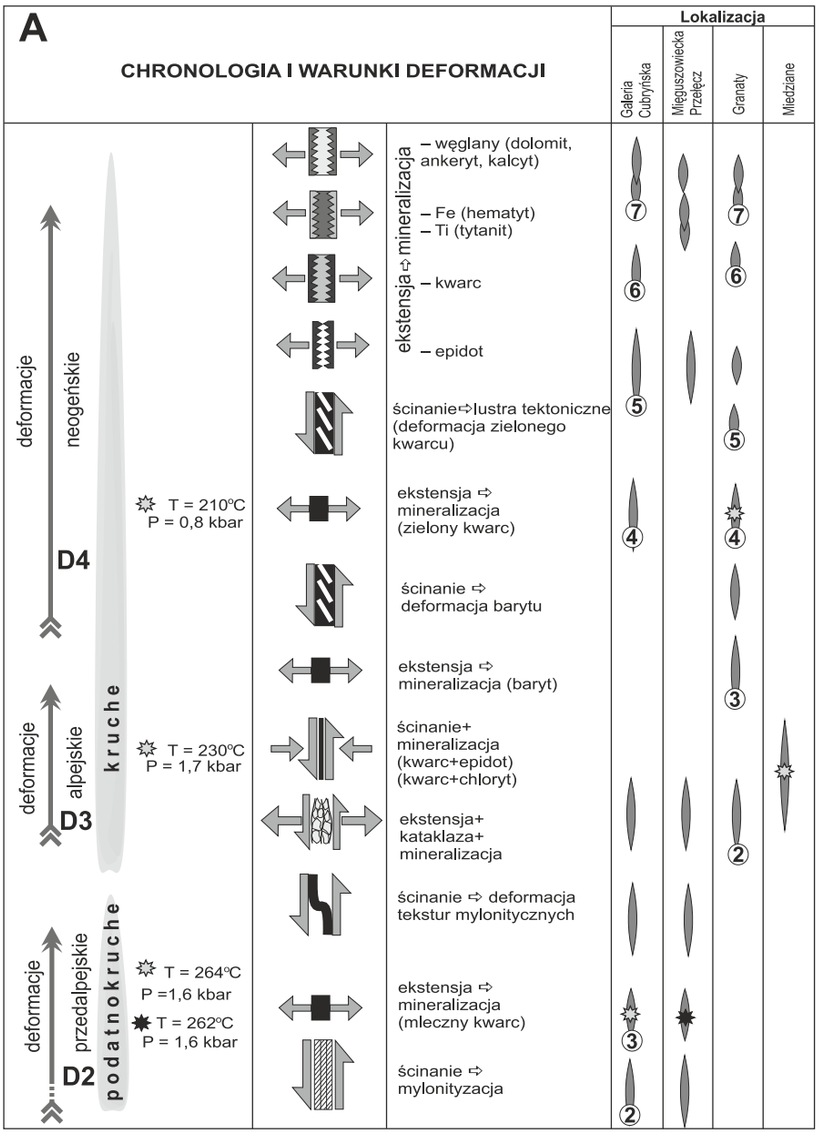


FIG. 18. A – chronologia zdarzeń tektonicznych i warunki deformacji w granitoidach Tatr Wysokich; D2, D3, D4 – fazy deformacyjne wg Janáka (1994); **B** – szkic strefy ścinania na Galerii Cubryńskiej; numery odpowiadają kolejnym fazom deformacji i mineralizacji na fig. A; Gr – granitoidy (1); S-Cmyl – S-C mylonity (2); Qtz – kwarc (z) – zielony (3); (m) – mleczny (4); fp – lustro epidotowo-kwarcowe (5); Qtz dr – druza kwarcowa (6); Cal dr – druza kalcytowa (7); (Jurewicz, Bagiński, 2004)

6

Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

JURA–WCZESNA KREDA

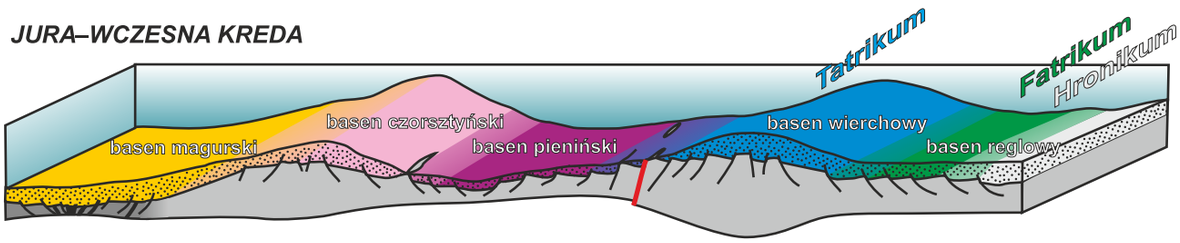


FIG. 19. Zróżnicowanie facjalne w strefach sedymentacyjnych Tatr i pienińskiego pasa skałkowego, wg Jurewicz (2005)

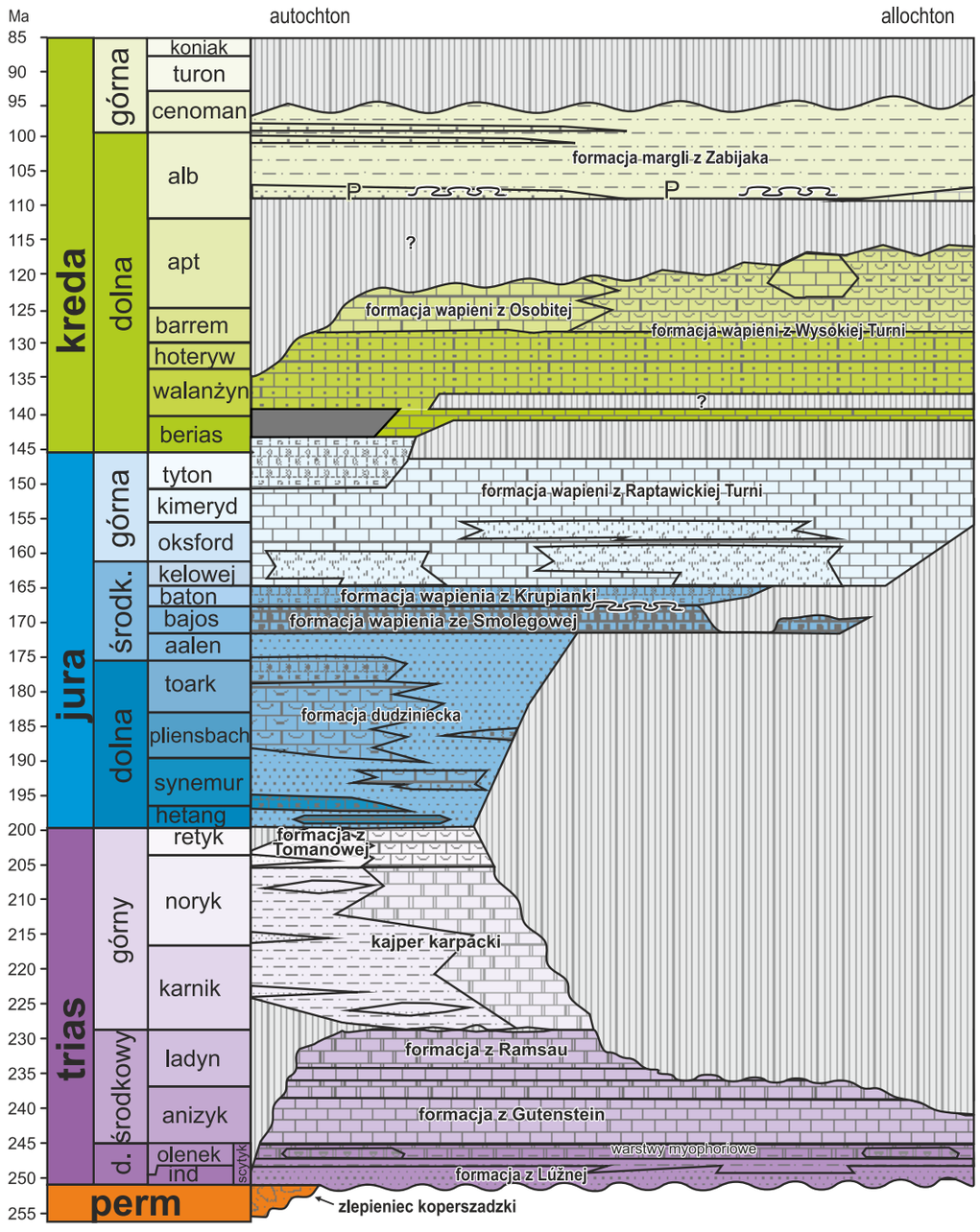


FIG. 20. Litostratygrafia sukcesji wierchowej, wg Jach i in. (2014), za Lefeldem i in. (1985), z modyfikacjami Grabowskiego i in. (2022)

są dokumentowane przez płytkowodne wapienie, margle i łupki margliste **formacji fatrzańskiej** (Gaździcki, 1974; Gaździcki i in., 1979), zazwyczaj obfitej w faunę bentoniczną (ramienionogi, małże, koralowce, otwornice). Formacja ta diachronicznie zazębia się z wapiennymi, marglisto-mułowcowymi i piaszczystymi utworami **formacji z Kopieńca** (tzw. facji *gresteńskiej*; Gaździcki i in., 1979), datowanej na późny retyk–synemur, która ma cechy utworów szelfowych w zasięgu sztormowej podstawy falowania (np. tempestytowe muszlowce małżowe).

Utwory jednostki reglowej górnej, choczańskiej (hronikum) odsłaniają się w polskich Tatrach jedynie w rejonie dolin Chochołowskiej, Kościeliskiej i Miętusiej. Trias środkowy i górny jest tutaj bardziej urozmaicony litologicznie niż w dwóch pozostałych sukcesjach, chociaż generalnie stanowi on dopełnienie tektoniczno-eustatycznie/batymetrycznie sterowanej, mocno zróżnicowanej wewnętrznie rozległej platformy węglanowej o skomplikowanej architekturze litofacjalno-paleogeograficznej, utworów zarówno płytkomorskich, jak i basenowych, preryftowego etapu rozwoju północnej części zachodniej Tetydy. Te różnorodne utwory węglanowe, głównie dolomity i wapienie, znajdują swoje odpowiedniki w geologii alpejskiej i dlatego nazwy jednostek litostratygraficznych zostały dla nich stamtąd zapożyczone (Kotański, 1965; Uchman, 2009). Po polskiej stronie Tatr najstarsze są tzw. **dolomity z Ramsau** (**formacja z Ramsau**) (Mello, Wieczorek, 1993; Gaździcka i in., 2009), prawdopodobnie środkowego anizyku–ladynu, wykształcone jako masywne dolomity, brekcje dolomityczne i dolomity ławicowe z warstewkami tufitów. Po stronie słowackiej występują starsze od nich mikrytowe i laminowane wapienie z bioklastami (**wapienie z Gutenstein**; Mello, Wieczorek, 1993). Młodsze od dolomitów z Ramsau są szare, cienko- i średnioławicowe mikrytowe wapienie bulaste **formacji z Reifling** z bioklastami i z rogowcami oraz wkładkami tufitów środowisk basenowych (Zawidzka, 1971, 1972; Gaździcki, Zawidzka, 1973; Fijałkowska, Uchman, 1993; Szulc i in., 2004). Formacja ta jest zastępowana facjalnie przez mułowce margliste z podobną fauną i palinomorfami należące do **warstw z Partnach** (Kotański, 1973, 1974) oraz przez masywne wapienie z amonitami i konodontami **formacji z Wetterstein** („dolomit choczański") górnego anizyku i ladynu (Kotański, 1973; Szulc i in., 2004; Uchman, 2009). Do triasu górnego (ladyn/karnik) hronikum zalicza się również **dolomity z Wetterstein** ze stromatolitami i strukturami glonowo-mikrobialnymi czy ooidami oraz z pokruszoną fauną, powstałymi na skłonie platformy węglanowej zarówno facji rafowych i przedrafowych, jak i środowisk sublitoralnych i/lub lagunowych (Kotański, 1986; Mello, Wieczorek, 1993; Szulc i in., 2004). Ich ekwiwalentem po słowackiej stronie Tatr są piaskowce i łupki **formacji z Lunz** karniku. Najwyższy trias jest reprezentowany przez średnio- i gruboławicowe dolomity z wkładkami mułowców i iłowców noryku (tzw. **dolomit główny** = Hauptdolomit) (Gaździcka i in., 2009) i **formację norowicką** wapieni mikrytowych i organodetrytycznych z liczną fauną retyku środowisk litoralnych (Gaździcki, 1974, 1983; Roniewicz, 1974). Silnie zróżnicowane są natomiast węglanowe utwory dolnej jury **formacji wapieni z Miętusiej**: wapienie oolitowe, organodetrytyczne i spikulitowe czy wapienie krynoidowe z ramienionogami synemuru–pliensbachu alpejskiej facji hierlatzkiej płytkowodnej platformy węglanowej (Lefeld, 1985; Uchman, 1988, 1994; Uchman, Tchoumatchenco, 1994). Najmłodsze utwory sukcesji choczańskiej są znane tylko z izolowanych odsłonięć bądź wypełnień dajek neptunicznych i reprezentowane przez różowoczerwone wapienie mikrytowe, które prawdopodobnie są środkowojurajskiego wieku (Uchman, 1988; Wieczorek, 2001).

Wyraźne zróżnicowanie litofacjalne pomiędzy strefami wierchową oraz križniańską i choczańską zaznacza się praktycznie dopiero we wczesnej jurze, co jest efektem synryftowej tektoniki synsedymentacyjnej pasywnej krawędzi kontynentu, która doprowadziła do powstania podmorskich rowów/półrowów tektonicznych oraz bloków przechylanych rotacyjnie wzdłuż listrycznych uskoków (Dumont i in., 1996). Spowodowała ona automatycznie silne zróżnicowanie morfologii dna przy równoczesnym efekcie zatopienia triasowych platform węglanowych. Litofacjalny charakter utworów dolnej jury dobrze dokumentuje obecność utworów klastyczno-węglanowych tatrikum, np. **formacji dudzinieckiej**, na którą składają się piaskowce, zlepieńce z wkładkami wapieni piaszczystych i krzemionkowych oraz spongiolitów, wapieni krynoidowych czy wapieni piaszczystych z ramienionogami (Wójcik, 1981, 1985). Piaskowce te erozyjnie zalegają na różnych ogniwach triasu środkowego i górnego, co przy wyraźnie zmiennej ich miąższości i cechach utworów powstałych u podnóża podmorskich skarp („brekcje klifowe" – Radwański, 1959) dobrze dokumentuje synryftowy charakter ruchów tektonicznych przy pasywnej krawędzi kontynentu (Wieczorek, 1990, 1995). Izochronicznie, w nieco głębszych środowiskach morskich, powstawały utwory plamistych wapieni i margli facji *Fleckenkalk*/*Fleckenmergel* formacji margli z Sołtysiej w sukcesji reglowej dolnej (fig. 21), przeławicane wapieniami krynoidowymi, spongiolitami bądź skrzemionkowanymi wapieniami plamistymi. Liczna fauna amonitów dobrze dokumentuje ich wczesnojurajski wiek (synemur–toark) aż do wczesnej jury środkowej (późny bajos), kiedy pojawiają się pierwsze radiolaryty

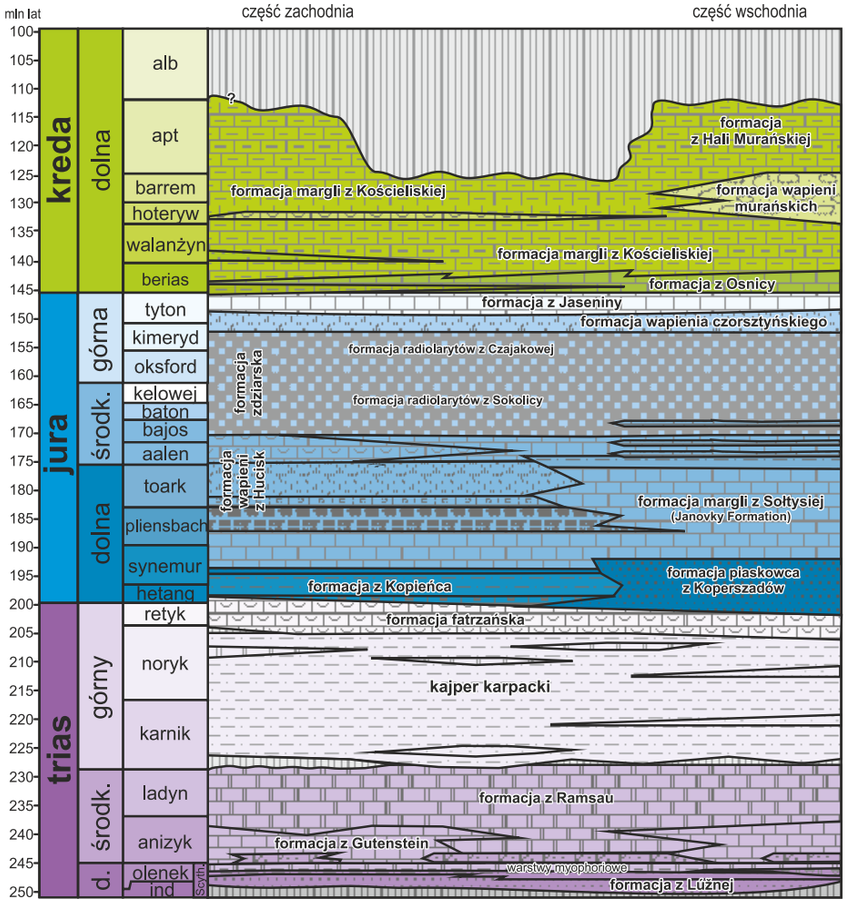


FIG. 21. Litostratygrafia sukcesji reglowej dolnej wg Jach i in. (2014), za Lefeldem i in. (1985). Objaśnienia litologiczne jak na figurze 20

przeławicające ciemnobrązowoszare wapienie plamiste (ogniwo wapieni z Broniarskiego).

Bajosko-batońskie utwory sukcesji wierchowej – to tak charakterystyczne dla geologii pienińskiego pasa skałkowego wapienie krynoidowe (**formacje wapieni ze Smolegowej** i **z Krupianki**), z przeławiceniami wapieni ze stromatolitami czy wapieni z polewami żelazisto-manganowymi. Wykazują one cechy utworów skondensowanych, co w połączeniu z obecnością dajek neptunicznych (Łuczyński, 2001a, b) kolejny raz wskazuje na ekstensyjny reżim synsedymentacyjnej tektoniki ryftowej. Równocześnie na obszarze sukcesji reglowej dolnej powstawały zróżnicowane utwory węglanowo-krzemionkowe **formacji wapieni z Hucisk** reprezentowane przez skrzemionkowane wapienie krynoidowe, spikulity, czerwone i brązowe wapienie krynoidowe z rudami żelaza i manganu oraz wapienie gruzłowe (Jach, 2002, 2005, 2007; Gradziński i in., 2004; Iwańczuk i in., 2013; Jach i in., 2014; Jach, Reháková, 2019). Niektóre z powyższych można uznać za ekwiwalenty alpejskich wapieni hierlatzkich bądź adneckich (Mello, Wieczorek, 1993). Utwory te wykazują cechy nie tylko typowej pelagicznej sedymentacji, ale i silnej kondensacji stratygraficznej, która zachodziła na obszarze wyniesionych tektonicznie bloków znajdujących się przypuszczalnie w pobliżu granicy kompensacji kalcytu (ang. *Calcite Compensation Depth* – CCD) i w towarzystwie podmorskich źródeł hydrotermalnych.

Pod koniec jury środkowej i w późnej jurze dalsze pogłębianie się basenu wierchowego manifestuje się sedymentacją szaro-różowych pelagicznych wapieni peloidowo-onkolitowych i różowo-czerwonych wapieni bulastych facji *Ammonitico Rosso* (ogniwo wapienia czorsztyńskiego) oraz wapieni kalpionellowych (ogniwo wapieni z Sobótki) **formacji wapieni z Raptawickiej Turni** (Lefeld, 1968; Uchman, 2009; Pszczółkowski i in., 2016). Podobnie w križniańskim basenie reglowym efekt pogłębiania się środowiska sedymentacji dokumentują zielone radiolaryty i wapienie radiolariowe (**formacja ździarska**) oraz czerwone, brązowe i zielone radiolaryty (**formacja radiolarytów z Czajakowej**), rozdzielone czerwonymi wapieniami bulastymi **formacji wapienia niedzickiego** (Jach, 2007; Jach i in., 2014; Jach, Reháková, 2019). Ich sedymentacja prawdopodobnie zachodziła nieco poniżej granicy kompensacji kalcytu. Powyższa pelagiczna sekwencja węglanowo-krzemionkowa jest zwieńczona ponownie sedymentacją czerwonych wapieni bulastych (**formacja wapienia czorsztyńskiego**) (Lefeld, 1974), odzwierciedlając fluktuacje eustatyczne bądź granicy CCD, które miały miejsce pod koniec jury. Na przełom jury i kredy

przypada dalszy ciąg sedymentacji pelagicznej reprezentowanej przez wapienie rogowcowe facji *Maiolica* (=*Biancone,* np. Wieczorek, 1988; Grabowski, Pszczółkowski, 2006) **formacji z Jaseniny** i **formacji z Osnicy** (Pszczółkowski, 1996, 2003). Wyżej są one zastąpione przez zbioturbowane margle i łupki margliste z ławicami skrzemionkowanych wapieni krynoidowych (**formacja margli z Kościeliskiej**; berias–barrem–?dolny apt) (Uchman, 1997, 2009), zawierającymi wkładki turbidytowych piaskowców (Pszczółkowski, 2003; Grabowski i in., 2025). Wieńczące profil sukcesji reglowej dolnej wapienie organodetrytyczne o charakterze wapieni allodapicznych z turbidytami i olistolitami, litofacjalnie odpowiadających **facji urgońskiej** znanej z sukcesji wierchowej, to **formacja wapieni murańskich** (hoteryw–barrem), znana tylko ze wschodniej części Tatr, oraz kompleks margli z olistolitami **formacji z Hali Murańskiej** (apt–najniższy alb).

Spłycające się ku górze dolnokredowe (barrem–apt) utwory sukcesji wierchowej reprezentowane przez płytkomorskie wapienie organodetrytyczne facji urgońskiej z obfitą fauną korali, małży, ślimaków, mszywiołów i glonów są efektem podmorskiej erozji platformy węglanowej (**formacja wapieni z Wysokiej Turni**, Lefeld, 1968; Masse, Uchman, 1997), która we wczesnej późnej kredzie (apt/alb) podlegała prawdopodobnie emersji. Młodsze utwory tej sukcesji (**formacja margli z Zabijaka** wieku alb–cenoman górny) stanowią pelagiczne margle glaukonitowe ze sfosfatyzowanymi stromatolitami i onkoidami o cechach utworów skondensowanych (Krajewski, 1981, 2003), będących efektem zatopienia wczesnokredowej urgońskiej platformy węglanowej. Najmłodszą częścią formacji i całej sukcesji wierchowej są zbioturbowane szaro-żółte margle i mułowce/piaskowce o charakterze turbidytowym (**ogniwo z Pisanej**, górny alb–górny cenoman), w których zespoły głębokowodnych otwornic sugerują ich batialną sedymentację w pobliżu granicy kompensacji kalcytu (Bąk, Bąk, 2013), odzwierciedlając prawdopodobnie jeden z najgłębszych epizodów sedymentacji kredowej w basenie tatrzańskim (Wieczorek, 1990, 1995, 2000). Turbidytowy charakter osadów jest odzwierciedleniem procesów zachodzących w położonej dalej na południu strefie weporskiej, gdzie w tym czasie formowała się pryzma akrecyjna (Plašienka, 2003a, b; Putiš i in., 2009).

6.2.3.5. Ewolucja poglądów na powstanie struktury orogenicznej Tatr

Edyta Jurewicz

W XIX w. strukturę Tatr uważano za wyłącznie fałdową (Uhlig, 1899). Pierwsza koncepcja wskazująca na istotną rolę płaszczowin pojawiła się w 1903 r. podczas wycieczki terenowej Międzynarodowego Kongresu Geologicznego, który wtedy odbywał się w Wiedniu. Jej autorem był szwajcarski geolog Maurice Lugeon. Późniejsze teorie, których rozwój opisał szczegółowo Passendorfer (1979, 1983), zakładały mechanizm ześlizgów grawitacyjnych, na co miało wskazywać nachylenie ku północy powierzchni nasunięć płaszczowin tatrzańskich (m.in. Halicki, 1955; Kotański, 1961, 1963a, b; Passendorfer, 1974). Według Kotańskiego (1961, 1963) dużą rolę w procesie ześlizgów grawitacyjnych odegrała obecność tektonicznych elewacji i depresji w podłożu nasuwających się jednostek. Począwszy od zachodu, w polskiej części Tatr wyróżnia się depresję Bobrowca, elewację Kominów Tylkowych, depresję Jawora–Goryczkowej, elewację Koszystej oraz depresję Szerokiej Jaworzyńskiej (Limanowski, 1910, 1911; Kotański, 1961). Miały one wpływ na kierunek nasunięcia niższej płaszczowiny wierchowej, Czerwonych Wierchów, która miała ześlizgnąć się do depresji Goryczkowej z SSW, podczas gdy wyższa od niej jednostka Giewontu – z SSE. Po nasunięciu jednostek wierchowych miały się na nie zsunąć płaszczowiny reglowe: dolna – križniańska, a później górna – choczańska (*op. cit.*). Zbliżony przebieg zdarzeń był przyjmowany w późniejszych koncepcjach odnoszących się krytycznie do teorii ześlizgów grawitacyjnych, a zakładających znaczny udział tektonicznych naprężeń kompresyjnych w procesach nasuwczych (Gorek, Veizer, 1965; Książkiewicz, 1972). Bac-Moszaszwili i in. (1981) stwierdzili, że nasunięcia płaszczowinowe w Tatrach zachodziły pod wpływem poziomej kompresji o orientacji N–S, której towarzyszyły ścięcia i poziome odkłucia. Grodzicki, Kardaś (1989) oraz Piotrowska (1996) sugerowali, że powstaniu struktur wierchowych towarzyszyło masowe formowanie dupleksów i utworzenie stosu płaszczowinowego.

Teorię ześlizgów grawitacyjnych można podważyć, przede wszystkim zauważając fakt, że nachylenie powierzchni nasunięć ku północy jest skutkiem późniejszej rotacji masywu Tatr towarzyszącej ich neogeńskiemu, nierównomiernemu wypiętrzeniu – silniejszemu na południu (Sokołowski, 1959; Grecula, Roth, 1978). Wielkość rotacji była szacowana na podstawie kąta upadu autochtonicznej pokrywy osadowej oraz leżącego niezgodnie na jednostkach płaszczowinowych eocenu numulitowego, jak również na podstawie amplitudy przemieszczenia na uskoku podtatrzańskim, i została określona na ok. 20–25° (Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984). Kąt rotacji wynikający z rekonstrukcji pól naprężeń, opartej na orientacji rys ślizgowych na lustrach tektonicznych pochodzących z trzonu krystalicznego, a związanych z etapem nasunięć płaszczowinowych, oszacowano na 40° (Jurewicz, 2000a, b). Po przywróceniu masywowi Tatr położenia sprzed rotacji powierzchnie nasunięć wyraźnie przyjmują nachylenia ku południowi, tj. przeciwne do obecnych, wskazujące na odwrócony charakter uskoków i ich połogie upady. Również z badań paleomagnetycznych w jednostkach reglowych Tatr oraz w Górach Strażowskich wynika, że płaszczowiny nasuwały się wzdłuż powierzchni połogich uskoków odwróconych (nasunięć), często tworząc struktury imbrykacyjne i dupleksy (Grabowski, 2000; Grabowski i in., 2009). Dane paleomagnetyczne z trzonu krystalicznego Tatr wskazują także, że uległ on rotacji wokół osi poziomej o kilkadziesiąt stopni (Grabowski, Gawęda, 1999; Márton i in., 2016). Jednak Plašienka, Prokešová (1996) oraz Prokešová i in. (2012) na podstawie badań w jednostce križniańskiej uznali grawitacyjny mechanizm transportu za dominujący w końcowej fazie nasunięć.

Procesy nasuwcze w orogenie alpejsko-karpackim były związane z subdukcją skorupy oceanów południowo- i północno-pennińskiego (135–55 mln lat temu) i późniejszą kolizją płyty europejskiej i adriatyckiej (55–40 mln lat temu; m.in. Nemčok i in., 1998a; Froitzheim i in., 2008). Na obszarze całych Karpat są widoczne efekty migracji procesów deformacyjnych ku wschodowi oraz coraz młodszy wiek nasunięć płaszczowinowych z południa ku północy (m.in. Nemčok i in., 1998a). Taki przebieg procesów deformacyjnych zapisał się w osadach, których najmłodsze ogniwa są coraz młodsze w coraz dalej położonych na północ jednostkach płaszczowinowych. Wynika z nich, że nasunięcie płaszczowiny choczańskiej na križniańską miało miejsce w południowej części w albie, a w północnej – w cenomanie, natomiast nasunięcia w obrębie jednostek wierchowych zachodziły w turonie i później (m.in. Nemčok, Kantor, 1990; Plašienka i in., 1997; Rakús, Marschalko, 1997; Krajewski, 2003).

Z analizy strukturalnej można wysnuć wniosek, że kolejne jednostki płaszczowinowe nasuwały się przy zmieniającym się kierunku kompresji od NW–SE do N–S (Jurewicz, 2000a, b). Efekt ten mógł być związany także z przeciwną do ruchu wskazówek zegara rotacją podłoża, tj. trzonu krystalicznego Tatr lub całego bloku centralnokarpackiego w późnej kredzie. Rotacja taka, o wielkości niemal 20–30°, została udokumentowana na podstawie badań paleomagnetycznych piaskowców dolnego triasu w autochtonicznej sukcesji wierchowej Tatr (Szaniawski i in., 2012) i innych masywów Karpat centralnych (Szaniawski i in., 2020). Wcześniejsze badania paleomagnetyczne Grabowskiego (1997), przeprowadzone w wapieniach jury i dolnej kredy autochtonu wierchowego, wykazały rotację podobnej wielkości, lecz o przeciwnym zwrocie. Pozorną sprzeczność można wytłumaczyć, uwzględniając, że wapienie jury i kredy jednostki autochtonicznej są znacznie bardziej zaangażowane tektonicznie (fig. 22) i mogły ulec przemieszczeniom w stosunku do sztywnej pokrywy piaskowców werfeńskich. Dodatkowo kierunek paleomagnetyczny udokumentowany przez Grabowskiego (1997) jest kierunkiem wtórnym, utrwalonym najprawdopodobniej w późnej kredzie, być może w trakcie przemieszczeń płaszczowinowych (zob. Grabowski, 2000; Márton i in., 2016).

Z chwilą kiedy całkowitej subdukcji uległo podłoże bardziej południowych stref sedymentacyjnych (fig. 10) i kontrakcją został objęty basen wierchowy, skróceniu podlegało również podłoże krystaliczne Tatr. Fakt, że skały krystaliczne weszły w skład płaszczowiny Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej, świadczy, że odkłucia w obrębie skał osadowych były stowarzyszone z powstaniem uskoków odwróconych w trzonie krystalicznym (m.in. Bac-Moszaszwili i in., 1984). Część uskoków odwróconych mogła powstawać na skutek zmiany zwrotu przemieszczenia na wcześniejszych, pierwotnie normalnych uskokach (Jurewicz, 2002, 2006), których założenia pochodziły z czasów wczesno- i środkowojurajskiego rozpadu platformy węglanowej i ekspansji oceanicznej (Dumont i in., 1996; Szulc, 2000). Takie uskoki powstawały również w środkowej jurze, co przejawiało się powstaniem licznych dajek neptunicznych (Łuczyński, 2001a). W tej ostatniej fazie deformacji uległa również sfałdowaniu autochtoniczna pokrywa osadowa, a w trakcie dalszej, neogeńskiej ewolucji tektonicznej trzon krystaliczny Tatr został podcięty na głębokości kilkunastu kilometrów przez podsuwającą się platformę europejską (Lefeld, Jankowski, 1985; Tomek, 1993). Wówczas doszło do rotacyjnego wypiętrzenia masywu Tatr i jego pochylenia pod kątem 40° ku północy (Grabowski, 2000; Jurewicz, 2000, 2005; por. Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984, por. Rubinkiewicz, Ludwiniak, 2005; Śmigielski i in., 2016).

Rozwój poglądów na budowę i ewolucję tektoniczną Tatr odzwierciedlają publikowane w różnych latach mapy i przekroje geologiczne (Piotrowska, Wójcik, 2008). Pierwsze mapy miały formę poglądowych szkiców zamieszczonych w szerszych opracowaniach Hacqueta (1796), Staszica (1815), Zejsznera (1842, 1844), Uhliga (1897, 1899, 1912) i Lugeona (1902, 1903). Kolejnych postępów dokonali: Limanowski (1911) – publikując przekrój przez serie osadowe masywu Czerwonych Wierchów w artykule dotyczącym tektoniki Tatr; Rabowski, Goetel (1925), wykonując mapy

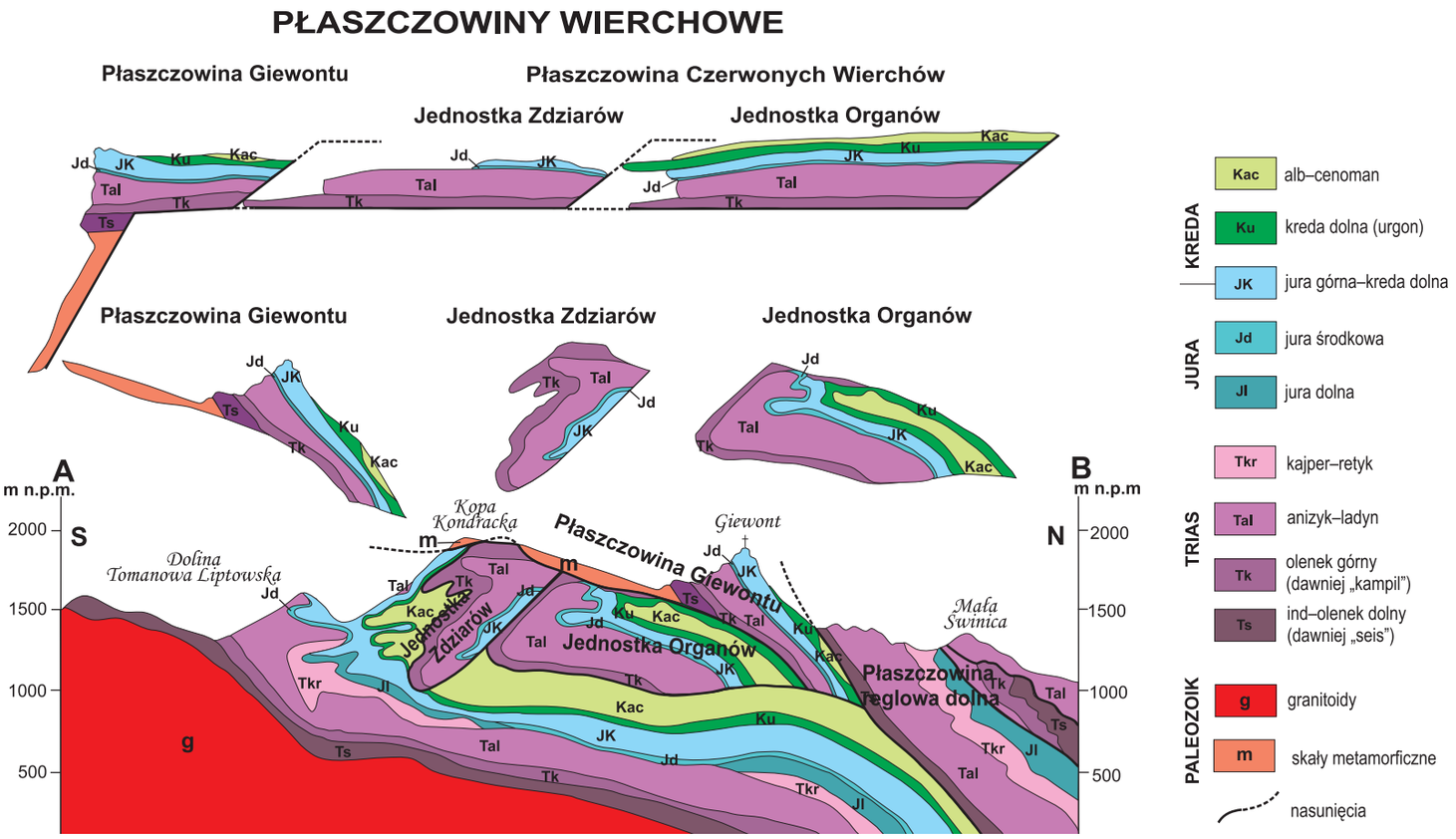


FIG. 22. Przekrój przez północną część Tatr w rejonie Giewontu (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979). U góry – rekonstrukcja płaszczowin wierchowych (Giewontu i Czerwonych Wierchów) pokazująca rolę ubytków masy w kształtowaniu geometrii struktur tektonicznych (wg Jurewicz, 2006)

Upłazu Miętusiego; Goetel, Sokołowski (1930) – publikując pracę dotyczącą tektoniki serii reglowej okolicy Zakopanego; Sokołowski (1948) – opracowując mapę południowych zboczy Tatr Bielskich i Rabowski (1953), w postaci mapy pasma wierchowego. Przełomem w opracowaniach kartograficznych było powstanie 18 arkuszy Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000, które pod redakcją S. Sokołowskiego i K. Guzika były sukcesywnie wydawane w latach 1958–1980. Grabowska-Hakenberg (1957) opracowała stratygrafię i tektonikę wschodniej części obszaru reglowego (rejon Kop Sołtysich). Guzik, Kotański (1963) dokonali rewizji budowy geologicznej regli zakopiańskich, wykazując ich łuskowo-płaszczowinowy styl tektoniczny, w odróżnieniu od dygitacyjno-płaszczowinowego modelu Goetla, Sokołowskiego (1930). Kolejny krok w prezentowaniu budowy Tatr stanowiła Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000 (Bac-Moszaszwili i in., 1979), która uwzględniała złożoną tektonikę obszaru, a czego brakowało wcześniejszym mapom w skali 1:10 000, ale obejmowała wyłącznie obszar położony na terenie Polski. Geologia całego masywu Tatr została zaprezentowana na mapie w skali 1:50 000 przez zespół słowacko-polski pod redakcją J. Nemčoka (Nemčok i in., 1994).

Od 2016 r. na stronach Państwowego Instytut Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego jest dostępne 25 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 wykonanych pod kierunkiem K. Piotrowskiej. Jest to najnowsze i najbardziej kompleksowe opracowanie kartograficzne wykonane w wersji cyfrowej, uwzględniające najnowszą wiedzę z zakresu tektoniki i stratygrafii Tatr. Niezależne przedsięwzięcie stanowi mapa w skali 1:50 000 wykonana przez Cymermana (2024), której zaletą jest to, że obejmuje zarówno polską, jak i słowacką część Tatr. W tekście objaśniającym budowę geologiczną Tatr zwraca uwagę stwierdzenie tego autora, że „analiza strukturalna i kinematyczna alpejskich strefach kataklastycznych i mylonityczno-klastycznych wskazuje na dominujący kierunek transportu tektonicznego skierowany ku S do SW, czyli odwrotny do powszechnie akceptowanego poglądu o nasuwaniu płaszczowin tatrzańskich ku północy" (Cymerman, 2007). Należy jednak podkreślić, że powszechnie przyjęty pogląd o nasunięciach płaszczowinowych z południa ku północy jest oparty na wynikach rekonstrukcji paleogeograficznych i opracowanych przekrojach palinspastycznych, a do analizy strukturalnej wykorzystano nie tylko wskaźniki zwrotu ruchu ze stref kataklastycznych, lecz także rezultaty analiz geometrycznych struktur fałdowych i płaszczowinowych oraz rys ślizgowych na lustrach tektonicznych w trzonie granitoidowym. Tatry to tylko jeden z masywów Karpat centralnych, w których kierunek transportu tektonicznego ku północy jest dobrze udokumentowany i nie ma przesłanek do radykalnej zmiany poglądów w tym zakresie. Wniosek Cymermana (2024) dotyczący nasunięć z północy może być efektem obserwacji powszechnych w pasach fałdowo-nasuwczych, lokalnych nasunięć wstecznych, będących naturalnym elementem złożonych systemów orogenicznych.

6.2.3.6. Przebieg i uwarunkowania nasunięć płaszczowinowych w Tatrach

Edyta Jurewicz

Nasunięcia płaszczowin tatrzańskich odbywały się pod powierzchnią morza i pod znacznym obciążeniem nadkładem (Jurewicz, Kozłowski, 2003; Jurewicz, 2005). Ścięcia w obrębie trzonu krystalicznego powstające w ostatniej fazie formowania się pryzmy akrecyjnej, tj. nasunięć płaszczowin wierchowych oraz deformacji wcześniej powstałych odkłuć i nasunięć, wskazują na głębokość procesu rzędu 6–7 km (Jurewicz, Kozłowski, 2003; Śmigielski i in., 2016). W początkowej fazie kontrakcji powstające struktury miały prawdopodobnie charakter struktur imbrykacyjnych i dupleksów (Grodzicki, Kardaś, 1989; Piotrowska, 1996; Grabowski i in., 2009), których pierwotna geometria została później zaburzona pod wpływem szeregu czynników. Z powodu dużego zróżnicowania litologicznego i w konsekwencji różnego kąta ścinania powstająca powierzchnia tektoniczna już była nierówna. Zachodząca wzdłuż nowo powstałej strefy nasunięcia migracja fluidów sprzyjała dezintegracji mechanicznej oraz rozpuszczaniu pod ciśnieniem, co dodatkowo pogłębiało nierówności powierzchni nasunięć (Jurewicz, 2003, 2006). Sumowanie się tych procesów prowadziło do znaczących ubytków masy i w istotny sposób zaburzało geometrię nasuwanych i fałdowanych jednostek (fig. 22). Powierzchnie nasunięć w Tatrach są nie tylko nierówne, ale można wzdłuż nich obserwować fragmenty skał jednostek tektonicznie wyższych w obrębie jednostek niższych i na odwrót (Kotański, 1959a, b; Bac-Moszaszwili i in., 1981; Jurewicz, 2003; Jurewicz, Słaby, 2004). Granice „zatopionych" w niżej- i wyżejległych jednostkach klastów i bloków mają charakter bardziej szwów stylolitowych niż prostych kontaktów tektonicznych. Główną przyczyną formowania się takich struktur były procesy hydrotektoniczne, wśród których znaczącą rolę odgrywało pękanie hydrauliczne prowadzące do brekcjowania w strefach ścinania oraz rozpuszczanie pod ciśnieniem (Bac-Moszaszwili i in., 1981; Jaroszewski, 1982; Kopf, 1982; Jurewicz, 2003; Jurewicz, Słaby, 2004). Dodatkowo podczas krót-

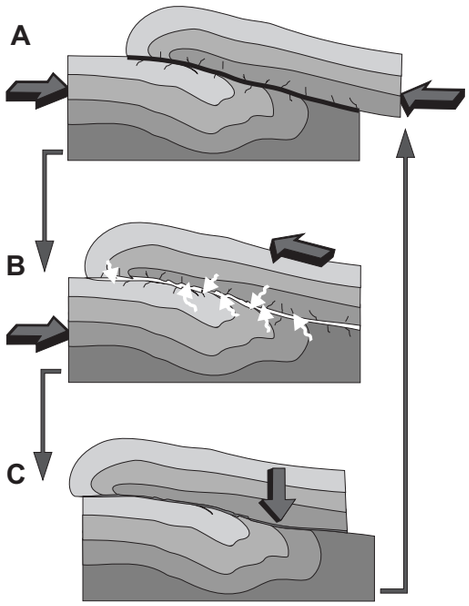


FIG. 23. Wieloetapowość i cykliczność i procesu nasunięć płaszczowinowych oraz rola „poduszki wodnej" w spągu nasuwającej się jednostki. A – faza kumulacji naprężeń – wzrost naprężeń ścinających stowarzyszony ze wzrostem ciśnienia porowego prowadzi do powstania powierzchni zniszczenia; B – faza ruchu – woda uwolniona wskutek pękania hydraulicznego (np. z porów w dolomitach komórkowych) oraz zasysana wskutek podciśnienia związanego z przemieszczeniem (na zasadzie pompy hydrotektonicznej – niebieskie strzałki) tworzy „poduszkę wodną" w spągu nasuwającej się płaszczowiny, która ułatwia ruch po nierównej powierzchni; C – faza postoju – woda migruje w stronę niższych ciśnień, a powierzchnia odkłucia zabliźnia się poprzez wytrącanie się i krystalizację minerałów obecnych w roztworach. Następnie cały cykl wraca do punktu wyjścia (do punktu A) i może rozpocząć się od nowa (Jurewicz, 2003)

kich epizodów ruchu, w otwierających się chwilowo kawernach o charakterze struktur z rozrywania, dochodziło do gwałtownego spadku ciśnienia prowadzącego do gwałtownego wrzenia cieczy i pojawienia się zjawiska kawitacji. Polega ono na przemianie fazowej cieczy w gaz, zachodzącej przy odpowiedniej temperaturze i ciśnieniu i przypomina zjawiska zachodzące podczas gotowania wody w czajniku. Pojawiające się wówczas pęcherzyki gazu implodowały, prowadząc do powstania fali uderzeniowej lub mikrostrugi, stanowiąc dodatkowy czynnik destrukcyjny, określany jako erozja kawitacyjna (Preece, 1979). Oddziaływały one na skały w strefie uskokowej, prowadząc do znaczących ubytków masy wzdłuż powierzchni nasunięć (Jurewicz i in., 2007a). Temperatura wrzenia i pojawienie się zjawiska kawitacji jest zależne od ciśnienia, które w strefach koncentracji ruchu mogło gwałtownie spadać wskutek raptownego przemieszczenia, szczególnie w rozwieranych wówczas kawernach z rozrywania.

Proces przemieszczania się płaszczowin nie miał charakteru jednostajnego ruchu, lecz postępował przez sumowanie kolejnych przyrostów w trakcie wielokrotnych wydarzeń sejsmicznych, kiedy krótkotrwałe epizody ruchu były rozdzielone dłuższymi okresami spokoju. Dopiero sumowanie się tych niewielkich przemieszczeń dało efekt nasunięć płaszczowinowych o amplitudzie mierzonej w kilometrach. Każdy kolejny epizod ruchu pogłębiał selektywny ubytek masy wzdłuż nasunięć, prowadząc do coraz większych komplikacji geometrii struktur.

Horyzontem odkłuć płaszczowinowych w Tatrach były zazwyczaj ewaporaty dolnego triasu, odgrywające rolę „warstwy mechanicznie słabej". Na osady te składają się węglany z wkładkami ilastymi oraz gipsy i sole (Kotański, 1956; Plašienka, Soták, 1996; Milovský i in., 2003; Prokešová i in., 2012). Niejednorodność litologiczna i wynikająca z niej anizotropia mechaniczna sprawiała, że warstwy te już na etapie sedymentacji łatwo ulegały brekcjowaniu i erozji. Powstawały z nich m.in. brekcje sztormowe czy krasowe (Jaglarz, Szulc, 2003), a proces destrukcji skał był kontynuowany w trakcie nasunięć płaszczowinowych na drodze pękania hydraulicznego.

Efektem tego procesu są skały nazywane „rauwakami" (niem. *Rauchwacke*, *Zellendolomit*, *Haselgebirge*; fr. *corneille*), które mają różne definicje. Z uwagi na problematyczną genezę związaną z trudnym do określenia udziałem procesów sedymentacyjnych względem tektonicznych (por. Spötl, Hasenhüttl, 1998; Warren, 1999; Leitner i in., 2011) są one określane jako brekcje tektonosedymentacyjne.

Kolejne epizody przemieszczania się płaszczowin były prowokowane narastającymi naprężeniami (fig. 23), które prowadziły w nasyconej wodą warstwie słabej do wzrostu ciśnienia porowego. Naprężenia te były rozładowywane m.in. poprzez pękanie hydrauliczne powodujące dezintegrację mechaniczną skał i uwolnienie wody porowej, m.in. z dolomitów komórkowych, w których komórki powstawały na skutek rozpuszczenia kryształów soli (Kasiński, 1981). W ten sposób powstawały powierzchnie nieciągłości (odspojenia/odkłucia), wzdłuż których dochodziło do przemieszczeń i towarzyszącej im migracji roztworów. Lokalnie dochodziło do kumulacji wód i formowania się „poduszki wodnej", która znacząco zmniejszała tarcie i ułatwiała pokonanie powstałych w poprzednich etapach nierówności tworzących rodzaj „wertepów tektonicznych" (Jurewicz, 2003, 2012). Okolicznością sprzyjającą transportowi tektonicznemu był fakt, że cały proces odbywał się pod powierzchnią morza, co sprawiało, że ciężar przemieszczanych mas skalnych był zredukowany. Cykliczność i charakter procesów nasunięć płaszczowinowych zachodzących z dużym udziałem wody są odpowiedzialne nie tylko za złożoną geometrię struktur tekto-

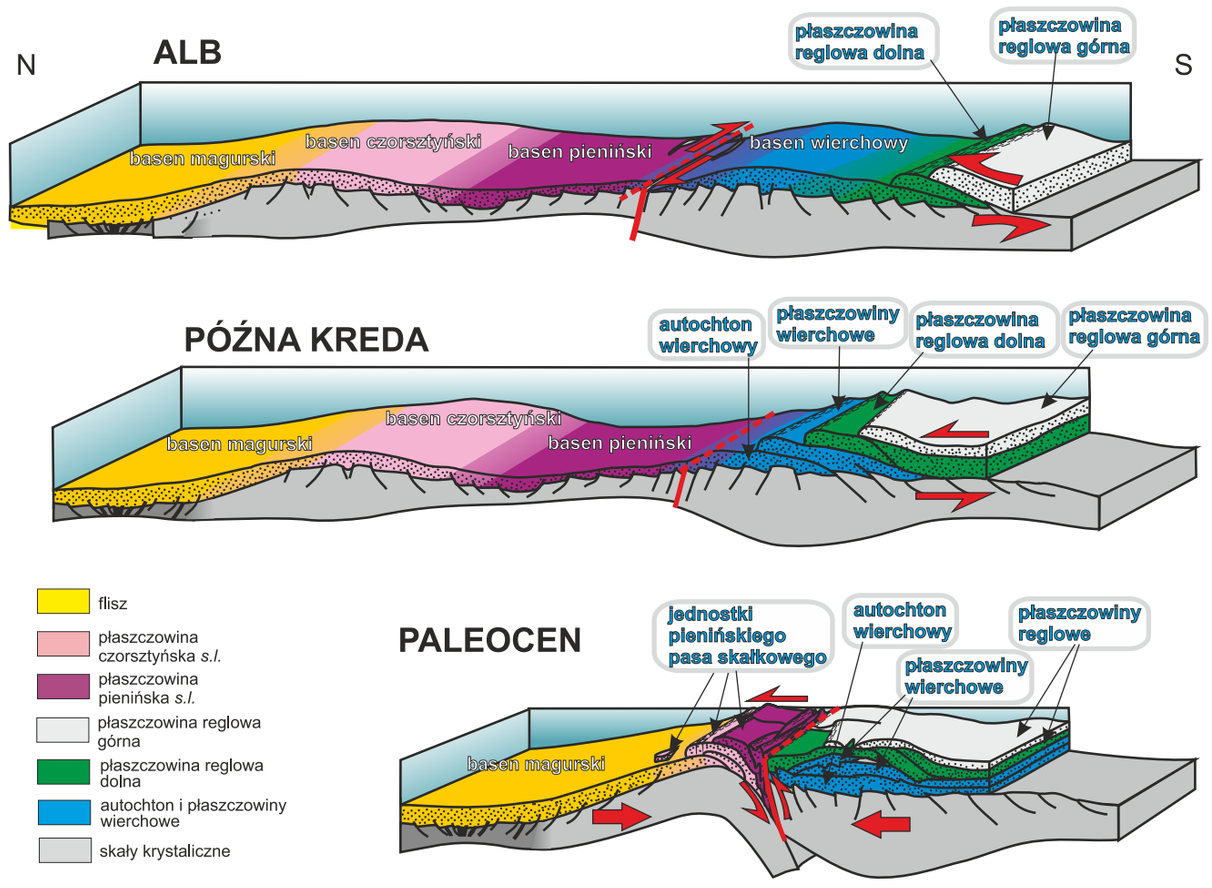


FIG. 24. Etapy nasunięć płaszczowin tatrzańskich: w albie płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) na dolną (krížniańską), później (późna kreda) – płaszczowin wierchowych (wraz z nasuniętymi na nie płaszczowinami reglowymi) na autochtoniczną pokrywę osadową masywu krystalicznego Tatr (Jurewicz, 2005). Tatry na początku paleogenu miały już ukształtowaną budową płaszczowinową. W tym czasie na północy trwało formowanie struktur pienińskiego pasa skałkowego i sedymentacja w basenie magurskim

nicznych, ale również za znaczące ubytki masy w profilach litostratygraficznych, na co zwrócił uwagę Łuczyński (2001b), analizując stylolity w dolnojurajskich wapieniach, gdzie wskutek procesów rozpuszczania pod ciśnieniem mogło ubyć nawet 70% profilu. Takie ubytki masy mogły się odbić na rekonstrukcjach basenów sedymentacyjnych, opartych na kompletności profili i obecności w nich luk stratygraficznych (Kotański, 1963b; Passendorfer, 1983).

Niezależnie od rekonstrukcji paleogeograficznych, które pozwoliły na wyodrębnienie względnie homogenicznych serii (sekwencji) skał, z których powstały płaszczowiny wierchowe i reglowe (fig. 24), jednostki te w trakcie wieloetapowego procesu fałdowań i nasunięć zostały rozczłonkowane na mniejsze elementy strukturalne nazywane płaszczowinami cząstkowymi, jednostkami lub łuskami (fig. 25). W jednostce choczańskiej (reglowej górnej) największym elementem tektonicznym jest jednostka Siwej Wody, natomiast do mniejszych należą łuski: Upłazu, Kończystej, Bramy Kantaka, Furkaski i Korycisk (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Jednostka Furkaski i Korycisk były wcześniej zaliczane do jeszcze wyższej płaszczowiny reglowej – strażowskiej (silicikum), która w polskiej części pasma tatrzańsko-fatrzańskiego nie występuje, jest natomiast znana z terenu Słowacji. W Górach Strażowskich, gdzie ma największy obszar występowania, jest zmetamorfizowana, co stanowiło główny powód, by nie łączyć z nią jednostek Furkaski i Korycisk. Argumentem przemawiającym za ich przynależnością do płaszczowiny strażowskiej były natomiast charakterystyczne dla niej facje: dolomit z Ramsau, wapień z Reifling i warstwy z Partnach (w łusce Furkaski) oraz dolomit z Wetterstein (w łusce Korycisk) (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973, 1974a, b, 1985a, b; Iwanow, Wieczorek, 1987; por. Michalik, Gaździcki, 1980; Gaździcka i in., 2009). W obrębie płaszczowiny krížniańskiej (reglowej dolnej) stopień rozczłonkowania na mniejsze elementy strukturalne jest jeszcze większy. Na podstawie modelu Guzika, Kotańskiego (1963), mapy geologicznej autorstwa Bac-Moszaszwili i in. (1979) oraz prac Bac-Moszaszwili (1998) i Lefelda (1999) zostały w niej wyróżnione jednostki: Bobrowca, Suchego Wierchu, Czarnej Turni, Małej Świnicy (to dawna nazwa Sarniej Skały), Grześkówek, Spadowca, Samkowej Czuby, Krokwi, Kop Sołtysich–Siodła i Gęsiej Szyi–Skałki. Oprócz wymienionych, do płaszczowiny krížniańskiej należą jeszcze trzy jednostki – Hawrania, Bujaczego i Żlebiny – występujące w położonych na Słowacji Tatrach Bielskich. O ile w polskiej części płaszczowina krížniańska to głównie niewysokie zalesione wzgórza z niewielkim udziałem skałek, o tyle szczyty Tatr Bielskich, z powodu obecności dolnokredowych wapieni murańskich tworzących blisko 200-metrowe urwiska (Hawrań, Płaczliwa Skała), morfologicznie przypominają potocznie rozumiane „wierchy", a wysokości szczytów przekraczają 2 tys. m n.p.m.

Rozczłonkowanie płaszczowin reglowych na mniejsze jednostki strukturalne, szczegółowo udokumentowane w starszych opracowaniach (Guzik, Kotański, 1963; Bac, 1971; Bac-Moszaszwili, 1998; Bac-Moszaszwili i in., 1979), jest obecnie coraz trudniej zauważalne z uwagi na ekspansję roślinności w Tatrach. Nieco lepiej wygląda sytuacja w płaszczowinach wierchowych (Kotański, 1959a, b, 1963b), chociaż i tam powierzchnie nasunięć są coraz gorzej czytelne w panoramie Tatr i trudno dostępne z uwagi na bujną szatę roślinną. Wyższa płaszczowina wierchowa – Giewontu – najlepiej odsłania się w samym masywie Giewontu, a pochodzące z jej spągu skały krystaliczne zachowały się w charakterze niewielkich czapek, m.in. na szczycie Kasprowego Wierchu, Goryczkowych Czub, Małołączniaka i Ciemniaka. W niższej płaszczowinie wierchowej – Czerwonych Wierchów – zostały wyodrębnione dwa elementy strukturalne: Zdziarów i Organów (Kotański, 1963b). Są one nasunięte na autochtoniczną pokrywę osadową trzonu krystalicznego, która jednak nie zalega płasko, lecz jest miejscami dość intensywnie sfałdowana (fig. 22). W masywie Stołów pod Ciemniakiem jest widoczny skręt synklinalny, uważany za miejsce, w którym mogło zostać zainicjowane odkłucie płaszczowiny Czerwonych Wierchów (Świderski, 1921).

Z początkiem paleogenu (fig. 24) Tatry miały już ukształtowaną budowę płaszczowinową, ale w sensie geomorfologicznym nie stanowiły masywu górskiego. W eocenie, w związku z podniesieniem się poziomu oceanu światowego spowodowanego paleoceńsko-eoceńskim maksimum klimatycznym (PETM; Storey i in., 2007; Haynes, Hönisch, 2020), na obszar tatrzańsko-fatrzański wkroczyło morze, tworząc centralnokarpacki basen paleogeński (Marschalko, 1968; Jacko, Janočko, 2000), który wg Tariego i in. (1993) oraz Kázméra i in. (2003) miał charakter basenu przedłukowego (ang. *fore-arc basin*) związanego z subdukcją oceanu magurskiego pod płytę ALCAPA (Kováč i in., 2017). Według wcześniej formułowanych opinii masyw Tatr stanowił wówczas wyspę (Passendorfer, Roniewicz, 1963), jednak późniejsze badania dowiodły, że znalazł się on pod pokrywą osadów paleogeńskich, na co wskazują kierunki transportu w basenie sedymentacyjnym (Gross i in., 1984; Janočko, Jacko, 1999), jak również wyniki badań trakowych w cyrkonie i apatycie (Anczkiewicz i in., 2015). Z danych termochronologicznych wynika, że w przedziale czasu od środkowego eocenu po wczesny miocen masyw Tatr był pogrzebany na głębokości 5–9 km (fig. 26; zob. rozdział 7). Dane te wskazują również

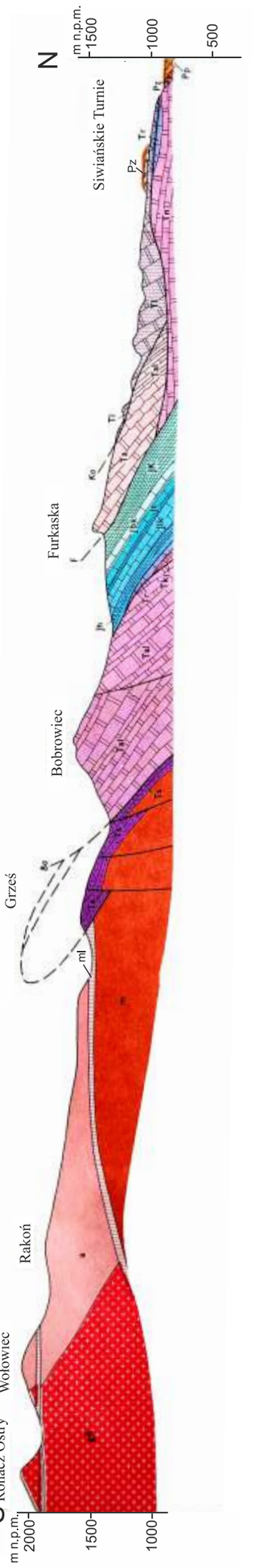


FIG. 25. Przekrój przez krystalinik Tatr Zachodnich (wzdłuż zachodniego zbocza doliny Chocholowskiej) ze znacznie zredukowaną wierchową pokrywą osadową oraz łuskami należącymi do płaszczowiny krížniańskiej (łuska Bobrowca – B) i choczańskiej (łuski: Furkaski – F i Korycisk – Ko) (Bac-Moszaszwili i in., 1979).
gR – granitoidy; a – alaskity; m – skały metamorficzne; ml – mylonity; seria wierchowa: Ts – trias – ind (piaskowce); seria reglowa dolna (krížniańska): Tal – trias – anizyk (dolomity); Tkj – trias – kajper (piaskowce, łupki); Tr – trias – retyk (wapienie, łupki); Jh – jura – hetang (piaskowce, wapienie); Jlk – jura – pliensbach, synemur (wapienie); Jt – jura – toark (wapienie); Jbk – jura – bajos–tyton (wapienie, radiolaryty); JK – tyton–hoteryw (wapienie, margle); seria reglowa górna (choczańska): Ta – trias – anizyk (dolomity, wapienie); Tal – trias – anizyk, ladyn (margle, wapienie); Tn – trias – noryk (dolomity); Tr – trias – retyk (wapienie organodetrytyczne Pz – eocen (zlepieńce); Pp – eocen (piaskowce)

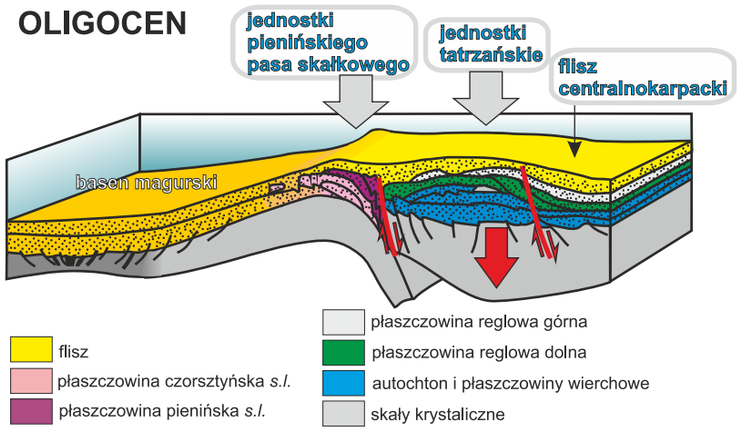


FIG. 26. Masyw Tatr i pieniński pas skałkowy u schyłku paleogenu jako część basenu centralnokarpackiego (wg Jurewicz, 2005)

na asymetryczną ekshumację, która rozpoczęła się w NW części masywu, propagując ku SE w kierunku uskoku podtatrzańskiego i uskoku Drużbaków (fig. 14), gdzie proces ten zachodził z większą szybkością.

Złożoną ewolucję strukturalną i tektonikę Tatr dobrze widać w panoramie obserwowanej ze szczytu Gubałówki, zbudowanej z piaskowców fliszu centralnokarpackiego. Na ostatnim planie po wschodniej stronie widoczne są szczyty Tatr Wysokich, zbudowane z granitoidów stanowiących część trzonu krystalicznego. Nieco bliżej, po zachodniej stronie, dominują szczyty zbudowane ze skał należących do płaszczowin wierchowych: Giewontu i Czerwonych Wierchów. Przed nimi znajdują się zalesione wzgórza z pojedynczymi skałkami płaszczowin reglowych, głównie płaszczowiny krížniańskiej. Poniżej linii lasu widoczne rozległe obniżenie – to Kotlina Zakopiańska, którą budują zapadające ku północy łupki zakopiańskie, należące do utworów paleogenu centralnokarpackiego. Nad łupkami zakopiańskimi są położone wspomniane wcześniej piaskowce budujące wzgórze Gubałówki, natomiast w spągu warstw zakopiańskich znajdują się wapienie eocenu numulitowego. Ich rozciągłość pokrywa się z linią lasu i biegnącą jego skrajem Ścieżką pod Reglami. Wapienie numulitowe leżą transgresywnie na różnych skałach płaszczowin reglowych. Płaszczowiny te, wraz z pozostałymi elementami budowy widocznymi w panoramie, kontynuują się pod pokrywą fliszu centralnokarpackiego, aż po kontakt tektoniczny z pienińskim pasem skałkowym (uskok podhalański). Dopiero na tym kontakcie, pod grubą, sięgającą miejscami 3–4 km miąższości pokrywą osadów fliszowych, znajduje się północna granica masywu Tatr (zob. podrozdział 6.4).

Dzieje Tatr, począwszy od umiejscowienia w karbonie intruzji granitoidowej i jej ekshumacji, poprzez ekspansję morza, fałdowanie i nasunięcia płaszczowinowe, a następnie pogrążenie w basenie centralnokarpackim, aż po rotacyjne wypiętrzenie w neogenie, w sposób syntetyczny przedstawia figura 27.

6.3. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

6.3.1. Zarys tektoniki i paleogeografii pienińskiego pasa skałkowego

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Pieniński pas skałkowy (PPS) to wąska (zaledwie kilka kilometrów szerokości), ale rozciągająca się na znacznej długości, ok. 570 km, strefa, biorąc pod uwagę tylko typowe jednostki szeroko rozumianej domeny pienińskiej lub orawskiej (zob. poniżej). Uwzględniając strefy końcowe pasa, które są analogiczne pod względem pozycji strukturalnej, lecz różnią się od niego budową – tak jak pas skałkowy St. Veit w pobliżu Wiednia oraz pas skałkowy Poiana Botizei w północnej Rumunii – jej całkowita długość wynosi niemal 750 km. Na całej tej długości PPS zachowuje główne cechy strukturalne i w dużej mierze również swoją charakterystyczną budowę, a także wykazuje powiązania z bardziej wewnętrznymi jednostkami pennińskimi i austroalpejskimi oraz z zewnętrznymi jednostkami pasma magurskiego (fig. 28).

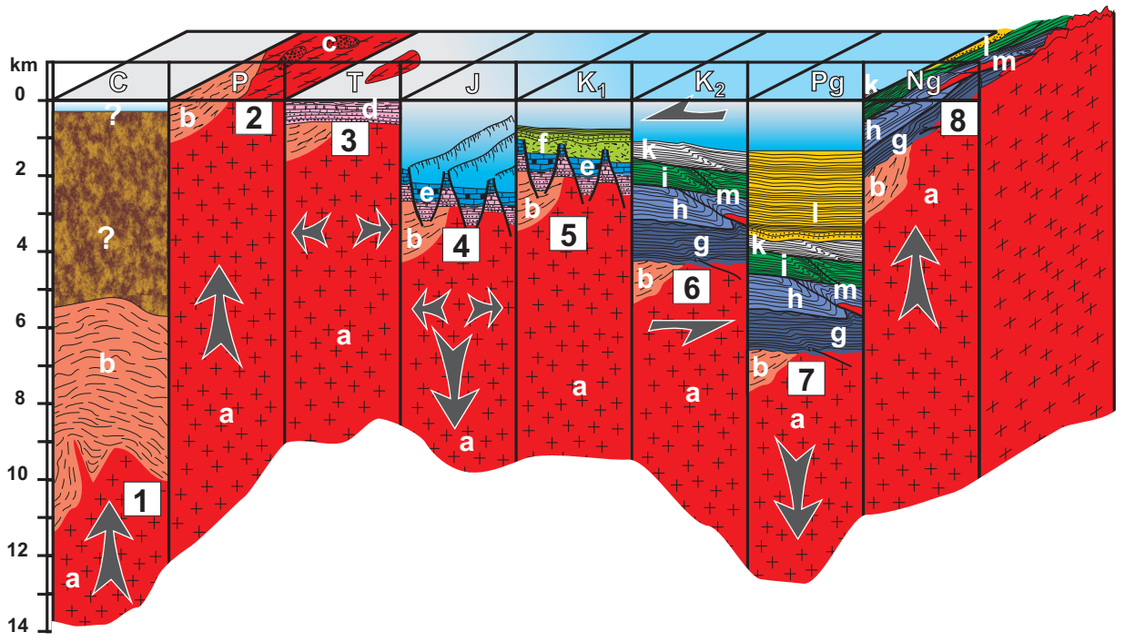


FIG. 27. Zmiany w głębokości pogrążenia masywu krystalicznego Tatr i najważniejsze wydarzenia tektoniczno-sedymentacyjne w trakcie ich ewolucji od karbonu po neogen.

1. Karbońska intruzja plutonu granitoidów tatrzańskich w starsze skały okrywy. Poniżej przykłady określenia wieku intruzji i procesów deformacyjnych, z podaniem metody datowania oraz oznaczonych warunków temperatury (t) i ciśnienia (P): 310–290 mln lat; Rb-Sr (Burchart, 1968); 330 ±3 mln lat; Ar/Ar w muskowicie (Maluski i in., 1993); P = 500 MPa, t = 600–630°C; ksenolity w wapniowo-krzemianowych skałach metamorficznych Tatr Wysokich (Janák, 1994); 341±5 mln lat; 700–750°C – dioryty Tatr Wysokich (granit zwyczajny) i 314 ±4 mln lat; granit Tatr Wysokich; cyrkon (Poller, Todt, 2000); 350,1 ±2,6 mln – granodioryt Tatr Wysokich (Broska i in., 2022); 2. Erozja i wypiętrzenie; 3., 4., 5. Ekstensja i uskoki normalne; powstanie i rozwój mezozoicznych basenów sedymentacyjnych; 6. Późnokredowe nasunięcia płaszczowinowe: 75 ±1 mln lat – procesy ścinania; 66,6 ±1.5 mln lat – proces mylonityzacji (Maluski i in., 1993); P = 145–170 MPa, t = 212–254°C (Jurewicz, Kozłowski, 2003); 7–8 km – głębokość pogrążenia w późnym senonie (Kováč i in., 1994); 7. Pogrążenie w czasie paleogeńskiej ekstensji, powstanie basenu podhalańskiego; 8. Rotacyjne wypiętrzenie (kąt rotacji ~40°, pochylenie całości masywu ku północy – Jurewicz, 2000a), ekshumacja i erozja: 36–10 mln lat metodą trakową (Burchart, 1972); 70–50 mln lat wyniesienie z głębokości 10–11 km (225°C); 30–15 mln lat z głębokości 5 km (100°) (Kováč i in., 1994); 11 mln lat dla granitoidów Tatr Wysokich; 20–12 mln lat dla skał krystalicznych Tatr Zachodnich metodą trakową w apatytach (Struzik i in., 2003).

Litologia, stratygrafia, tektonika: a – karbońskie granitoidy, b – przedwaryscyjskie i waryscyjskie skały metamorficzne, c – permskie zlepieńce koperszadzkie, d – triasowe piaskowce, łupki i węglany, e – jurajskie węglany i radiolaryty, f – kredowe wapienie rafowe i flisz, g – permomezozoiczna, autochtoniczna pokrywa osadowa sukcesji wierchowej, h – płaszczowiny wierchowe, i – płaszczowina reglowa dolna (krížniańska), k – płaszczowina reglowa górna (choczańska), l – paleogen centralnokarpacki, m – czapki krystaliczne

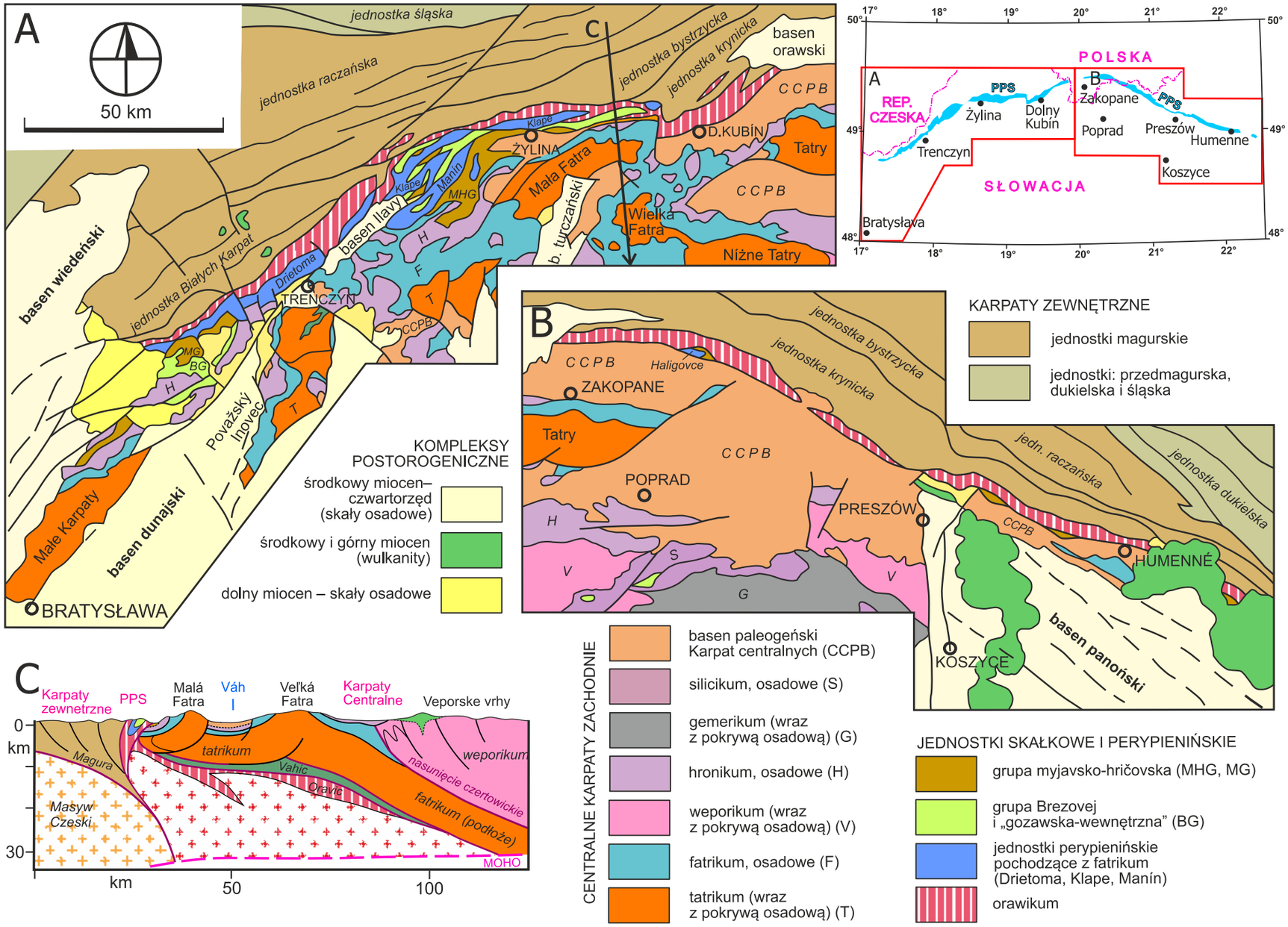


FIG. 28. Szkic tektoniczny pienińskiego pasa skałkowego i jednostek sąsiednich w Zachodnich Karpatach, wg Plašienki, Sotáka (2015) oraz Plašienki i in. (2021)

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

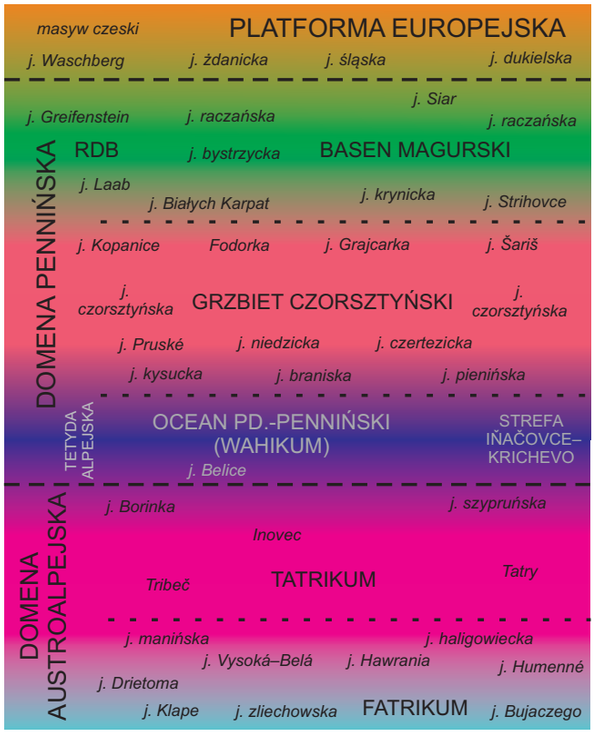


FIG. 29. Przybliżony przedoligoceński układ palinspastyczny domen paleogeograficznych i sukcesji litostratygraficznych (jednostek – j.) powiązanych z pienińskim pasem skałkowym; RDB – basen reńsko-dunajski; skala i orientacja umowne

PPS charakteryzuje się występowaniem nasuniętych jednostek tektonicznych, które wywodzą się z odrębnego regionu paleogeograficznego, określanego w starszej literaturze jako jednostka pienińska lub pennińska (Birkenmajer, 1986 i literatura cytowana). Współcześnie te jednostki są klasyfikowane jako jednostka (domena) orawska lub orawikum (*Oravicum*, zob. Maheľ, 1983a, 1989; Plašienka, 2018a). Serie osadowe domeny orawskiej od jury do eocenu zostały zdeponowane na wyniesionym fragmencie skorupy kontynentalnej, znanym jako grzbiet czorsztyński (np. Birkenmajer, 1986; Mišík, 1994; Aubrecht, 1997) oraz na jego stokach.

Jednostka orawikum, wraz z grzbietem czorsztyńskim, musiały być ograniczone z obu stron przez obszary oceaniczne (fig. 29). Na południu było to wschodnie przedłużenie oceanu liguryjsko-piemonckiego (południowo-pennińskiego), zwanego również Alpejską Tetydą lub nawet Alpejskim Atlantykiem (np. Gawlick, Missoni, 2019). Ocean ten otworzył się we wczesnej jurze i rozszerzał się dalej we wczesnej środkowej jurze (np. Frisch, 1981; Lemoine, Trümpy, 1987; Bill i in., 2001; Marroni i in., 2002; Froitzheim i in., 2008; Schmid i in., 2008; Le Breton i in., 2021). W literaturze karpackiej ocean ten jest określany jako wahikum (Maheľ, 1981; Plašienka, 1995a, c, 2003b, 2012a, 2018a; Jurewicz, 2005), „ocean X" (Birkenmajer, 1986), basen pieniński (Oszczypko i in., 2015; Wierzbowski i in., 2021) lub też basen złatniański (Sikora, 1974; Golonka i in., 2018). Strefa ta została zrekonstruowana przede wszystkim na podstawie przesłanek facjalnych, w tym zapisu licznych faz ryftowania we wczesnej i środkowej jurze (fig. 30). Jednak oceaniczny charakter podłoża jednostki wahikum nie został dotychczas potwierdzony w Karpatach Zachodnich.

Północna krawędź jednostki orawikum kontaktowała bezpośrednio ze strefą oceaniczną reńsko-dunajsko-magurską, będącą przedłużeniem oceanu Valais (lub północno-pennińskiego; zob. fig. 29).

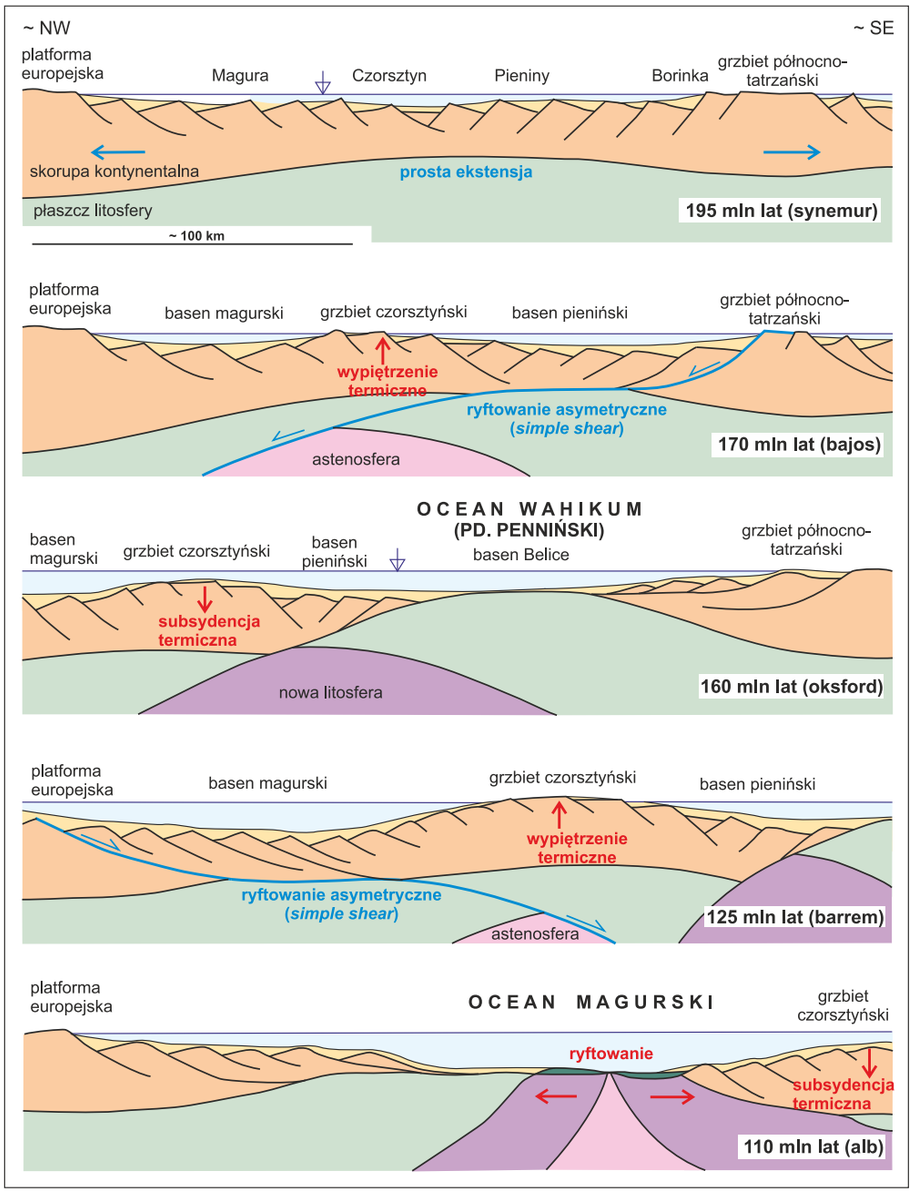


FIG. 30. Etapy ekstensji i powstawania domen oceanicznych w basenach pienińskiego pasa skałkowego (orawikum) i południowej części Karpat zewnętrznych

Ryftowanie we wczesnej kredzie (barrem–apt) doprowadziło do ostatecznej separacji jednostki orawikum od platformy europejskiej (np. Plašienka, 2003b; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009, zob. fig. 30).

Jednostki płaszczowinowe domeny orawskiej w PPS (fig. 31) obejmują (od najniższej do najwyższej): jednostkę Šariš lub szariską (znaną jako jednostka Grajcarka w polskiej części PPS), płaszczowinę subpienińską (w Polsce – płaszczowinę czorsztyńską) i pienińską (lub branisko-kysucką). W szerszym ujęciu, do PPS zalicza się także tzw. strefę perypienińską w zachodniej Słowacji (Maheľ, 1980). Obejmuje ona jednostki: drietomską (*Drietoma*), klapską (*Klape*) i manińską (*Manín*) oraz postorogeniczne baseny typu gozawskiego (Plašienka, Soták, 2015; Plašienka i in., 2020), które uległy intensywnej deformacji w młodszych fazach tektonicznych. Jednostki perypienińskie, wraz z jednostkami haligowiecką oraz Humennego, włączonymi obecnie w strukturę pienińskiego pasa skałkowego, wykazują bliskie powiązania z sukcesjami fatrzańskimi centralnych Karpat Zachodnich, takimi jak jednostka Vysokiej w Małych Karpatach, jednostka Beckov w Górach Poważskich, jednostki Belá i Ďurčiná w Górach Strażowskich, a także płaszczowina Hawrania w Tatrach Bielskich (zob. podrozdział 6.2.2). Sukcesje te powstawały najprawdopodobniej w rejonie południowych stoków grzbietu południowo-tatrzańskiego (czyli na południowych peryferiach strefy wierchowej), na pograniczu z basenem zliechowskim (np. Maheľ, 1978, 1983b, 1986; Plašienka, 1995b, 2019; Michalík, 2007). Natomiast sukcesje drietomska i klapska mogą pochodzić bezpośrednio z basenu zliechowskiego (Plašienka, 1995b, 2019; Prokešová i in., 2012).

Jednym z istotnych zagadnień paleogeografii pienińskiego pasa skałkowego jest kwestia południowej granicy domeny orawikum w kredzie. W albie–cenomanie jednostki klapskiej pojawiają się miąższe (do 1000 m) sukcesje zlepieńców zawierających bardzo zróżnicowany materiał egzotykowy (tzw. flisz klapski lub zlepieńce upohlavskie – zob. np. Kissová i in., 2005). Odpowiadają one wiekiem terygenicznej formacji porubskiej, znanej z jednostek wierchowych i reglowych na obszarze Słowacji. Otoczaki i minerały ciężkie górnej kredy i paleogenu sukcesji klapskiej były przedmiotem licznych badań (Borza, 1966; Krivý, 1969; Mišík i in., 1977, 1980; Mišík, Sýkora, 1981; Šímová, 1982, 1985; Šímová, Šamajová, 1982; Marschalko, 1986; Mišík, Marschalko, 1988; Birkenmajer, 1988; Birkenmajer i in., 1990; Birkenmajer, Wieser, 1990; Uher, Pushkarev, 1994; Dal Piaz i in., 1995; Faryad, Schreyer, 1997; Marschalko, Rakús, 1997; Ivan i in., 2006; Jablonský i in., 2001; Mišík, Reháková, 2004; Kissová i in., 2005; Zaťko, Sýkora, 2006; Uher i in., 2013; Plašienka i in., 2019; Aubrecht i in., 2020a, b, 2021; Putiš i in., 2023). Znacznej wielkości otoczaki skał egzotycznych musiały być dostarczane spoza domeny orawikum. Obejmują one bowiem szereg litotypów, które nie występują w pienińskim pasie skałkowym, np. basenowe wapienie triasu, wapienie platformowe górnej jury, wapienie urgońskie z klastami serpentynitów, permskie granity typu A, wykazujące wczesnokredowy wiek stygnięcia, wapniowo-alkaliczne wulkanity o niesprecyzowanym wieku (perm? późna jura/wczesna kreda?), górnojurajskie łupki glaukofanowe, dominujące w spektrach minerałów ciężkich spinele chromowe itp. Koncepcja „grzbietu egzotycznego" lub „kordyliery ultrapienińskiej" pojawiła się już w latach 30. XX w. (np. Andrusov, 1938) i była rozwijana przez Birkenmajera, który wykazał, że materiał egzotyczny musiał być dostarczany z południa, z wewnętrznych stref Karpat (Birkenmajer, 1988 i literatura cytowana). Ostatecznie, Birkenmajer (1988) usytuował grzbiet egzotykowy na północnych peryferiach domeny tatrikum, nadając mu stosowaną do dziś nazwę grzbietu Andrusova (zob. fig. 32). W ujęciu Birkenmajera (1988) był to pierwotnie fragment jednostki tatrikum, przekształcony w kredzie w łuk wulkaniczny, który następnie uległ subdukcji w wyniku podsuwania się skorupy oceanu pienińskiego (wahikum) pod blok Karpat centralnych. Jednak według Plašienki (1995b, 2018a, 2019), źródłem materiału egzotykowego była raczej strefa kolizji na pograniczu Karpat centralnych i wewnętrznych, a więc wypiętrzony stos płaszczowin ultraweporskich oraz jednostki domeny meliackiej. Koncepcja ta także była krytykowana (Mišík, 1996 vs. Plašienka, 1996; zob. Poprawa i in., 2023). Formułowano również nowe modele, oparte na koncepcji Michalika (1994), w myśl których baseny pienińskiego pasa skałkowego pierwotnie kontaktowały ze strefą oceanu Meliaty, natomiast w obecnym położeniu (na północ od domeny tatrikum) znalazły się dopiero w wyniku ruchów przesuwczych w późnej kredzie (Aubrecht i in., 2020a, b). Napływ nowych wyników badań, w tym datowań radiometrycznych (identyczny wiek metamorfizmu HP/LT bazaltów z jednostki Meliaty oraz łupków glaukofanowych fliszu klapskiego, zob. Dal Piaz i in., 1995; Putiš i in., 2023), wskazuje jednak na ścisłe związki genetyczne materiału egzotykowego ze strefą szwu oceanu Meliata.

Charakter sukcesji osadowych domeny orawskiej wskazuje na ich pochodzenie z podłoża kontynentalnego, przypuszczalnie wąskiego, śródoceanicznego pasa skorupy kontynentalnej, znanego jako grzbiet czorsztyński (Birkenmajer, 1977, 1986). Tomek (1993), na podstawie głębokiego przekroju sejsmicznego 2T, wyróżnił duży blok dolnej skorupy kontynentalnej w północnej części centralnych Karpat Zachodnich, tuż na południe od PPS. Stosując terminologię alpejską, Tomek (1993) zinterpretował ten blok jako odpowiednik domeny briansońskiej (fr. *Briançonnais*) w Alpach Zachodnich (zob. fig. 2). W odniesieniu do realiów karpackich blok ten można uznać za pierwotne podłoże płaszczowin orawskich (Plašienka, 1995a, b, 2018a; Plašienka i in., 2020).

Pierwotna orientacja grzbietu czorsztyńskiego jest różnie interpretowana. Orientacja SW–NE opiera się na danych paleomagnetycznych pochodzących z dajek neptunicznych, które są interpretowane jako struktury równoległe do uskoków ograniczających grzbiet czorsztyński (Aubrecht, Túnyi, 2001), a także na podstawie przypuszczalnego kierunku propagacji ryftów pennińskich na obszarze karpackim (np. Plašienka, 2003b; Golonka i in., 2018, 2019; Cichostępski i in., 2024). Również regionalne dane paleomagnetyczne wskazują na orientację SW–NE, przynajmniej w późnej jurze i najwcześniejszej kredzie (Grabowski i in., 2008). Z drugiej strony, postulowana pierwotna orientacja NW–SE grzbietu czorsztyńskiego została określona na podstawie analizy strukturalnej (Nemčok, Nemčok, 1994) i pokrywa się z dominującą orientacją kordylier basenów Karpat zewnętrznych, takich jak grzbiety południowo-magurski, przedmagurski, marmaroski, grybowski, śląski oraz podśląski (np. Oszczypko, Salata, 2005; Picha i in., 2006; Kováč i in., 2016; Teťák i in., 2019; Plašienka i in., 2020).

Niezwykle skomplikowana wewnętrzna struktura jednostek pienińskiego pasa skałkowego jest wynikiem wielofazowej ewolucji tektonicznej, obejmującej kilka etapów deformacji (fig. 31). Pomimo swojej intensywności, deformacje te zachodziły jedynie w strefach przypowierzchniowych w warunkach kruchych (ang. *brittle*), w temperaturach nie przekraczających 200°C (Lintnerová i in., 2000; Hrušecký i in., 2001; Wójcik-Tabol, 2003; Świerczewska, 2005; Zielińska, 2021; Zielińska i in., 2023). Ogólnie rzecz biorąc, główne wydarzenia tektoniczne, które wpłynęły na strukturę pienińskiego pasa skałkowego, obejmowały: 1) odkłucie pokrywy osadowej podłoża orawikum podczas subdukcji oceanu wahikum, pod nasuwającą się jednostkę tatrikum w późnej kredzie, przy czym głównym poziomem odkłucia były dolnojurajskie łupki i margle; 2) nasunięcia trzech głównych jednostek tektonicznych, od późnej kredy do środkowego eocenu: płaszczowina pienińska nasunęła się na grzbiet czorsztyński na granicy kredy i paleogenu; płaszczowina subpienińska (obejmująca sukcesję czorsztyńską, niedzicką i czertezicką) została nasunięta na jednostkę szariską/Grajcarka w paleocenie do wczesnego eocenu. Proces nasuwania był związany z synorogeniczną sedymentacją osadów klastycznych, często o charakterze turbidytów. Współwystępujące ciała olistostromowe zawierają materiał pochodzący z frontalnych części nasuwających się płaszczowin, czasami osiągając rozmiary megaolistolitów. Dotyczy to głównie olistolitów masywnych wapieni środkowo-górnojurajskich sukcesji typu czorsztyńskiego lub niedzickiego, występujących w otoczeniu paleogeńskich osadów chaotycznych (brekcji) oraz proksymalnego fliszu jednostki szariskiej. Wapienie jury i dolnej kredy, typu czorsztyńskiego występują powszechnie jako izolowane skałki na całej długości PPS – od zachodniej Słowacji aż po zachodnią Ukrainę. Choć część skałek czorsztyńskich została oddzielona od podłoża, wiele z nich zachowało swoją pozycję stratygraficzną w sukcesji osadowej, szczególnie we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego.

Po zakończeniu ruchów płaszczowinowych jednostki pienińskiego pasa skałkowego stały się podłożem basenów gozawskich w późnej kredzie–eocenie (np. Köhler i in., 1993), a także podlegały dalszym deformacjom związanym z kształtowaniem się pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych. Deformacje te obejmowały nasunięcia i fałdowania pozasekwencyjne, nasunięcia wsteczne oraz przemieszczania wzdłuż uskoków przesuwczych. Procesy te zapisały się w poszczególnych segmentach pienińskiego pasa skałkowego w sposób bardzo zróżnicowany. Szczegółowe informacje na temat ewolucji tektonosedymentacyjnej jednostek pienińskiego pasa skałkowego zostały przedstawione m.in. przez Plašienkę i in. (2020 oraz cytowane tam prace) oraz w dalszych rozdziałach niniejszej monografii.

6.3.2. Pieniński pas skałkowy w Polsce

Edyta Jurewicz

Pieniński pas skałkowy na obszarze Polski liczy ok. 50 km długości i nie przekracza kilku kilometrów szerokości (np. Birkenmajer, 1979, 1986). W sensie geograficznym (poczynając od wschodu) dzieli się on na Małe Pieniny (z najwyższym szczytem pasa skałkowego – Wysoką 1050 m n.p.m.), Pieniny Właściwe (z przełomem Dunajca) oraz Pieniny Spiskie (fig. 14). Dalej ku zachodowi pieniński pas skałkowy występuje w formie pojedynczych skałek, zwanych niekiedy Skalicami Nowotarskimi. W granicach Polski kończy się w rejonie Starego Bystrego, gdzie jego ostatnia skałka jest naznaczona bliskością strefy tektonicznej o głębokich założeniach – uskokiem Krowiarek, odpowiedzialnym za znaczący zrzut skrzydła zachodniego i lewoskrętny zwrot przemieszczenia (Oszczypko i in., 1989; Buła, Habryn, 2011a, b; Ludwiniak i in., 2019). Spod pokrywy

6

Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

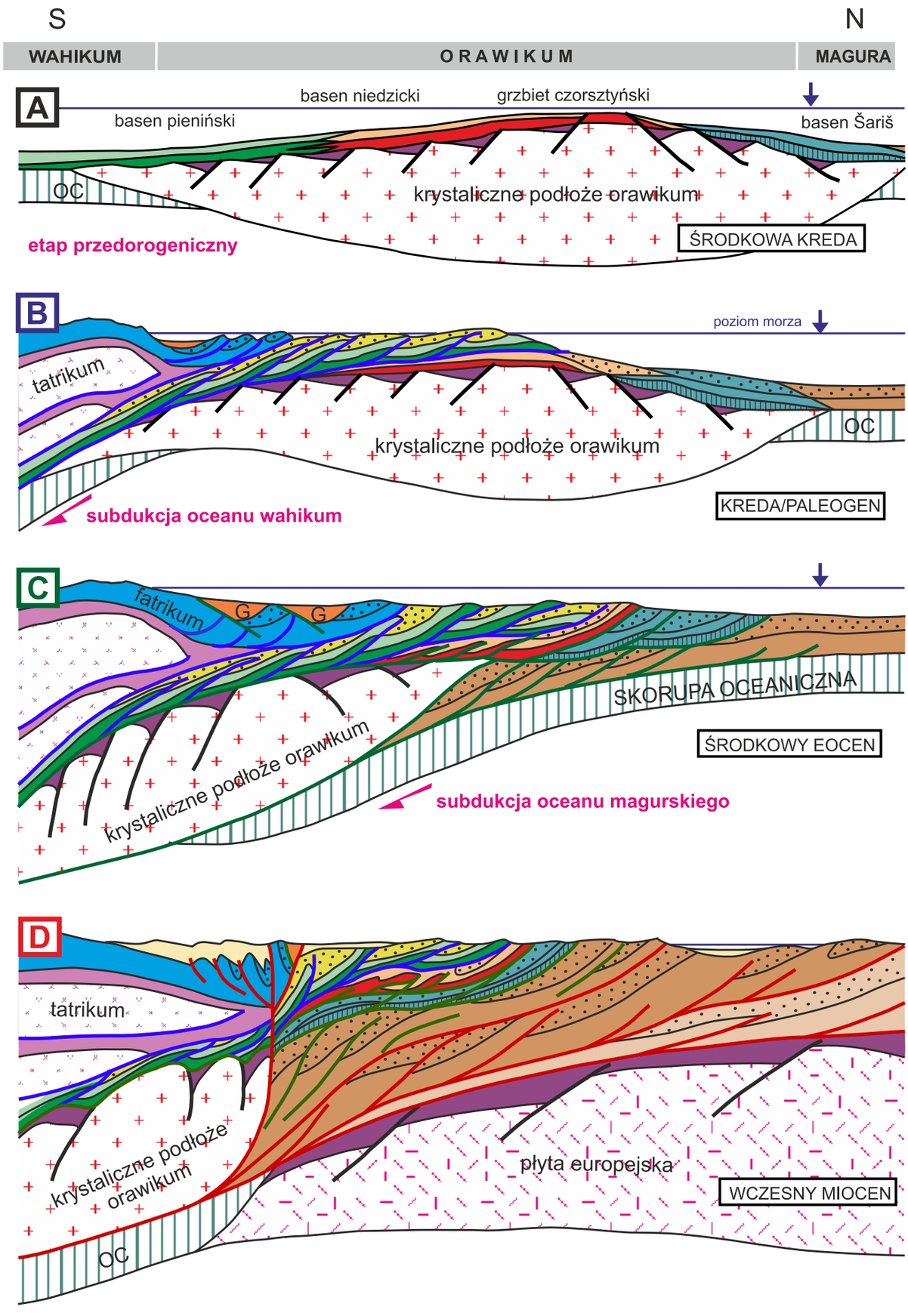


FIG. 31. Uproszczony model kolizji podłoża pienińskiego pasa skałkowego (orawikum) z platformą europejską (wg Plašienki, 2022, zmienione). A – układ stref sedymentacyjnych w środkowej kredzie (ok. 110 mln lat temu), w schyłkowym etapie ekstensji; B – sytuacja na przełomie kredy i paleogenu (66 mln lat temu): subdukcja skorupy oceanicznej wahikum, kolizja mikrokontynentu orawikum z klinem orogenicznym Karpat centralnych; odkłucie, wewnętrzne złuskowanie i nasunięcie płaszczowiny pienińskiej na grzbiet czorsztyński (**uskoki i nasunięcia w kolorze niebieskim**); C – całkowita subdukcja podłoża krystalicznego orawikum, odkłucie i nasunięcie płaszczowin pienińskiego pasa skałkowego, początek subdukcji oceanu magurskiego (śr. eocen – 40 mln lat temu; **uskoki i nasunięcia w kolorze zielonym**); D – ostateczna kolizja klina orogenicznego Karpat z platforma europejską (wczesny miocen – ok. 20 mln lat temu); nasunięcia płaszczowin Karpat zewnętrznych i transpresja na linii pienińskiego pasa skałkowego (**uskoki i nasunięcia w kolorze czerwonym**). Sukcesje „kropkowane" przedstawiają synorogeniczne formacje fliszowe różnego wieku. G – baseny gozawskie; OC – skorupa oceaniczna. Bez skali

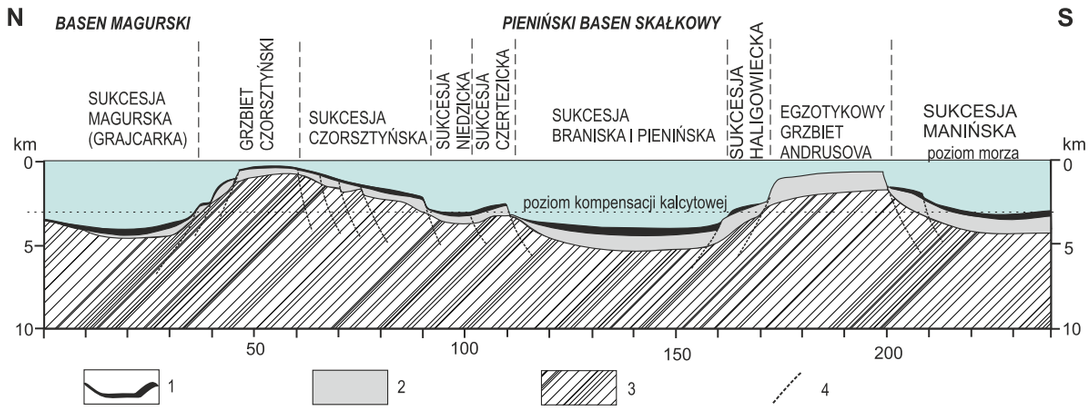


FIG. 32. Wzajemny stosunek rowów i grzbietów w basenie skałkowym i obszarach obrzeżających u schyłku jury środkowej, w keloweju, wg Birkenmajera (1979, zmodyfikowany przez Krobickiego, Wierzbowskiego (2004)) oraz Wierzbowskiego i in. (2004); 1 – osady morskie jury; 2 – osady lądowe i morskie permu(?) i triasu; 3 – podłoże; 4 – uskoki. Odmienny model paleotektoniczno-facjalny, obecnie coraz szerzej uznawany, nie uwzględniający grzbietu Andrusova oraz przypisujący sukcesję manińską do domeny fatrikum, jest przedstawiony na figurach 29, 30

osadów neogeńskich Niecki Orawsko-Nowotarskiej pas skałkowy odsłania się dopiero na Słowacji, w rejonie Twardoszyna i Trzciany (fig. 14).

Pieniński pas skałkowy na znacznej rozciągłości ma stałe elementy budowy. Zaznacza się w nim podział na dwie główne jednostki płaszczowinowe: niższą – płaszczowinę czorsztyńską (*s.l.*), położoną na północy, której powstanie było związane z grzbietem czorsztyńskim i sedymentacją płytkowodną, w przewadze węglanową, oraz wyższą – płaszczowinę pienińską (*s.l.*), nasuniętą z południa, w której dominują sukcesje bardziej głębokowodne (fig. 24, 30, 31). W obu tych płaszczowinach, na różnych odcinkach pasa skałkowego, są wyodrębniane mniejsze jednostki korelowane z oddzielnymi strefami tektonosedymentacyjnymi. Na polskim odcinku płaszczowina czorsztyńska jest dzielona na czorsztyńską (*s.s.*), niedzicką i czertezicką, natomiast pieninska – na braniską i pieninską (*s.s.*). Dodatkowo w Małych Pieninach, ale po słowackiej stronie, występuje jednostka haligowiecka, która prawdopodobnie jest częścią perypienińskiej strefy, do której na Słowacji należą również jednostki: maninska, klapska i drietomska, a ich geneza jest związana z obszarem fatrikum (m.in. Andrusov, 1968; Plašienka, 1995b, 2019). Ewenementem tej jednostki jest występowanie osadów triasowych – najstarszych w pasie skałkowym (m.in. Kotański, 1963c).

Pieniński pas skałkowy jest zbudowany z trzech kompleksów litologicznych: dolno- i środkowo-jurajskich łupków i margli, jurajsko-dolnokredowego kompleksu zdominowanego przez wapienie, oraz górnokredowo-paleogeńskiego, na który składają się margle oraz utwory o charakterze fliszowym. Ta trójdzielność litologiczna i wynikająca z niej różna kompetencja skał spowodowała, że w trakcie procesów tektonicznych doszło do rozbicia formowanych jednostek na soczewkowate bloki – stąd nazwa „pas skałkowy".

6.3.2.1. Ewolucja i rozwój facjalny basenów pienińskiego pasa skałkowego

Michał Krobicki

Na pieniński pas skałkowy składa się kilka sukcesji skałkowych, czyli utworów klastyczno-węglanowo-krzemionkowych powstałych w oddzielnych częściach pienińskiego basenu sedymentacyjnego, obejmujących okres od wczesnej jury do późnej kredy (Andrusov, 1938, 1959; Birkenmajer, 1958, 1977, 1986, 1988; Andrusov i in., 1973; Mišík, 1994; Golonka, Krobicki, 2001, 2004). Odrębność stref sedymentacyjnych, w których powstawały charakterystyczne sekwencje osadowe, tzw. sukcesje (dawniej serie), była uwarunkowana tektonicznie, a w trakcie późniejszych ruchów orogenicznych powstały z nich samodzielne jednostki strukturalne. Basen pienińskiego pasa skałkowego, podobnie jak Tatr, był podzielony (fig. 24 i 32) na południowo-wschodnią część głębokowodną – branisko-pienińską, i położoną na północny zachód od niej część płytkowodną, na którą składały się sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka (m.in. Birkenmajer 1970, 1986; Krobicki, Wierzbowski, 2004; Wierzbowski, 2026).

Generalnie, następstwo osadów ukazuje **trójdzielną historię basenu pienińskiego** wyrażoną początkowo (**I**) sedymentacją ciemnych, niedotlenionych utworów najwyższej dolnej jury i dolnej części jury środkowej, (**II**) wapienno-krzemionkowych utworów jury środkowej–dolnej kredy i (**III**) utworów marglisto-wapiennych, z wkładkami utworów klastycznych, górnej kredy zwieńczonych fliszem (Birkenmajer, 1977, 1979; Wierzbowski i in., 2004; Krobicki, Golonka, 2008).

Najstarsze utwory w strukturze pasa skałkowego można spotkać w słowackiej części Małych Pienin, w jednostce haligowieckiej. Pochodzą one z pogranicza wczesnego i środkowego triasu (Kotański, 1963c). Są to dolomity cukrowate analogiczne z litofacjami znanymi z najbardziej zewnętrznych (północnych) stref fatrikum. Obszar sedymentacji serii haligowieckiej był przez Birkenmajera (1986) lokowany na północnych stokach tzw. kordyliery egzotykowej, nazwanej przez niego Kordylierą Andrusova (Birkenmajer, 1988). Kordyliera ta miała oddzielać obszar tatrzańsko-fatrzański od basenu pienińskiego pasa skałkowego i zasilać go w materiał klastyczny, ale późniejsze rozważania pozwoliły na znalezienie mniej kontrowersyjnego źródła materiału (por. Andrusov, 1968; Maheľ, 1978, 1980; Rakús, Marschalko, 1997; Hók i in., 2009). Rezygnacja z kordyliery Andrusova (np. Krobicki, 2022 z literaturą) umożliwiła powiązanie jednostki haligowieckiej oraz innych podobnych jednostek z terenu Słowacji (manińskiej, klapskiej i drietomskiej) z czołami płaszczowin systemu fatrzańskiego (Plašienka, 1995b, 2018, 2019, 2021).

Wystąpienia najniższej jury (hetang–synemur) są znane tylko ze Słowacji oraz Ukrainy i reprezentowane przez zróżnicowane, szaroczarne utwory klastyczne facji *gresteńskiej* z nielicznymi wkładkami czarnych wapieni (Schlögl i in., 2004; Wierzbowski i in., 2012 z literaturą). W granicach Polski stratygraficznie najstarsze są utwory środkowej części dolnej jury (pliensbach) należące do **formacji wapieni z Szopki** – (Birkenmajer, 2008), zob. fig. 33. Kolejne utwory (fig. 33) są reprezentowane przez szare i czarne, zwykle plamiste margle, wapienie i łupki facji *Fleckenkalk*/*Fleckenmergel* (toark–dolny bajos), z których najbardziej charakterystyczne są tzw. czarne łupki sferosyderytowe (**formacja łupków ze Skrzypnego**) (Birkenmajer, 1977; Tyszka, 1994, 2001).

Początek **okresu II** był związany ze szczególnie istotnym epizodem tektonicznym we wczesnym bajosie, kiedy w północno-zachodniej części basenów przyszłego pienińskiego pasa skałkowego ukształtował się wyraźny grzbiet śródoceaniczny, zwany **grzbietem czorsztyńskim**. Stanowił on wydłużoną strefę, rozdzielającą pierwotnie basen magurski Karpat zewnętrznych od basenu pienińskiego w obrębie najbardziej północnej części oceanu Tetydy (por. Birkenmajer, 1977, 1986, 1988, 2017; Golonka, Krobicki, 2004; Golonka, 2007a, b; Segit i in., 2015, Krobicki, Golonka, 2017, 2023). Rekonstrukcja palinspastyczna basenu pienińskiego po raz pierwszy graficznie została przedstawiona przez Birkenmajera (1977), ukazując następstwo sukcesji w poprzecznym przekroju przez sedymentacyjny basen pieniński (fig. 32). W ten sposób zostały wyróżnione następujące sukcesje: od najpłytszej czorsztyńskiej, poprzez przejściowe – czertezicką i niedzicką, aż po najgłębsze – braniską i pienińską oraz znowu płytszą haligowiecką. W tej rekonstrukcji kluczową pozycję ma sukcesja czertezicka, która przez tego autora była konsekwentnie umiejscowiona paleogeograficznie pomiędzy sukcesją czorsztyńską i niedzicką (Birkenmajer, 1959b, 1960, 1977, 1979, 1986, 1988, 2007, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017). Jednak w świetle nowych faktów (Krobicki, Wierzbowski, 2004, 2009; Wierzbowski i in., 2004, 2021, 2024; Krobicki, 2009, 2022) jej pierwotna paleopozycja powinna być zreinterpretowana i umiejscawiana pomiędzy sukcesją niedzicką a braniską.

Z powstaniem grzbietu czorsztyńskiego była związana gwałtowna zmiana sedymentacji/paleośrodowisk, kiedy szare i czarne niedotlenione utwory dolnej jury i niższej jury środkowej zostały zastąpione przez dobrze dotlenione, różnobarwne (białe, żółtawe, różowe, szare, czerwone) **wapienie krynoidowe** (Krobicki, Wierzbowski, 2004). Granica pomiędzy czarnymi łupkami a wapieniami krynoidowymi jest bardzo ostra i wyraża obecność dużej luki stratygraficznej, która ostatnio została skalkulowana na 2 mln lat, czyli czas potrzebny na uformowanie się grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, 2018; Krobicki, Golonka, 2024). Na fakt ten zwrócono już kiedyś uwagę (Krobicki, Wierzbowski, 2004; Krobicki, 2006), sugerując brak w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego

ciągłego, sedymentacyjnego przejścia pomiędzy czarnymi osadami a wapieniami krynoidowymi, jak sugerują to inni autorzy (por. Birkenmajer, 1958, 1977, 1979, 2007, Głuchowski i in., 1986; Gedl, 2008a, b). Okres II jest reprezentowany przez środkowojurajskie–dolnokredowe „skałkotwórcze" wapienie, m.in. wapienie krynoidowe, czerwone wapienie bulaste facji Ammonitico Rosso (w tym słynne muszlowce rogoźnickie) czy jasnokremowe wapienie kalpionellowe. Moment pojawienia się radiolarytów (we wszystkich sukcesjach oprócz czorsztyńskiej) oznacza, że zbiornik osiągnął znaczne głębokości, co miało miejsce w środkowym oksfordzie (fig. 33). Przykładowo, procesy pogłębiania, a później spłycania zbiornika są dobrze wyrażone w sukcesji niedzickiej, gdzie jest widoczny symetryczny układ osadów. Pojawiają się kolejno (fig. 33): dolny wapień bulasty (**formacja wapienia niedzickiego**), czerwono-zielono-czerwone radiolaryty (**formacja radiolarytów z Czajakowej** z ogniwami kolejno: radiolarytów z Kamionki, z Podmajerza i Buwałdu), a jeszcze wyżej – wapień bulasty górny (**formacja wapienia czorsztyńskiego**).

Wyniesienie grzbietu czorsztyńskiego w bajosie było związane z postryftową fazą ewolucji basenu pienińskiego i najprawdopodobniej odpowiada pierwszym epizodom ruchów „fazy mezokimeryjskiej" orogenezy alpejskiej (Golonka i in., 2003; Krobicki, 2006, 2009). W tym okresie podłoże w strefie grzbietu czorsztyńskiego wykazywało się znaczną mobilnością, o czym świadczy m.in. obecność materiału klastycznego, żył neptunicznych, osuwisk podmor-

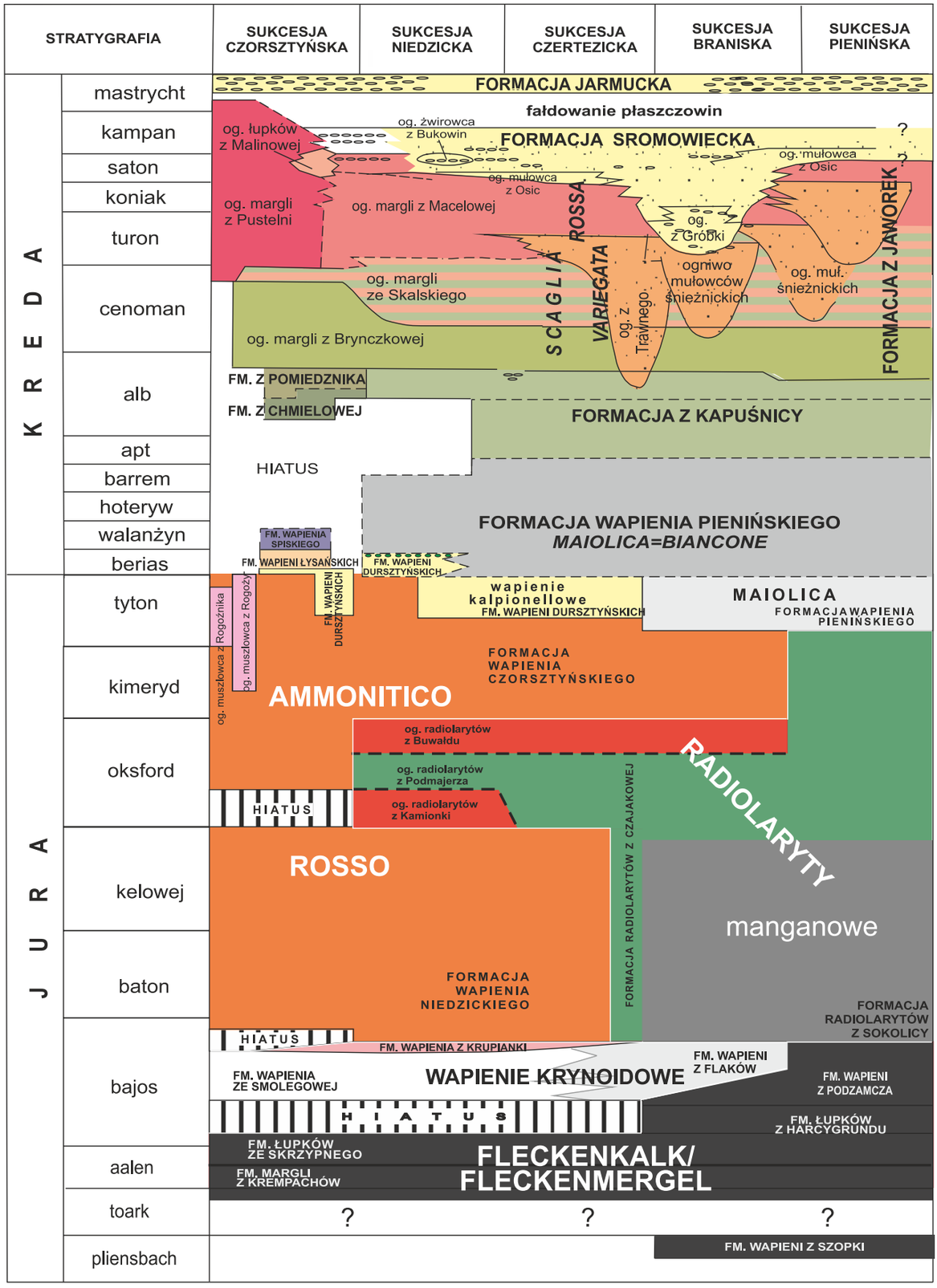


FIG. 33. Schemat litostratygraficzny utworów pienińskiego pasa skałkowego Polski. Jednostki litostratygraficzne wg Birkenmajera (1977), Krobickiego, Wierzbowskiego (2004), Wierzbowskiego i in. (2004)

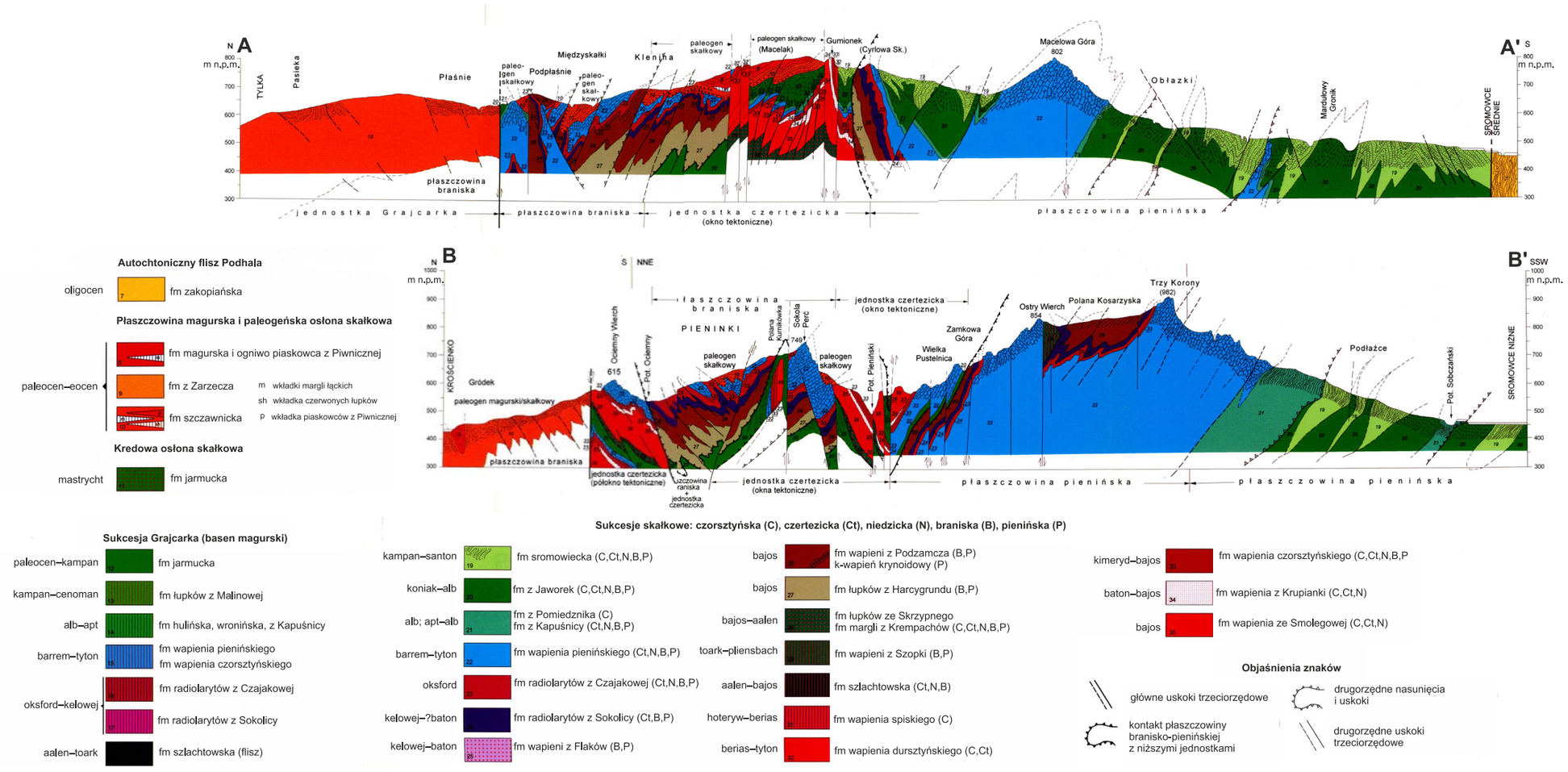


FIG. 34. Przekroje geologiczne przez Pieniny właściwe: A – przez Macelową Górę; B – przez Trzy Korony, wg Birkenmajera (2017). Lokalizacja przekrojów zob. fig. 35

skich oraz luk erozyjnych (np. Krobicki, Słomka, 1999; Aubrecht i in., 2006; Jamrichová i in., 2012), z których największa zanotowana z rejonu kamieniołomu w Szlachtowej sięga od bajosu po alb (Jurewicz 1997).

Paleogeograficzna orientacja grzbietu czorsztyńskiego, z SW na NE, jest interpretowana na podstawie zarówno badań paleomagnetycznych, analizy facjalnej osadów mezozoicznych, jak i warunków paleoceanograficzno-paleoklimatycznych (patrz dyskusja Golonka, Krobicki, 2001; oraz Aubrecht, Túnyi, 2001; Lewandowski i in., 2005; Grabowski i in., 2008). Należy w tym miejscu nadmienić, że dane paleomagnetyczne ze środkowej jury sukcesji czorsztyńskiej sugerują z jednej strony otwieranie się w tym czasie nowej strefy (oceanicznej?) na północny zachód od grzbietu czorsztyńskiego, który w tym czasie migrował na południowy wschód (Lewandowski i in., 2005, 2006), a z kolei jego ponowne przemieszczanie się na północny zachód w późnej jurze i wczesnej kredzie (Grabowski i in., 2008).

Z początkiem późnej kredy miało miejsce pogłębienie zbiornika i ujednolicenie facji. Nastąpił zanik podziału na strefy sedymentacyjne (sukcesje) i takie same osady powstawały w całym basenie skałkowym oraz w przypienińskiej części zbiornika magurskiego (fig. 24). Do utworów tego najmłodszego okresu (**III**) należą późnokredowe różnokolorowe, głównie zielone i czerwone, margle globotrunkanowe (**formacja z Jaworek**, tzw. facji Scaglia Variegata i Scaglia Rossa = Couches Rouge = Capas Rojas) z wkładkami wapieni i piaskowców. Najmłodsze są utwory fliszowe górnej kredy (górny turon–kampan) należące do **formacji sromowieckiej**, które kończą mezozoiczną historię basenu pienińskiego (Birkenmajer, 1977, 1986; Krobicki, Golonka, 2024). Na tym preorogenicznym etapie osady fliszoidalne rozwinęły się w postaci podmorskich stożków turbidytowych, fartuchów i wypełnień kanionów podmorskich (Radwański, 1978; Birkenmajer, 1986), z kilkoma epizodami spływów gruzowo-błotnych zawierających otoczaki skał egzotycznych (np. żwirowce ilaste **ogniwa z Gróbki** czy **ogniwa żwirowców z Bukowin** formacji sromowieckiej; fig. 33).

Szczegółowe badania bio- i litostratygraficzne w obrębie centralnej części pienińskiego pasa skałkowego (Pienin Właściwych) (Wierzbowski i in., 2021, 2024) sukcesji czertezickiej i braniskiej skłaniają do wyróżnienia lokalnego grzbietu podmorskiego – tzw. grzbietu czertezickiego – który prawdopodobnie ukształtował się nieco wcześniej niż rozległy grzbiet czorsztyński. Z kolei tektoniczne podniesienie i miejscami wynurzenie grzbietu czorsztyńskiego w albie i wynikające stąd zmiany paleogeografii basenu pienińskiego po wczesnej kredzie miały wyraźny wpływ zarówno na ruchy wznoszące grzbiet czorsztyński, jak i na deformacje w pokrywie osadowej i w konsekwencji na wewnętrzną budowę pienińskiego pasa skałkowego (Aubrecht i in., 2022). Przykładowo, rewizja wieku tzw. brekcji z Wapiennika, wcześniej uznawanej za utwór bajoski, a odnoszonej obecnie do albu (Arabas i in., 2011), dobrze wpisuje się w te interpretacje.

Rozpoczęte z końcem kredy i kontynuowane w paleocenie procesy fałdowo-nasunięciowe faz „subhercyńskiej" i „laramijskiej" (Birkenmajer, 1977, 1986, 1988, zob. podrozdział 6.3.2.2) zaznaczyły się powstaniem synorogenicznej **formacji jarmuckiej**, stanowiącej silnie zróżnicowane facjalnie osady klastyczne: brekcje sedymentacyjne (?klifowe), zlepieńce, piaskowce, mułowce i żwirowce ilaste z egzotykami. Genetycznie są one zarówno proksymalną, jak i dystalną częścią utworów o charakterze „dzikiego fliszu", dla którego głównym obszarem źródłowym były świeżo sfałdowane jednostki strukturalne pienińskiego pasa skałkowego. Tworzyła się wówczas zarówno słodkowodna, jak i morska molasa, niekiedy z materiałem egzotycznym (formacja jarmucka), a paleoceński flisz był kontynuacją tej postorogenicznej sedymentacji. Utwory te niezgodnie przykryły sukcesje skałkowe, a nieco później razem z nimi utworzyły tzw. osłonę skałkową. Dominującym składnikiem ziarnowym tych klastyków są utwory jurajsko-kredowe już sfałdowanych sukcesji pienińskiego pasa skałkowego zarówno skał węglanowych, krzemionkowych, jak i fliszowych. Oprócz nich bywają też liczne egzotyki, które albo pochodzą z rozmywania górnokredowych utworów z egzotykami formacji sromowieckiej (trzecie złoże), bądź są na drugim złożu bezpośrednio wyerodowane z dalszych, centralnokarpackich źródeł (Poprawa i in., 2013; Krobicki i in., 2018).

Kolejny epizod tektoniczny był związany z silną kompresją faz „sawskiej" i „styryjskiej" (odpowiednio wczesnego i środkowego miocenu), kiedy jurajsko-kredowe płaszczowiny, mastrychcko-paleoceńska osłona skałkowa oraz nowe osady paleogenu uległy ponownemu sfałdowaniu (Birkenmajer, 1986), co dało początek systemowi poprzecznych uskoków przesuwczych. Dobrze widocznym efektem tych kilku faz tektonicznych fałdowań i deformacji w obrębie pienińskiego pasa skałkowego jest geomorfologiczny obraz izolowanych tektonicznie twardych skał jurajskich i dolnokredowych otoczonych miękkimi łupkami, marglami i osadami fliszowymi kredy górnej i paleogenu.

Ostatnim ważnym wydarzeniem w pienińskim pasie skałkowym był wulkanizm środkowomioceński reprezentowany przez wapniowo-alkaliczne andezytowe dajki i sille (np. góra Wżar, Bryjarka, Malinów, Krupianka), które przecinają głównie paleogeńskie skały fliszowe Karpat zewnętrznych (płaszczowina magurska) (Małkowski, 1958; Birkenmajer, 1979, 1986, 1988), i zostały precyzyjnie datowane radiometrycznie (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Tworzą one tzw. pienińską linię andezytową (więcej szczegółów w końcowych akapitach podrozdziału 6.3.2.3).

6.3.2.2. Poglądy na genezę i strukturę pienińskiego pasa skałkowego

Edyta Jurewicz

Geneza i ewolucja tektoniczna pienińskiego pasa skałkowego była od dziesięcioleci szeroko dyskutowana w literaturze karpackiej. Niektóre z koncepcji miały istotne znaczenie i przynajmniej częściowo są aktualne do dziś. Poniższy przegląd najważniejszych badań pokazuje zarówno złożoność budowy pienińskiego pasa skałkowego, jak i zróżnicowanie poglądów na jego ewolucję strukturalną, szczególnie na wiek fałdowań oraz stosunek do położonych na północy Karpat zewnętrznych.

Najstarsze koncepcje uwzględniające płaszczowinową budowę zakładały, że stanowiły one czoła płaszczowin tatrzańskich (Lugeon, 1903) i pochodziły z obszaru położonego na południe od Tatr (Limanowski, 1905) bądź zostały wywleczone spod masywu tatrzańskiego (Uhlig, 1907). Późniejsze koncepcje były rozbieżne zarówno jeśli chodzi o budowę pasa skałkowego, jak i wiek fałdowań.

Andrusov (1968) początkowo określał wiek nasunięć płaszczowinowych na podstawie transgresywnego stanowiska senońskich zlepieńców upohlavskich, na fazę subhercyńską. Później uznał te zlepieńce za śródformacyjne, a główne nasunięcia płaszczowinowe w pasie skałkowym wiązał z fazą laramijską (Andrusov, 1974).

Od początku lat 50. ubiegłego wieku po rok 2017 K. Birkenmajer i jego zespół prowadził w pasie skałkowym zakrojone na szeroką skalę badania geologiczne, których wyniki ukazały się w licznych publikacjach (m.in. Birkenmajer, 1958, 1970, 1977, 1979, 1985, 1986, 1988; Birkenmajer i in., 2008, 2017 wraz z cytowaną tam literaturą). Według Birkenmajera (1977, 1979, 1986, 2017) obecna struktura pienińskiego pasa skałkowego (fig. 34, 35) jest wypadkową czterech etapów tektonicznych:

a) późnokredowych („subhercyńskich" i „wczesno-laramijskich") fałdowań i nasunięć płaszczowinowych o północnej wergencji, w czasie których sukcesje sedymentacyjne pasa skałkowego (pienińska, braniska, niedzicka, czertezicka i czorsztyńska – niedzicka i czertezicka zostały później zamienione miejscami – por. Wierzbowski i in., 2004, 2021, 2024) przekształciły się w odrębne jednostki strukturalne. Równocześnie miała miejsce sedymentacja synorogenicznych brekcji i osadów fliszowych (formacja jarmucka zwana też starszą osłoną skałkową). Procesy te zachodziły od kampanu aż do granicy mastrycht/paleocen (Birkenmajer, 2017);
b) wczesnopaleoceńskiego („laramijskiego") wstecznego nasunięcia płaszczowinowego sukcesji osadów powstałych w przypienińskiej strefie basenu magurskiego na autochtoniczną jednostkę czorsztyńską, wskutek czego uformowała się tzw. jednostka Grajcarka, zajmująca najwyższą pozycję strukturalną;
c) wczesnomioceńskiego („sawskiego") fałdowania starszych płaszczowin wraz z powstałą na przełomie kredy i paleogenu osłoną skałkową oraz autochtonicznym paleogenem magurskim. W wyniku silnej transpresji, być może związanej z ucieczką tektoniczną bloku ALCAPY ze strefy kolizji alpejskiej (np. Golonka i in., 2005; Kováč i in., 2017), powstały uskoki przesuwcze wzdłuż północnej i południowej granicy, a pas skałkowy zyskał pokrój zrębu i charakter megabrekcji tektonicznej. Według Birkenmajera (1986, 2017) na tym etapie powstały również pierwsze intruzje nazywane andezytami pienińskimi (Krupianka, Jarmuta, Bryjarka i Góra Wżar), datowane w późniejszych badaniach na nieco młodsze (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016);
d) środkowomioceńskiej („styryjskiej") kompresji, z którą są związane poprzeczne uskoki przesuwcze przecinające pas skałkowy i południową część płaszczowiny magurskiej; równocześnie powstała młodsza intruzja andezytów na Górze Wżar (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Birkenmajer, 2003; Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016).

Niezależnie od podziału na mniejsze jednostki, można uznać za ugruntowany podział na dwie strefy/serie tektono-sedymentacyjne: płytkowodną północną – czorsztyńską *s.l.* (dzieloną przez Birkenmajera (1970, 1986) na czorsztyńską *s.s.*, niedzicką i czertezicką), oraz głębokowodną południową – pienińską *s.l.* (złożoną z braniskiej i pienińskiej *s.s.*). Podobny podział, wyrażający się zróżnicowaniem w profilach sedymentacyjnych jury i dolnej kredy, zaznacza się praktycznie wzdłuż całego biegu pasa skałkowego.

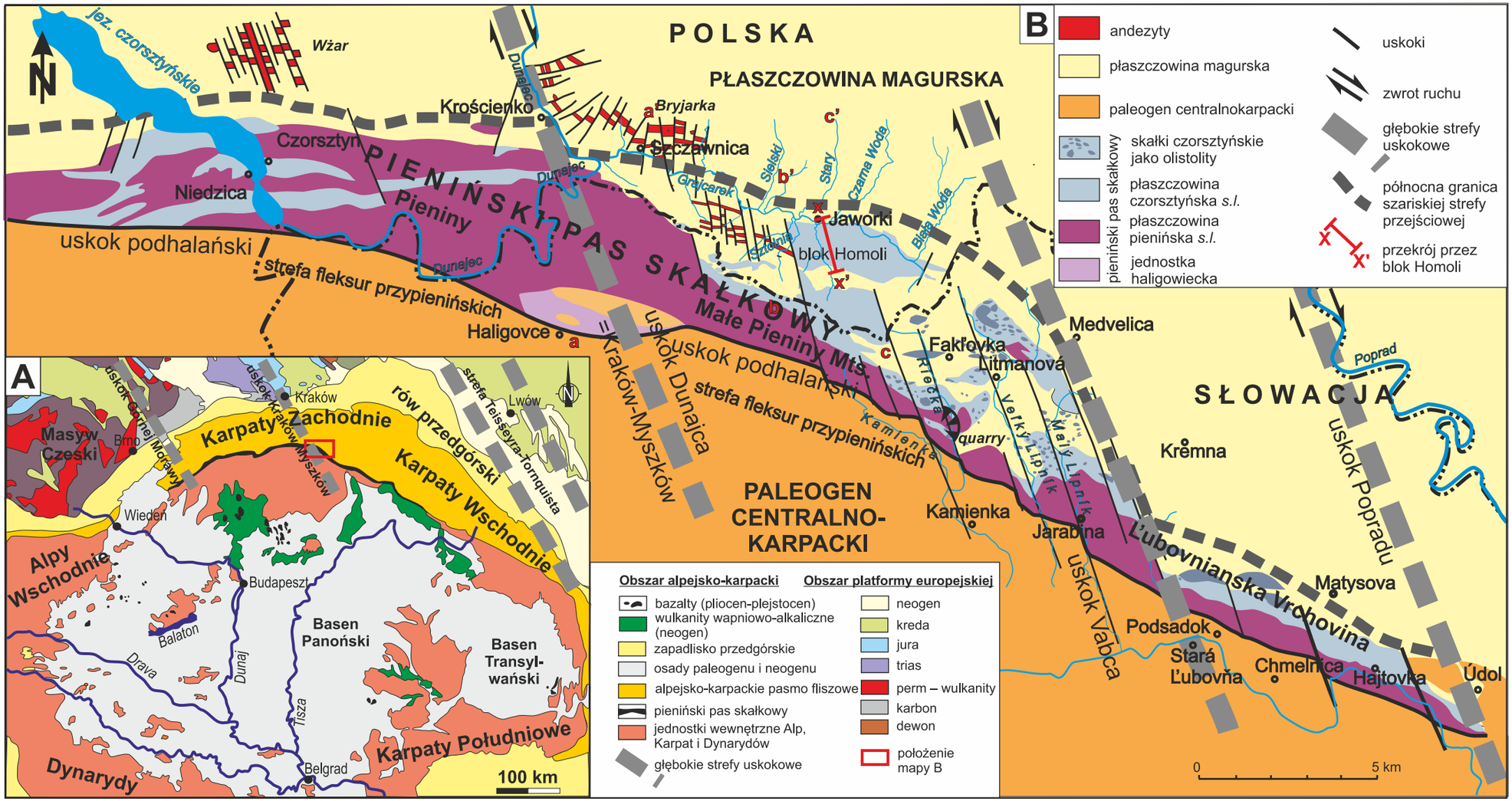


FIG. 35. A – główne jednostki strukturalne alpejsko-karpackiej strefy orogenicznej (wg Embey-Iisztin i in. (1993), Kováč i in. (1998), uproszczone); B – szkic geologiczny Pienin, Małych Pienin i Lubowniańskich Wierchów, na podstawie Birkenmajera (1979), Jurewicz (1994, 2018) i Plašienki (2012b) – zmodyfikowano; A–A' i B–B': lokalizacje przekrojów z fig. 34; X–X': lokalizacja przekroju z fig. 37

Alternatywny punkt widzenia zaproponował Książkiewicz (1972, 1977a), który wyróżnił dwie płaszczowiny: dolną – płaszczowinę czorsztyńską, nazywaną również płaszczowiną subpienińską (Uhlig, 1907), na którą składały się sukcesje czorsztyńska, czertezicka i niedzicka, oraz górną – płaszczowinę pienińską, złożoną z sukcesji braniskiej i pienińskiej. Do koncepcji tej zdają się częściowo nawiązywać współczesne modele tektoniczne Plašienki (podrozdział 6.3.1.), choć opowiada się on zdecydowanie za późnokredowym/wczesnopaleogeńskim („laramijskim") wiekiem ruchów płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym (fig. 31). Również Stránik, Salaj (1965) oraz Ratschbacher i in. (1993) uważali, że płaszczowina pienińska nasunęła się na czorsztyńską i na przyskałkową część płaszczowiny magurskiej. W płaszczowinie czorsztyńskiej (subpienińskiej) Książkiewicz (*op. cit.*) wyróżnił dwie strefy: północną – „blokową" (jednostka Maslienki (Plašienka, Mikuš, 2010)) i południową – „łuskową" (jednostka Jarabiny, *op. cit.*). Zdaniem Książkiewicza (1972, 1977a) w późnej kredzie („faza subhercyńska") dominowały ruchy pionowe i nie miały one charakteru orogenicznego, a główna faza deformacji miała miejsce w okresie oligocenu i wczesnego miocenu, tj. w czasie fałdowań w Karpatach zewnętrznych.

6.3.2.3. Problemy z odtworzeniem struktury pienińskiego pasa skałkowego

Edyta Jurewicz, Jacek Grabowski

Problemy dotyczące budowy i ewolucji pienińskiego pasa skałkowego wynikają z kilku powodów. Pierwszy jest związany z trójdzielną budową poszczególnych jednostek strukturalnych, tj. obecnością marglisto-łupkowych utworów w spągu, w przewadze wapiennego kompleksu jurajsko-dolnokredowym (o zindywidualizowanych profilach w poszczególnych strefach sedymentacyjnych) oraz marglistym i fliszowym, zunifikowanym we wszystkich strefach sedymentacyjnych profilu górnokredowego.

Konsekwencją podatnokruchej budowy poszczególnych jednostek strukturalnych jest ich rozbicie na mniejsze bloki, co doprowadziło do powstania efektu wapiennych „skałek" tkwiących w wyciskanej diapirowo marglisto-fliszowej osłonie (Birkenmajer, 1959a), często przyrównywanych do „rodzynek w cieście". Z tego powodu budowa geologiczna pasa skałkowego wydaje się jeszcze bardziej skomplikowana, a możliwość określenia przynależności poszczególnych skałek do strefy sedymentacyjno-facjalnej sprowadza się do jej jurajsko-dolnokredowej części profilu. Drugi powód jest związany z faktem, że w obecnej chwili dostępne są do obserwacji tylko czoła płaszczowin, co ogranicza możliwości interpretacji ewolucji preorogenicznej. Trzeci powód wynika z mioceńskiej przebudowy pienińskiego pasa skałkowego, związanej z fałdowaniami w Karpatach zewnętrznych, w toku której doszło do zaburzenia pierwotnych struktur płaszczowinowych oraz znacznej przebudowy tektonicznej pogranicza pienińskiego pasa skałkowego i płaszczowiny magurskiej należącej do Karpat zewnętrznych.

Jednostka Grajcarka i północna granica pienińskiego pasa skałkowego

Zdaniem Birkenmajera (1970, 1977, 1986) oraz Birkenmajera i Gedla (2017) basen Grajcarka, położony na północnych stokach grzbietu czorsztyńskiego, był w jurze i wczesnej kredzie częścią basenu magurskiego (fig. 31, 32). Jego ewolucja facjalna i wynikający z niej profil stratygraficzny były zbliżone do profilu sukcesji braniskiej, choć miąższości poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych są w nim znacznie zredukowane. Sedymentacja w jego obrębie rozpoczęła się z końcem wczesnej jury. Na przełomie wczesnej i późnej kredy, kiedy w basenie przyszłego pasa skałkowego doszło do pogłębiania i zaniku podziału na strefy sedymentacyjne, basen Grajcarka stracił swoją samodzielność i stał się częścią należącego do Karpat zewnętrznych basenu magurskiego (fig. 36). W trakcie fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym do tej części basenu był dostarczany materiał pochodzący zarówno z niszczenia świeżo uformowanych struktur tektonicznych pasa skałkowego, jak i egzotyczny względem niego, ze znacznym udziałem skał krystalicznych. Jednym z przykładów jest blok bazaltu w obrębie formacji jarmuckiej w Małych Pieninach w rejonie Białej Wody (Birkenmajer, Pécskay, 2000b; Birkenmajer, Lorenc, 2008; por. Birkenmajer, Wieser, 1990), który pierwotnie był uważany za intruzję (Birkenmajer, 1979). Poza zlepieńcami, tworzyły się osuwiska podmorskie i zsuwały olistolity, powodując częściowe deformacje osadów w ich spągu i na przedpolu. Jednym z większych olistolitów jednostki czorsztyńskiej wraz z nasuniętą na nią jednostką niedzicką jest blok Homoli (fig. 37) położony w rejonie Jaworek (Jurewicz, 1997, 2018; por. Birkenmajer, 1979). Epizody zsuwów podmorskich mogły mieć również miejsce w trakcie późniejszej sedymentacji, a aktywność ta wynikała z obecności skarpy morfologicznej na pograniczu formowanego pasa skałkowego i basenu magurskiego. Jednym z takich olistolitów nasuniętych na osady eocenu jest skałka Brysztan we wschodniej części Małych Pienin (Birkenmajer, 1977).

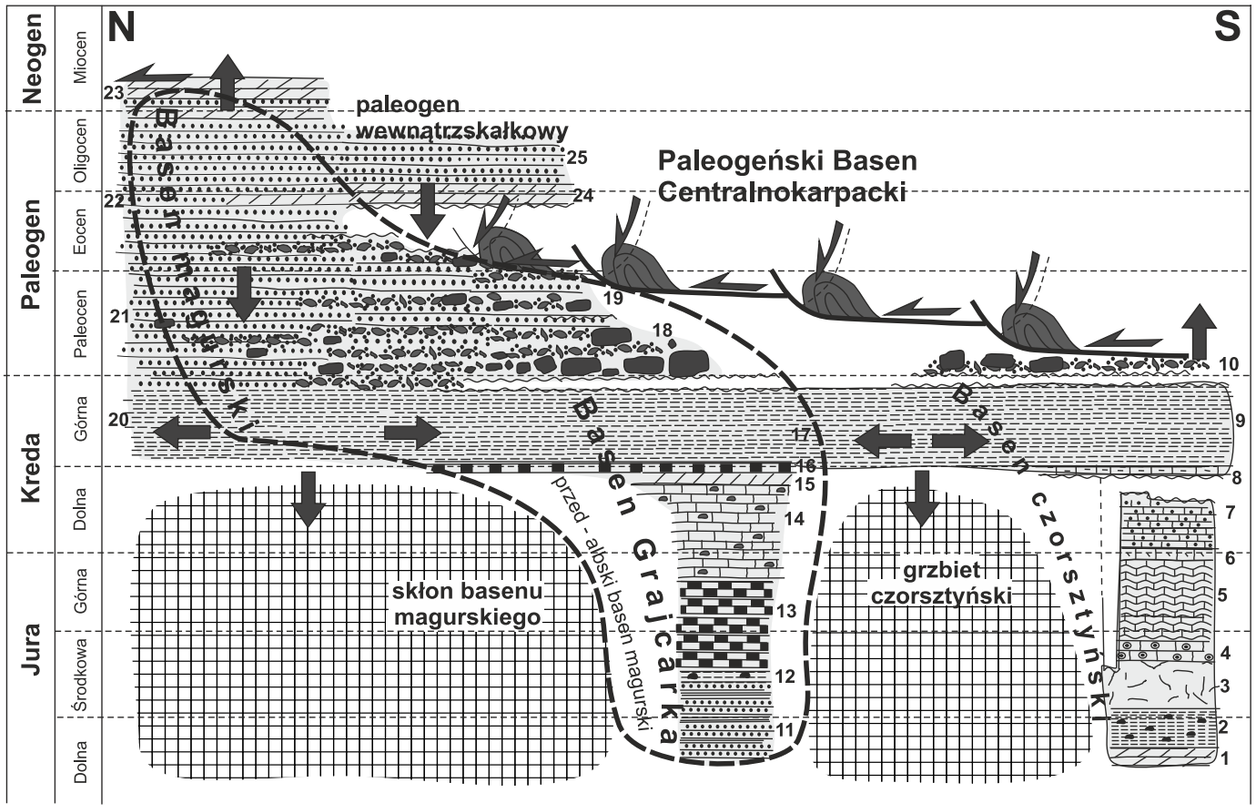
Według modelu tektonicznego Birkenmajera (1986) jednostka Grajcarka, jako część jednostki magurskiej, uległa w paleocenie wstecznemu nasunięciu na jednostki skałkowe, tworząc czapki tektoniczne. Koncepcję tę zakwestionowała Jurewicz (1994, 1997, 2005, 2018), wykazując, że w Małych Pieninach to jednostki skałkowe zostały nasunięte na płaszczowinę magurską, która odsłania się w dnach dolin, często poniżej najstarszych osadów jednostek skałkowych.

Wcześniej Golonka, Rączkowski (1984) wyrazili pogląd, że osady magurskie wewnątrz pasa skałkowego mogą się pojawiać w oknach tektonicznych, ale nie podali żadnej dokumentacji ani nie przedstawili tego graficznie na mapie czy na przekrojach. Ich wizje pokrywały się z wynikami danych z głębokich otworów wiertniczych w Hanušovcach (wschodnia Słowacja), gdzie pod jednostkami pasa skałkowego został nawiercony flisz magurski (Leško i in., 1984). W końcowej fazie nasunięć płaszczowinowych, w paleogenie, ze względu na sprzyjającą paleomorfologię najbardziej wysunięte na północ jednostki pasa skałkowego, tj. czorsztyńska i niedzicka, ześlizgnęły się grawitacyjnie na magurskie przedpole, tworząc liczne olistolity i olistostromy. Zdaniem Jurewicz (2018 i prace wcześniejsze) nie ma przesłanek na wyodrębnienie spośród utworów płaszczowiny magurskiej samodzielnej jednostki Grajcarka, ponieważ jej północna granica, zdefiniowana przez Birkenmajera (1970), ma charakter stratygraficzny, a nie tektoniczny, i jest trudna do rozpoznania w terenie jako granica między dwiema głównymi jednostkami strukturalnymi, jakimi są pieniński pas skałkowy i Karpaty zewnętrzne. W rezultacie północna granica pasa powinna zostać przesunięta na południe, na kontakt jednostki magurskiej z jednostkami skałkowymi, natomiast w miejsce jednostki Grajcarka należałoby wydzielić z przyskałkowej części płaszczowiny magurskiej strefę przejściową (bez sprecyzowanej północnej granicy), która cechuje się obecnością licznych olistolitów oraz deformacji wynikających z bliskości pasa skałkowego. Strefę tę, dla odróżnienia od wcześniej definiowanej przez Birkenmajera (1970, 1976, 1986; Birkenmajer, Gedl, 2017) jednostki Grajcarka (z wydzielania której należałoby zrezygnować) oraz dla odróżnienia od basenu Grajcarka, czyli przedalbskiej części basenu magurskiego (Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), stanowiącego jego najstarszą i najbardziej południową część (fig. 36), i najwłaściwiej byłoby nazwać „strefą szariską" (Plašienka, 2011; Plašienka i in., 2012; Jurewicz, 2018; Jurewicz, Segit, 2018), albo dla uhonorowania jej zakorzenienia w polskiej literaturze geologicznej – „strefą Grajcarka". Termin „strefa" zwalnia od precyzowania przebiegu jej północnej granicy, bo nie ma ona charakteru tektonicznego (przez to, że nie spełnia kryteriów „jednostki tektonicznej") i trudno by było określić, czy kończy się na ostatnim zafałdowaniu, czy ostatnim olistolicie. Przy takim ujęciu problemu można uznać za zakończone trwające od dziesięcioleci poszukiwania uskoku tektonicznego na północ od Małych Pienin, oddzielającego je od płaszczowiny magurskiej, wzdłuż którego miałoby dochodzić do rotacji Karpat centralnych względem zewnętrznych (Birkenmajer, 1985, 1986). Termin „strefa szariska" jest nawiązaniem do wyodrębnianej na terenie wschodniej Słowacji jednostki szariskiej, (Plašienka, 2011; Plašienka i in., 2012), która wcześniej była określana jako jednostka Faklovki (*Faklovka Unit*) (Plašienka, Mikuš, 2010). Jednostka ta w ujęciu Plašienki (2011) została uznana za najniższą jednostkę pasa skałkowego, zalegającą poniżej czorsztyńskiej i pienińskiej, która jest jednocześnie najwyższym południowym elementem strukturalnym płaszczowiny magurskiej i stanowi odpowiednik wydzielanej na terenie Polski „jednostki" Grajcarka. Jednostka szariska w tym ujęciu obejmuje wyłącznie mastrychcko-dolnoeoceńskie synorogeniczne utwory o charakterze „dzikiego fliszu" (Jarmuta/Proč Fm.), które na terenie Słowacji stanowią niezależną jednostkę strukturalną. Swoim charakterem i pozycją słowacka część jednostki szariskiej przypomina wewnętrzną część zapadliska przedkarpackiego, tj. tę część osadów miocenu, na które nasunęły się płaszczowiny Karpat zewnętrznych.

Układ stref sedymentacyjnych w pienińskim pasie skałkowym

Koncepcje układu basenów wchodzących w skład przyszłego pienińskiego pasa skałkowego i jego tektogenezy, zaproponowane przez Birkenmajera (1986 i prace późniejsze, fig. 32) i zmodyfikowane przez Plašienkę (np. 2018a; Plašienka i in., 2021, zob. fig. 30), stanowią najbardziej rozpowszechniony, ale nie jedyny paradygmat rozwoju tej jednostki tektonicznej. Alternatywny model nawiązuje do poglądów Sikory (1962, 1971) oraz Morgiel i Sikory (1972, 1973, 1975) i jest ostatnio szeroko prezentowany przez zespół autorów: Golonka i in. (2015, 2018, 2025), Waśkowska i Golonka (2025) oraz Marzec i in. (2019). Według tych prac, oprócz jednostek strukturalnych wyróżnionych przez Birkenmajera (1986), na pieniński pas skałkowy składają się dodatkowe sukcesje: sukcesja złatniańska, która powstała w najbardziej na południu położonej strefie sedymentacyjnej, na północnych peryferiach oceanu wahikum; sukcesja Zawiasów, której basen był zlokalizowany na północ od grzbietu czorsztyńskiego, oraz sukcesja hulińska pochodząca z najbardziej północnej części basenu, odpowiadająca z grubsza sukcesji Grajcarka. Sukcesje złatniańska i hulińska miałyby zawierać również olistolity sukcesji skałkowych. Olistolity – zdaniem cytowanych

autorów – występują również we fliszowej formacji sromowieckiej (fig. 33), która z uwagi na wiek (koniak–santon) oraz charakter osadów (zawierające wyłącznie materiał egzotyczny względem pasa skałkowego) była uznawana przez Birkenmajera (1977) za preorogeniczną. Sukcesja Zawiasów (we wcześniejszych koncepcjach stanowiąca integralną część jednostki branisko-pienińskiej budującej najwyższe szczyty Pienin właściwych) miałaby stanowić olistolit w obrębie płaszczowiny magurskiej, a jej basen sedymentacyjny według Golonki i in. (2018) był położony na północ od grzbietu czorsztyńskiego. Zarówno charakter i geneza olistolitów,



Basen magurski, formacje:

- 23 – z Kremnej; górny oligocen–dolny miocen
- 22 – magurska; eocen–oligocen
- 21 – szczawnicka; mastrycht–eocen
- 20 – hulińska i z Malinowej; alb–kampan

Basen Grajcarka, formacje:

- 19 – procka (z ogniwem brekcji z Milpoš); paleocen–dolny eocen
- 18 – z Hałuszowej i jarmucka; kampan–paleocen
- 17 – hulińska i łupków z Malinowej; alb–kampan
- 16 – wronińska; alb
- 15 – z Kapuśnicy; apt
- 14 – wapienia pienińskiego; tyton–barrem
- 13 – radiolarytów z Sokolicy i z Czajakowej; górny bajos–górny oksford
- 12 – z Opaleńca; górny bajos–dolny kelowej
- 11 – szlachtowska; górny aalen–górny bajos

Paleogen wewnątrzskałkowy, formacje:

- 25 – magurska; oligocen
- 24 – malcowska (ogniwo z Mniszka); górny eocen–dolny oligocen

Basen czorsztyński, formacje:

- 10 – jarmucka i brekcji gregoriańskiej maastrycht–dolny paleocen
- 9 – z Jaworek; cenoman–kampan
- 8 – z Chmielowej i z Pomiednika; alb
- 7 – wapieni łysańskich i spiskich; berrias–hoteryw
- 6 – wapieni dursztyńskich; dolny tyton–dolny berias
- 5 – wapienia czorsztyńskiego; górny bajos–górny tyton
- 4 – wapienia z Krupianki; górny bajos–baton
- 3 – wapienia ze Smolegowej; bajos
- 2 – łupków ze Skrzypnego; górny aalen–dolny bajos
- 1 – z Krempachów; pliensbach–górny aalen

Litologia:

- wapienie masywne
- wapienie krynoidowe
- wapienie z czertami
- wapienie bulaste
- wapienie margliste
- wapienie krzemionkowe
- wapienie detrytyczne
- łupki margliste
- łupki z konkrecjami
- radiolaryty
- piaskowce (osady fliszowe)
- zlepieńce
- olistolity
- sukcesja szaryskiej strefy przejściowej
- nasunięcia płaszczowinowe
- ześlizgi grawitacyjne

FIG. 36. Epizody tektoniczne na pograniczu pienińskiego pasa skałkowego i Karpat zewnętrznych oraz relacje pomiędzy basenem czorsztyńskim, Grajcarka, magurskim i centralnokarpackim (Jurewicz, 2018). Na przełomie kredy i paleogenu basen Grajcarka (przedalbski basen magurski) traci swoją autonomię, przesuwa się ku północy i staje się częścią basenu magurskiego; jednocześnie trwające na południu nasunięcia płaszczowinowe docierają do basenu magurskiego, czemu towarzyszy powstawanie olistolitów i fałdów spływowych. W eocenie basen magurski łączy się z basenem centralnokarpackim

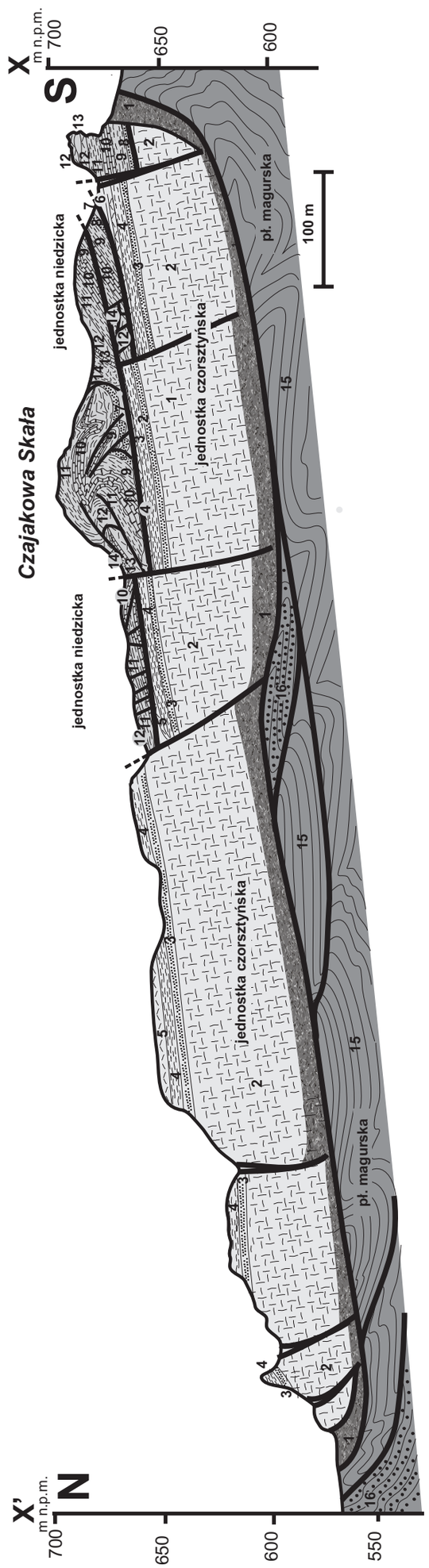


FIG. 37. Przekrój geologiczny przez blok Homoli–Białej Wody, złożony z jednostki czorsztyńskiej o charakterze płytowym i nasuniętej na nią jednostki niedzickiej tworzącej fałd Czajakowej Skały wg Birkenmajera (1979), zmieniony przez Jurewicz (1994, 2018); litostratygrafia wg Birkenmajera (1970, 1977) i Barskiego i in. (2012); (lokalizacja przekroju na fig. 35). Jednostka czorsztyńska, formacje: 1 – łupków ze Skrzypnego (górny aalen–dolny bajos); 2 – wapieni ze Smolegowej (dolny–górny bajos); 3 – wapienia z Krupianki (górny bajos); 4 – wapienia czorsztyńskiego (górny bajos–tyton); 5 – wapienia dursztyńskiego (górny tyton); 6 – z Pomiedznika (alb). Jednostka niedzicka: 7 – łupków ze Skrzypnego (górny aalen–dolny bajos); 8 – wapienia ze Smolegowej (dolny–górny bajos); 9 – wapienia z Krupianki (górny bajos); 10 – wapienia niedzickiego (górny bajos – kelowej); 11 – radiolarytów z Czajakowej (dolny–górny oksford); 12 – wapienia czorsztyńskiego (kimeryd–tyton); 13 – wapienia pienińskiego (walanżyn–barrem); 14 – z Kapuśnicy (apt–alb). Płaszczowina magurska: 15 – szlachtowska (aalen–bajos); 16 – jarmucka (mastrycht–paleocen)

jak i lokalizacja basenów sedymentacyjnych oraz wiek procesów fałdowych prezentowanych w wyżej wymienionych pracach były przedmiotem dyskusji (Plašienka i in., 2017; Jurewicz i in., 2021). Wydaje się mało prawdopodobne, aby nasunięta na jednostkę czorsztyńską *s.l.* jednostka branisko-pienińska budująca Pieniny właściwe oraz pochodząca z obszaru położonego na północ od niego sukcesja Zawiasów znalazły się w jednym ciągu skałek.

Problem ruchów płaszczowinowych w miocenie

W 2005 r. w okolicach Starej Lubowni we wschodniej Słowacji Oszczypko i in. (2005b) odkryli w przypienińskiej części sukcesji magurskiej dolnomioceńskie utwory zaliczone do formacji z Kremnej (fig. 36). W późniejszych latach Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2010, 2014) stwierdzili obecność formacji z Kremnej także w rejonie Małych Pienin, w jednostce Grajcarka, oraz wewnątrz pasa skałkowego, gdzie – zdaniem autorów – odsłania się w oknach tektonicznych. Według koncepcji Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2014) oraz Oszczypko i in. (2020) mioceńska formacja z Kremnej stanowi najmłodsze osady jednostki Grajcarka oraz zajmuje najniższą pozycję strukturalną względem jednostek pasa skałkowego, co implikuje wczesnomioceński wiek fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym. Mające miejsce na przełomie kredy i paleogenu w pasie skałkowym procesy fałdowo-płaszczowinowe są dobrze udokumentowane przez synorogeniczną formację jarmucką, zawierającą okruchy pochodzące z różnych jednostek pasa skałkowego (Birkenmajer, 1979, 1986) oraz olistolity (m.in. blok Homoli: Jurewicz, 1994, 1997, 2018). Postulowany przez ww. autorów młody wiek nasunięć płaszczowinowych kłóci się z zapisem zdarzeń w paleogenie centralnokarpackim, z którym pas skałkowy kontaktuje tektonicznie od południa i którego miąższość obecnie wynosi ok. 3,5–4 km, a wcześniej mogła sięgać 6,5–7,5 km (Środoń i in., 2006). Osady paleogenu mają charakter postorogeniczny, leżą niezgodnie na sfałdowanych i częściowo zerodowanych jednostkach płaszczowinowych Tatr, i trudno sobie wyobrazić (chociażby z powodu ich bliskości), skąd miałyby pochodzić jednostki pasa skałkowego: spod czy z ponad tego fliszu, oraz dlaczego ruchy odpowiedzialne za nasunięcia horyzontalne w pasie skałkowym nie zaznaczyły się w paleogeńskim fliszu centralnokarpackim. Jest on co prawda sfałdowany w bezpośrednim sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego (Mastella, 1975), ale deformacje te są związane z kilkukilometrowym zrzutem na uskoku podhalańskim (zob. podrozdział 6.4.2) wynikającym z nierównomiernego dźwigania masywu Tatr w neogenie (większego na południu) i jego rotacji o ok. 40° (Jurewicz, 2005). Początek tego ruchu zaznaczył się już w trakcie sedymentacji (Kohút, Sherlock, 2003), tj. jeszcze w paleogenie, co tym bardziej wyklucza późniejsze ruchy poziome. Zrzut ten jest odpowiedzialny za uformowanie się niecki podhalańskiej i deformacje o charakterze fałdów wleczeniowych (strefy fleksur przypienińskich; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988, podrozdział 6.4.2) oraz wynikających z grawitacyjnego zsunięcia się i dociśnięcia fliszu do przypienińskiego uskoku podhalańskiego. W początkowej fazie ewolucji basenu centralnokarpackiego pieniński pas skałkowy stanowił podmorski grzbiet podlegający erozji i będący źródłem materiału klastycznego w trakcie sedymentacji warstw szaflarskich i zakopiańskich (Gedl, 2000). Później zapewne sam stał się obszarem depozycji, stanowiąc strefę przejściową między fliszem centralno- i zewnątrzkarpackim. Obecnie jego pozostałości można obserwować w formie niewielkich płatów sfałdowanych w szerokopromienne synkliny i stanowiących dodatnie formy morfologiczne. Przez Horwitza (1935) był określany jako flisz wewnątrzskałkowy, a przez Birkenmajera (1970, 1977, 1986) – jako autochtoniczny paleogen magurski i nazywany również młodszą osłoną (starszą – stanowiła synorogeniczna formacja jarmucka; *op. cit.*).

Podsumowując – w obrębie fiszu centralnokarpackiego nie ma struktur wskazujących na ruchy nasuwcze w bezpośrednim jego sąsiedztwie, które mogłyby mieć miejsce w miocenie: brakuje zarówno przestrzeni, jak i czasu (por. Jurewicz, 2018, 2022). Bardziej prawdopodobna wydaje się być koncepcja, że osady autochtonicznego paleogenu magurskiego leżące niezgodnie na jednostkach pasa skałkowego sięgają aż po (?)najniższy miocen, obejmując m.in. także formację z Kremnej. Jej obecność na terenie pasa skałkowego wymaga dalszych prac, gdyż w toku badań w ramach aktualizacji SMGP nie potwierdzono jej obecności (Jugowiec i in., 2025).

„Czarny flisz": jurajski czy kredowy?

Zupełnie odrębny wątek związany ze sporami wokół pasa skałkowego dotyczy datowania „czarnego fliszu" opisanego przez Horwitza (1926) oraz Horwitza i Rabowskiego (1930) jako „czarna kreda", a którego wiek na podstawie amonitów i ślimaków został określony przez Andrusova (1929) na środkową jurę. Są to czarne łupki z wkładkami mułowców i cienkoławicowych piaskowców muskowitowych uziarnionych frakcjonalnie. Birkenmajer (1953) nazwał te osady „aalenem fliszowym" i ich występowanie wiązał początkowo z sukcesją braniską, a później również z sukcesją Grajcarka, nadając im formalną nazwę „formacja szlachtowska" (Birkenmajer, 1977). W międzyczasie ożyły koncepcje kredowego wieku „czar-

nego fliszu" (Blaicher, Sikora, 1969, 1972) w nawiązaniu do „sukcesji hulińskiej". Później wiek „czarnego fliszu" był wielokrotnie obiektem badań stratygraficznych wykorzystujących różne taksony, które potwierdzały jurajski wiek formacji szlachtowskiej (Birkenmajer, Pazdro, 1968; Błaszyk, 1968; Birkenmajer, Myczyński, 1977; Krawczyk, Słomka, 1986). Koncepcja kredowego wieku powróciła ponownie w pracach Oszczypko i in. (2004, 2008). Dzięki kolejnym opracowaniom szybko została zaniechana (Birkenmajer i in., 2008; Gedl, 2008a, b, c; Barski i in., 2010). Efektem ubocznym doprecyzowania górnego zasięgu formacji szlachtowskiej aż po późny bajos było wyeliminowanie jej z sukcesji pienińskiego pasa skałkowego, tj. z jednostki braniskiej, gdzie w tym czasie trwała sedymentacja węglanowa, co pozwoliło na ostateczne powiązanie jej z sukcesją Grajcarka (Barski i in., 2012). Wątek wieku „czarnego fliszu" jest szczegółowo omówiony przez Wierzbowskiego (2026) w tomie 1 „Stratygrafia".

Paleomagnetyzm i rotacje tektoniczne w Karpatach

Odrębna grupa kontrowersji dotyczy potencjalnego ruchu terranów i związaną z nim możliwością rotacji Karpat centralnych względem Karpat zewnętrznych, która mogła mieć miejsce między wczesnym a środkowym miocenem. Według starszych danych paleomagnetycznych (Baženov i in., 1981) w tym okresie nastąpił obrót Karpat centralnych w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara w stosunku do Karpat zewnętrznych o 65°, co zdaniem tych autorów powinno spowodować lewoskrętne przesunięcie o co najmniej kilkadziesiąt kilometrów wzdłuż północnej granicy PPS (Birkenmajer, 1985). Koncepcja rotacji Karpat centralnych względem zewnętrznych w ujęciu K. Birkenmajera (*op. cit.*) może mieć jednak obecnie znaczenie jedynie historyczne. Przede wszystkim rezultaty badań paleomagnetycznych Baženova i in. (1981) nie spełniają obecnie wymaganych kryteriów wiarygodności zarówno pod względem stosowanych metod statystycznych, jak i laboratoryjnych (Márton i in., 2013). W szczególności rezultaty uzyskane z polskiej części pienińskiego pasa skałkowego trudno uznać za znaczące. Liczne dane paleomagnetyczne opublikowane w ostatnich latach wskazują, że blok Karpat centralnych i wewnętrznych uległ rotacji przeciwnej do ruchu wskazówek zegara (ang. *counter-clockwise*) w dwóch epizodach, między 18,5–17,5 mln i 16,5–14,5 mln lat temu (Márton i in., 1999, 2016). Kąt rotacji wynosił ok. 50–60°. W rotacji uczestniczyły także jednostki pienińskiego pasa skałkowego oraz płaszczowiny Karpat zewnętrznych (Márton i in., 2009), jednak wielkość rotacji w paśmie fliszowym oraz pienińskim pasie skałkowym (Márton i in., 2013) była bardziej zróżnicowana, większa w zachodniej części i mniejsza we wschodniej. Lokalne rotacje tektoniczne miały miejsce również po środkowym i późnym miocenie, czego dowodem są zrotowane deklinacje kierunków paleomagnetycznych w andezytach pienińskich (Márton i in., 2004) oraz wypełnieniu basenu orawsko-nowotarskiego (Tokarski i in., 2016).

Kierunki paleomagnetyczne uzyskane ze skał mezozoicznych w Karpatach centralnych i pienińskim pasie skałkowym o wieku starszym niż późna kreda (np. Grabowski i in., 2008) wykazują w większości zupełnie odmienne trendy, wskazujące na znaczną rotację o zwrocie zgodnym z ruchem wskazówek zegara *(*ang. *clockwise*), która miała miejsce w późnej kredzie, pomiędzy końcową fazą ruchów płaszczowinowych a powstaniem basenów gozawskich (Grabowski, Nemčok, 1999; Grabowski, 2000, 2005; Márton i in., 2020). Również skały kredowe w pasmie fliszowym nie wykazują tak znacznych rotacji typu *counter-clockwise*, charakterystycznych dla sukcesji kenozoicznych (Grabowski i in., 2006; Szaniawski i in., 2013).

Kluczowy problem w badaniach paleomagnetycznych leży w korelacji danych paleomagnetycznych z analizą strukturalną oraz w wyjaśnieniu problemu kompensacji przestrzennej ruchu wynikającego z tak dużych kątów rotacji (Márton, Fodor, 1995; Kovač, Márton, 1998), a także lokalizacji strefy ruchu. Stąd też, wielkoskalowe rotacje postulowane przez paleomagnetyków nie zawsze spotykają się z powszechną akceptacją (np. Szaniawski i in., 2013, 2020).

6.3.2.4. Ewolucja pienińskiego pasa skałkowego w późnej kredzie, paleogenie i neogenie

Edyta Jurewicz

Dla pełnego zrozumienia tego etapu ewolucji pienińskiego pasa skałkowego należy prześledzić wydarzenia, które miały miejsce u schyłku sedymentacji oraz na początku ruchów tektonicznych, prowadzące do uformowania się płaszczowinowej budowy pasa skałkowego. Jednym z nich było zastąpienie sedymentacji pelagicznej przez fliszową, co miało miejsce w koniaku i wiązało się z fałdowaniami i nasunięciami płaszczowinowymi w położonej na południu strefie tatrzańsko-fatrzańskiej (Nemčok, Nemčok, 1994; Plašienka, 2003a, b; Froitzheim i in., 2008). Główny składnik fliszu określanego jako preorogeniczny, a nazywanego fliszem sromowieckim (formacja sromowiecka, fig. 33), stanowił materiał pochodzący z nowo formowanej na południu pryzmy akrecyjnej, więc można w nim znaleźć skały egzotyczne względem pasa skałkowego (Birkenmajer, 1977). Widać to dobrze na przykładzie żwirowca z Bukowin stanowiącego ogniwo formacji sromowieckiej (fig. 33), w którym można znaleźć otoczaki dolomitów pochodzących prawdopodobnie z triasu tatrzańskiego czy też skały krystaliczne. Pierwsze okruchy będące efektem niszczenia jednostek pasa skałkowego pojawiły się w santonie i mastrychcie w formacji jarmuckiej (jarmucko-prockiej – sięgającej aż po eocen (np. Mišik i in., 1991; Oszczypko i in., 2005; Oszczypko, 2006a; fig. 33)) mającej charakter fliszu synorogenicznego (Birkenmajer, 1970, 1976, 1977, 1986). Dokumentują one moment rozpoczęcia ruchów fałdowo-płaszczowinowych w pasie skałkowym, a można je spotkać w spągu nasunięcia jednostki branisko-pienińskiej na czorsztyńską (brekcja gregoriańska, np. Nemčok i in., 1989; Plašienka, 2012a, b). Ruchy tektoniczne mające miejsce u schyłku kredy i w początkach paleocenu, określane jako „młodosubhercyńskie" i „laramijskie" (Birkenmajer, 1979, 1986), spowodowały rozbicie uwarunkowanych strukturalnie stref sedymentacyjnych i związanych z nimi sukcesji na poszczególne jednostki płaszczowinowe. Fałdowania i nasunięcia postępowały stopniowo z południa, gdzie rozpoczęły się w koniaku (Scheibner, 1968b; Birkenmajer, 1970, 1974) i były kontynuowane aż po późny paleocen, tj. do zakończenia sedymentacji formacji jarmuckiej w przyskałkowej części basenu magurskiego (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Dudziak, 1991). U czoła jednostki czorsztyńskiej można spotkać różnej wielkości olistolity, bloki i klasty pochodzące z różnych jednostek pasa skałkowego oraz spoza niego (np. blok bazaltu w Białej Wodzie (Birkenmajer, 1970; Birkenmajer, Pécskay, 2000b; por. Birkenmajer, Wieser, 1990). Wchodzą one w skład „dzikiego fliszu", w którym pojawiają się ślady podwodnych osuwisk i spływów grawitacyjnych (Jurewicz, 1997, 2018). W miarę oddalania się na północ od jednostek skałkowych zlepieńce i żwirowce (zlepieniec z Czarnej Wody) są zastępowane przez osady fliszowe, przechodząc stopniowo w formację szczawnicką należącą do płaszczowiny magurskiej (fig. 15). Formacja jarmucka pojawia się nie tylko na przedpolu i w spągu jednostki czorsztyńskiej, ale również w oknach tektonicznych pomiędzy jednostkami skałkowymi. Większość takich stanowisk, gdzie spod jednostek pasa skałkowego odsłania się flisz jarmucki oraz starsze osady powstałe w perypienińskim basenie Grajcarka, znajduje się na terenie Małych Pienin i świadczy o znacznej amplitudzie przemieszczeń grawitacyjnych.

Jednym z ważniejszych miejsc pokazujących płaszczowinową budowę pienińskiego pasa skałkowego jest położony w rejonie Jaworek blok Homoli, w którym, dzięki głębokiemu rozcięciu przez Wąwóz Homole, można obserwować obalony fałd Czajakowej Skały. Fałd ten, złożony ze skał należących do jednostki niedzickiej, jest nasunięty na płasko położoną jednostkę czorsztyńską (fig. 37). We wcześniejszych koncepcjach obszar ten był uznawany za relikt późnokredowych struktur związanych z fazą „młodosubhercyńską" (Birkenmajer, 1970, 1979, 1986). Główną przyczyną takiego nietypowego dla pienińskiego pasa skałkowego zachowania miała być obecność podłoża krystalicznego zapewniającego blokowi Homoli sztywność i ochronę przed późniejszymi deformacjami. Według tej koncepcji sukcesja czorsztyńska miała mieć charakter autochtoniczny (na podobieństwo autochtonu wierchowego w Tatrach) i powstać na skorupie kontynentalnej budującej grzbiet czorsztyński. W świetle późniejszych badań jednostka czorsztyńska już na etapie fałdowań późnokredowych oderwała się od swojego podłoża, gdyż w jej spągu, pod miąższym kompleksem wapieni znajdowały się podatne łupki i margle, na północy był położony głęboki zbiornik magurski, a na południu świeżo uformowana pryzma akrecyjna (Jurewicz, 1994, 1997, 2005). Zarówno sytuacja geotektoniczna, jak i stosunki hipsometryczne sprzyjały spływom grawitacyjnym, wskutek których najpierw jednostka niedzicka zsunęła się z południa na „autochton" czorsztyński, formując podparty uskokiem fałd Czajakowej Skały, a później cały kompleks ześlizgnął się do położonego na północy basenu magurskiego w charakterze megaolistolitu (fig. 38). To właśnie wyjście poza strefę najsilniejszych deformacji, jakie są wiązane z pienińskim pasem skałkowym i „pływanie" na miękkiej poduszce osadów fliszowych w basenie magurskim zagwarantowało zachowanie się „przedeoceńskich struktur fałdowych" w charakterze reliktu (por. Birkenmajer, 1970; Jurewicz, 1997).

Ten w miarę prosty obraz budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego komplikuje obecność tzw. łuski maruszyńskiej (Birkenmajer, 1986 i literatura cytowana). Składają się na nią osady sukcesji myjawskiej, która lokalnie pojawia się przy południowej granicy pasa skałkowego (np. Köhler i in., 1993). Ewenement tej sukcesji polega na tym, że w jej profilu można obserwować ciągłe przejście od koniaku aż po oligocen (w łusce maruszyńskiej – od górnej kredy po dolny paleogen; Birkenmajer, Jednorowska, 1983; Birkenmajer, 1986; Dudziak, 1990; Kostka, 1993) i nie zarejestrowały się w nim późnokredowe fałdowania. Ta sytuacja wpisuje się w koncepcję Rakúsa i Marschalko (1997) dotyczącą strefy przesuwczej między blokiem Karpat centralnych a pienińskim pasem skałkowym, aktywnej od albu po paleogen. Wskutek tego ruchu mógł powstać basen o charakterze *pull-apartu*, a w nim taka sekwencja osadów (Jurewicz, 2005).

6

Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

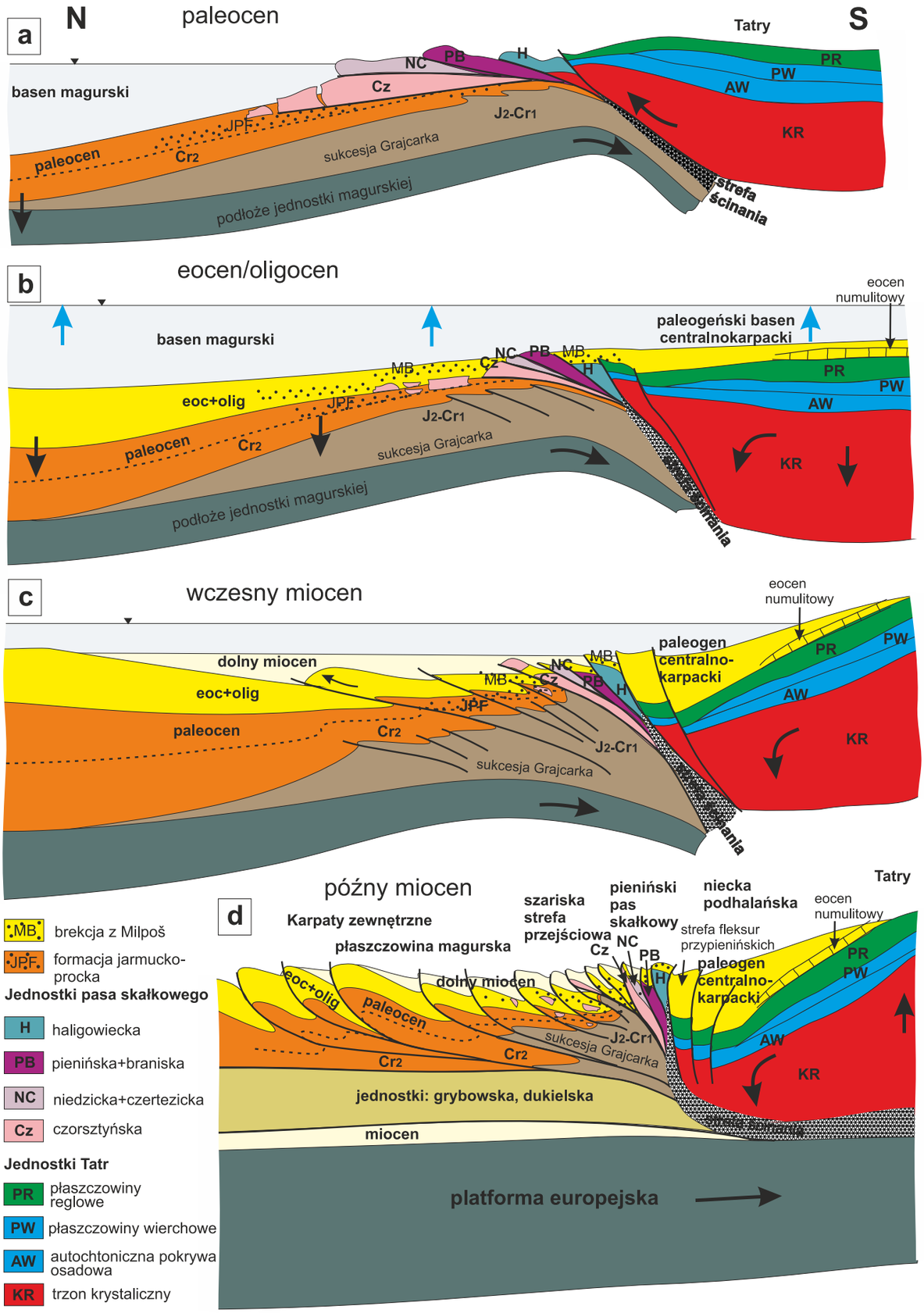


FIG. 38. Etapy rozwoju tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego i obszarów przyległych w paleogenie i neogenie (wg Jurewicz, 2018).
J2 – jura środkowa; Cr1(2) – kreda dolna (górna)

We wczesnym paleogenie pieniński pas skałkowy stanowił południowy brzeg basenu Karpat zewnętrznych, będąc dla niego jednym ze źródeł materiału detrytycznego zasilającego strefę przypienińską basenu magurskiego (brekcja z Milpoš; Plašienka i in., 2012). W trakcie paleoceńsko-eoceńskiego maksimum termicznego (Storey i in., 2007; Haynes, Hönisch, 2020) i związanego z nim podniesienia poziomu światowego oceanu (Soták, Starek, 1999) na obszar tatrzańsko-fatrzański wkroczyło morze i w ten sposób powstał centralnokarpacki basen paleogeński (Marschalko, 1968; Jacko, Janočko, 2000), który wg Tari i in. (1993) oraz Kazmer i in. (2003) miał charakter basenu przedłukowego związanego z subdukcją platformy europejskiej pod blok Karpat centralnych (fig. 38). Sedymentacja w nim rozpoczęła się zlepieńcami i osadami o charakterze wapieni numulitowych (formacja z Borowego lub borowiecka), ang. *Borove Formation* (Gross i in., 1984, Janočko, Jacko, 1999; zob. fig. 42 w podrozdziale 6.4.2.). Wkrótce doszło do zalania pienińskiego pasa skałkowego i połączenia wód basenu centralnokarpackiego z basenem Karpat zewnętrznych (np. Książkiewicz, Leško, 1959), czego śladem były transgresywne osady na jednostce haligowieckiej, znane jako zlepieńce sułowskie (Janočko, Jacko, 1999; Plašienka, 2011). W morfologii dna basenu pas skałkowy stanowił zapewne wyniesienie (Birkenmajer, 1986), z którego mogły obrywać się olistolity (Jurewicz, 1997, 2005, 2018) i sypać materiał detrytyczny do położonego na północy głębokiego basenu magurskiego (brekcja z Milpoš; Plašienka i in., 2012, 2016). Pas skałkowy stanowił także źródło materiału klastycznego warstw szaflarskich w basenie centralnokarpackim (Gedl, 2000; fig. 38). Stopniowo ulegał on degradacji i pogrążeniu, stając się obszarem depozycji osadów o charakterze fliszowym, które przez Horwitza (1935) były określane jako flisz wewnątrzskałkowy, a przez Birkenmajera (1970, 1977, 1986) jako autochtoniczny paleogen magurski i nazywany również młodszą osłoną (starszą – stanowiła synorogeniczna formacja jarmucka; *op. cit.*). Autochtoniczny paleogen magurski w trakcie fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w Karpatach zewnętrznych, tj. w miocenie, został sfałdowany w łagodne szerokopromienne synkliny stanowiące pozytywne formy morfologiczne (Birkenmajer, 1970, 1986). Mioceńskie fałdowania i nasunięcia płaszczowinowe w Karpatach zewnętrznych w połączeniu z aktywnością uskoku podhalańskiego oraz inwersją całego orogenu karpackiego spowodowały kolejne rozbicie pienińskiego pasa skałkowego na bloki o stromych położeniach warstw.

Na strukturę pasa skałkowego znaczny wpływ miał uskok podhalański, oddzielający go od położonego na południu bloku tatrzańskiego, na którym w neogenie wskutek rotacyjnego wypiętrzenia Tatr uformowało się synklinorium podhalańskie. Amplituda przemieszczenia na uskoku podhalańskim sięgająca 4–6 km sprawiła, że we fliszu powstała tzw. strefa fleksur przypienińskich (Mastella, 1975), w której warstwy przyjmują strome, a nawet odwrócone położenia zob. fig. 41–43 w rozdz. 6.4.2.). W północnym skrzydle tego uskoku, tj. w pasie skałkowym, w którego budowie biorą udział skały mniej podatne od fliszu, proces ciągnienia przyuskokowego w połączeniu z fałdowaniami w Karpatach zewnętrznych również doprowadził do stromych i odwróconych położeń warstw. Równocześnie z przemieszczeniami na uskoku podhalańskim doszło do kontrakcji pasa skałkowego i powstania uskoków podłużnych (Birkenmajer, 1986).

Oprócz uskoków podłużnych, których genezę Birkenmajer (1986) łączył z wczesnomioceńską „fazą sawską", na geometrię pasa skałkowego miały wpływ uskoki poprzeczne wiązane ze środkowym miocenem i „fazą styryjską", zdominowane przez zespół o przebiegu NNW–SSE. Są wśród nich uskok Krowiarek (orawski) ograniczający blok Tatr od zachodu; uskok Czarnego Dunajca, wzdłuż którego pas skałkowy w zachodnim skrzydle chowa się pod osadami neogeńskimi; uskoki Białki, Dunajca (fig. 14, 35), a dalej ku wschodowi – Rieki, Popradu i Udola, gdzie pas skałkowy zmienia bieg z równoleżnikowego na WNW–ESE wskutek przemieszczeń na tych uskokach. W tej części zaznacza się prawoprzesuwczy charakter tych uskoków, odpowiedzialnych za sigmoidalne podgięcia warstw widoczne w obrębie pasa (Plašienka, 2012; Jurewicz, 2018). Obecność uskoków prawoskrętnych jest związana z przesuwczym reżimem tektonicznym w podłożu Karpat, tj. w platformie epiwaryscyjskiej, które są równoległe do jej krawędzi, czyli strefy Teisseyre'a-Tornquista (np. Dadlez i in., 1995). Wzdłuż tych uskoków były rejestrowane trzęsienia ziemi (Wiejacz, 1994; Guterch, 2005; Wiejacz, Dębski, 2009). Uskokiem o najbardziej zauważalnym wpływie na allochton karpacki jest uskok nazwany przez Birkenmajera (1979) uskokiem Dunajca, który przesuwa północną granicę pasa we wschodnim skrzydle o ok. 700 m ku S. Uskok ten stanowi przedłużenie strefy tektonicznej Kraków–Myszków, tj. granicy między blokiem małopolskim i górnośląskim (Żaba, 1996, Buła i in., 1997; Jurewicz, 2005, 2018; Nejbert i in., 2012). Uskok ten jest również odpowiedzialny za obniżenie podłoża platformowego w spągu płaszczowiny magurskiej, które przy kontakcie z pasem skałkowym jest położone na głębokości ok. 3,2 km p.p.m. po zachodniej stronie uskoku, a po wschodniej obniża się do ok. 7 km p.p.m. (Żuchiewicz, Oszczypko, 2008; Jurewicz, 2018). Tendencja obniżania się podłoża ku wschodowi jest widoczna na kolejnych uskokach o równoległym przebiegu.

Z towarzyszącymi strefie tektonicznej Kraków–Myszków (Kraków–Lubliniec) uskokami opierzającymi (Jurewicz, 2005, Nejbert i in., 2012) są związane dajki andezytowe (Wżar, Bryjarka, Jarmuta, Krupianka – Małkowski, 1921, 1958, Birkenmajer, 1996; Birkenmajer, Wieser, 1990; Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Mają one przebieg w przybliżeniu równoległy do biegu pasa skałkowego i są poprzemieszczane przez uskoki poprzeczne. Tylko jedna, najmłodsza żyła położona na górze Wżar ma bieg zgodny z uskokiem poprzecznym (Birkenmajer, 1979). Intruzje andezytowe są skutkiem dekompresji odpowiedzialnej za podniesienie magmy (Pin i in., 2004; Seghedi i in., 2004), a spowodowanej *pull-apartem* ekstensyjnym związanym z aktywnością wzdłuż wspomnianego wyżej uskoku prawoprzesuwczego o biegu NW–SE, korelowanego ze strefą Kraków–Myszków (Nejbert i in., 2012). Wcześniej powstanie andezytów było wiązane z tzw. Pienińską Linią Andezytową o biegu WNW–ESE, przecinającą skośnie pas skałkowy, którą łączono z uskokiem Odry (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Birkenmajer, 2003). Wbrew nazwie andezyty pienińskie nie występują w pasie skałkowym, lecz w obrębie płaszczowiny magurskiej lub w szariskiej strefie przejściowej (Jurewicz, 2018), wcześniej nazywanej „jednostką" Grajcarka. W podobnym kontekście geotektonicznym i położeniu względem pienińskiego pasa skałkowego występują intruzje andezytów i bazaltów na Morawach, gdzie również są związane z uskokiem prawoprzesuwczym o biegu NW–SE i są ulokowane na przedpolu pasa skałkowego (Nejbert i in., 2012).

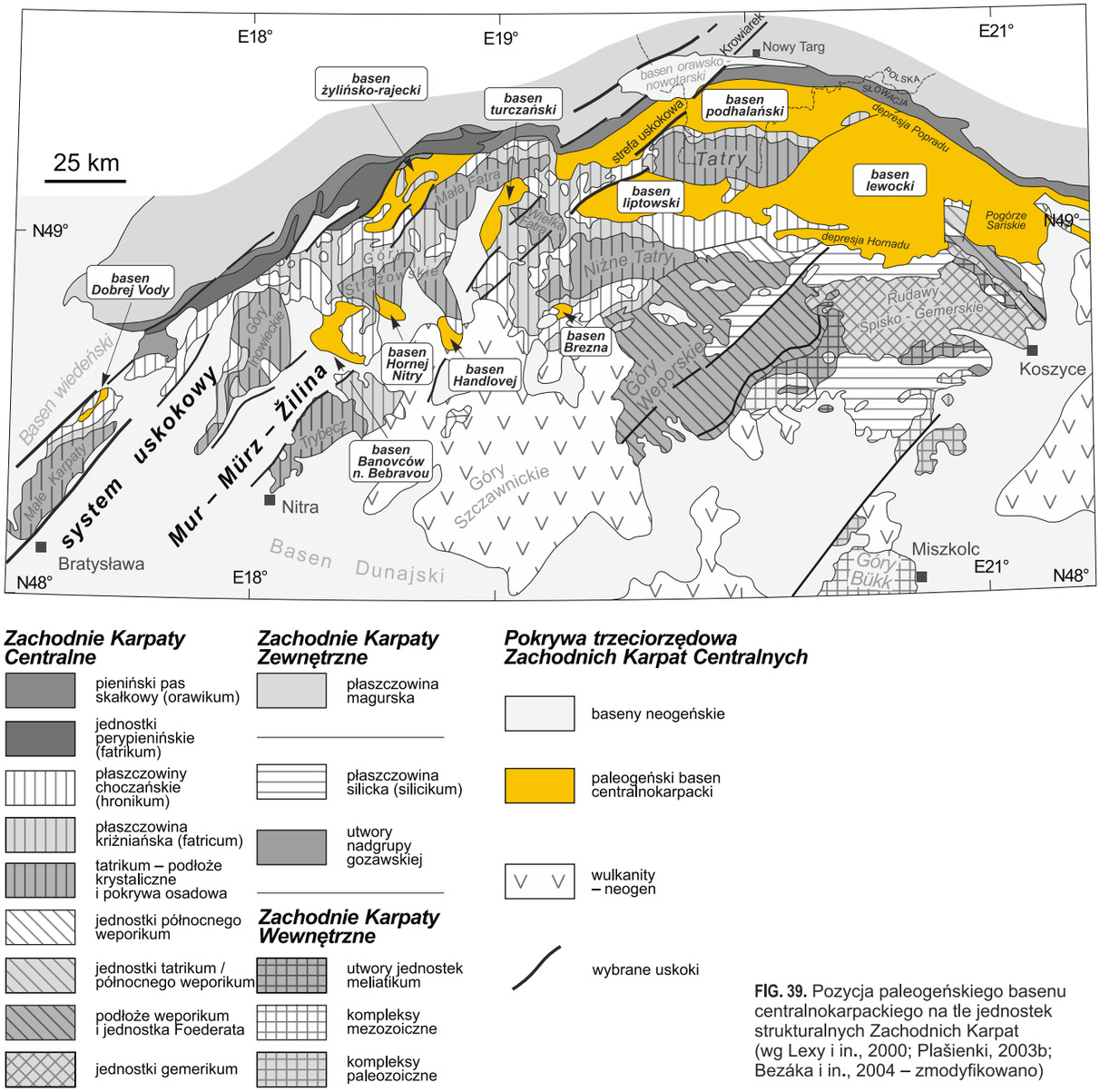
Andezyty występują w formie dajek, których kolejne generacje to andezyty plagioklazowo-amfibolowe, magnetytowe i amfibolowo-augitowe (Małkowski, 1921, 1958; Birkenmajer, 1979). Magmatyzm andezytowy w rejonie pasa skałkowego od strony geochemicznej i sytuacji geotektonicznej ma charakter przejściowy między prowincją karpacko-panońską a centralnoeuropejską (Nejbert i in., 2012). Skład chemiczny andezytów jest porównywalny z wapniowo-alkalicznymi wulkanitami w obszarze Karpat: od bogatych w glin bazaltów, poprzez andezyty bazaltowe do andezytów (Pin i in., 2004; Seghedi i in., 2004; Pecskay i in., 2006; Lexa i in., 2010). Datowanie metodą K-Ar wykazało, że aktywność magmowa miała miejsce w przedziale 13,5–10,8 mln lat (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Datowania U-Pb cyrkonów przeprowadzone za pomocą ablacji laserowej dla andezytów Bryjarki i Jarmuty wykazały wiek 11,2–11,1 mln lat (Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016). Starsze dajki o rozciągłości równoległej do pasa skałkowego (Krupianka, Jarmuta, Bryjarka i starsze dajki na Wżarze), a korelowane przez Birkenmajera (1986) z fazą sawską, zastygały nie osiągnąwszy powierzchni. Jedynie powstanie najmłodszej żyły andezytowej na Górze Wżar o orientacji południkowej mogło mieć charakter eksplozywny. Świadczy o tym obecność licznych pęcherzyków gazowych oraz brekcji złożonych z andezytów i skał osadowych.

6.4. POSTOROGENICZNY BASEN PALEOGEŃSKI KARPAT CENTRALNYCH

Mirosław Ludwiniak

Sfałdowane i ponasuwane na siebie w późnej kredzie utwory mezozoiczne Centralnych Karpat Zachodnich zostały przykryte senońsko-kenozoicznym kompleksem osadowym (patrz: poprzedni rozdz.) i wulkanitami. Po ustaniu późnolutecko-bartońskiej (środkowoeoceńskiej) kompresji i przerwie w sedymentacji, na podłożu zbudowanym z jednostek Centralnych Karpat Zachodnich rozwinął się nowy basen typu *fore-arc* – paleogeński basen centralnokarpacki (*Central Carpathian Paleogene Basin*; m.in. Soták i in., 2001; Gross, 2008; Kováč i in., 2016).

Utwory jego współcześnie zachowanej części o powierzchni ok. 9000 km^2 stanowią wypełnienie obniżeń między wyniesionymi masywami zachodniej i środkowej części Zachodnich Karpat Centralnych (fig. 39). Ciągły pas wychodni utworów paleogeńskich biegnie równoleżnikowo od miejscowości Terchová w środkowej po rejon Humennego we wschodniej części Słowacji (Lexa i in., 2000). Na zachód od głównego pasa wychodni utwory paleogenu centralnokarpackiego występują w obrębie izolowanych subbasenów: żylińsko-rajeckiego, turczańskiego, Hornej Nitry, Bánovców n. Bebravou, Handlovej, na południe zaś w rejonie Brezna (Lexa i in., 2000). W części wschodniej pas utworów paleogenu centralnokarpackiego znajduje swoją kontynuację w postaci izolowanych wychodni w rejonie Perečina w zachodniej części Ukrainy (Jankowski i in., 2004). W swojej głównej, najbardziej rozległej centralnej części paleogeński basen centralnokarpacki dzieli się na trzy części: basen podhalański, basen liptowski i basen lewocki *sensu lato* (tj. obejmujący również depresje Hornadu i Popradu oraz Pogórze Szaryskie; słow. Šarišskie) (fig. 39). Użyty tutaj termin „basen podhalański" odnosi się do części paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego leżącej na obszarze Orawy, Podhala i północno-zachodniego Spiszu. Użycie terminu „basen orawski" *sensu* Soták i in. (2001) na określenie leżącej na obszarze Słowacji orawskiej części paleogenu centralnokarpackiego mogłoby być mylące. Nazwa ta jest bowiem używana w literaturze w odniesieniu



Zachodnie Karpaty Centralne

- pieniński pas skałkowy (orawikum)
- jednostki perypieniński (fatrikum)
- płaszczowiny choczańskie (hronikum)
- płaszczowina krížniańska (fatricum)
- tatrikum – podłoże krystaliczne i pokrywa osadowa
- jednostki północnego weporikum
- jednostki tatrikum / północnego weporikum
- podłoże weporikum i jednostka Foederata
- jednostki gemerikum

Zachodnie Karpaty Zewnętrzne

- płaszczowina magurska
- płaszczowina silicka (silicikum)
- utwory nadgrupy gozawskiej

Zachodnie Karpaty Wewnętrzne

- utwory jednostek meliatikum
- kompleksy mezozoiczne
- kompleksy paleozoiczne

Pokrywa trzeciorzędowa Zachodnich Karpat Centralnych

- baseny neogeńskie
- paleogeński basen centralnokarpacki
- wulkanity – neogen
- wybrane uskoki

FIG. 39. Pozycja paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego na tle jednostek strukturalnych Zachodnich Karpat (wg Lexy i in., 2000; Plašienki, 2003b; Bezáka i in., 2004 – zmodyfikowano)

do śródgórskiego, neogeńskiego basenu leżącego na pograniczu Polski i Słowacji (patrz: m.in. Łoziński i in., 2017; Ludwiniak i in., 2019) (zob. też rozdz. 6.7).

6.4.1. Rozwój paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego

Po zakończonych w turonie ruchach nasuwczych płaszczowin fatrikum i hronikum w Zachodnich Karpatach Centralnych front deformacji przesuwał się stopniowo ku północy, obejmując z początkiem koniaku utwory basenu pienińskiego i docierając na przełomie późnej kredy i paleocenu do grzbietu czorsztyńskiego. Obszar Zachodnich Karpat centralnych ulegał w tym czasie wypiętrzaniu i erozji. Silnie speneplenizowany obszar Karpat centralnych i wciąż erodowany obszar pieniński stanowił rozległą przestrzeń akumulacyjną dla basenu paleogeńskiego (Marschalko, 1968). Podłoże przyszłego basenu paleogeńskiego stanowiły paleozoiczne skały krystaliczne Karpat centralnych wraz z ich mezozoiczną pokrywą osadową (fig. 14, 39).

Sedymentacja w paleogeńskim basenie Karpat centralnych zapoczątkowana została w trakcie środkowo-późnoeoceńskiej transgresji postępującej od strony zbiornika perytetydzkiego Karpat Zewnętrznych (Andrusov, Köhler, 1963) i trwała do najpóźniejszego oligocenu – wczesnego miocenu (m.in. Soták i in., 1996; Soták, Bebej, 1996; Gedl, 2000; Garecka, 2005). Sumaryczna miąższość zachowanej sukcesji osadowej paleogenu centralnokarpackiego sięga 4000 m (Watycha, 1976; Ludwiniak, 2010). Jej utwory zostały podzielone na szereg formacji należących do tzw. grupy podtatrzańskiej (Gross i in., 1984). Jej wyższą część określa się w polskiej literaturze mianem „fliszu podhalańskiego" (fig. 40). W jej spągowej części leżą bazalne zlepieńce i brekcje zawierające lokalny materiał z erodowanego masywu tatrzańskiego. Stanowią one wypełnienie zagłębień odziedziczonego reliefu podłoża, odmłodzonego w wyniku aktywności uskoków synsedymentacyjnych, związanej z ruchami bloków podłoża w reżimie ekstensyjnym (Passendorfer, 1958, 1959; Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969). W wyniku dalszej transgresji osadziły się płytkomorskie utwory rampy węglanowej. Wyżej nad nimi leżą margliste utwory powstałe już w priabonie (najpóźniejszy eocen) w głębszym zbiorniku. Występuje w nich jednak detrytus flory lądowej, co świadczy o bliskości erodowanego lądu, jak również o wciąż aktywnej tektonice blokowej (Głazek, Zastawniak, 1999; Machaniec i in., 2010; Dąbrowska, Jurewicz, 2013). Opisane wyżej utwory transgresywne oraz płytkomorskie utwory serii węglanowej wydzielono jako formację borowiecką (Gross i in., 1984; tzw. eocen numulitowy – Roniewicz, 1969; Bartholdy i in., 1999; fig. 40) o sumarycznej miąższości sięgającej ok. 500 m (Tomaszczyk i in., 2009). Na przełomie priabonu i rupelu (granica eocen/oligocen), wskutek eustatycznego podniesienia poziomu morza i prawdopodobnego pulsu subsydencji tektonicznej doszło do pogłębienia zbiornika i zmiany charakteru sedymentacji na głębokomorską (zbiegło się to w czasie z pulsem termicznym *terminal Eocene event* – Soták, 2010). Powstały osady turbidytowe fliszu proksymalnego o znacznym udziale materiału gruboklastycznego (warstwy szaflarskie; warstwy szambrońskie *sensu* Chmelík, 1957; fig. 40). Wyżej w profilu leżą drobnoklastyczne utwory z rzadkimi przeławiceniami piaskowców i łupków typu menilitowego (formacja huciańska; warstwy zakopiańskie – Gołąb, 1959; fig. 40). Kolejny etap sedymentacji reprezentują leżące wyżej utwory typowego fliszu – turbidyty o mniej więcej równych proporcjach piaskowców

i skał drobnoklastycznych (formacja zuberecka, warstwy chochołowskie; fig. 40). W obrębie tej formacji rozpoznano większość z ok. 30 poziomów tufitów, będących świadectwem ówczesnej aktywności wulkanicznej na obszarze wewnętrznej części Karpat Zachodnich (Roniewicz, Westwalewicz, 1974). Profil zamykają regresywne utwory formacji białopotockiej zbudowanej z masywnych piaskowców (akwitan – Garecka, 2005; jej odpowiednikiem są zachowane szczątkowo w polskiej części basenu warstwy ostryskie; fig. 40). W każdej z ww. formacji występują gruboklastyczne utwory stożków o bardzo zróżnicowanej miąższości wyodrębnione jako ogniwo pucowskie (Gross i in., 1982; fig. 40).

W sensie geotektonicznym historia paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego jest związana z akrecją złożonego terranu ALCAPA i jego dokowania do krawędzi płyty europejskiej. Basen ten uformował się w obrębie północnej, marginalnej części płyty ALCAPA nasuwającej się na subdukującą płytę północnoeuropejską (m.in. Royden, Baldi, 1988; Csontos i in., 1992; Kováč i in., 1993, 1998; Plašienka i in., 1997; Fodor i in., 1999; Zoetemeijer i in., 1999; Golonka i in., 2005). Jego powstanie można tłumaczyć warunkami ekstensji, która wywiązała się w obrębie górnej płyty w wyniku działania mechanizmu wstecznego odginania pogrążającej się pod nią płyty europejskiej (ang. *slab pull mechanism*). Jest on interpretowany jako basen przedłukowy (ang. *fore-arc basin*; Kázmér i in., 2003). Procesy związane z subdukcją były dodatkowo komplikowane ruchami prawoprzesuwczymi wzdłuż północnej granicy bloku Zachodnich Karpat centralnych, związanymi z rotacją płyty ALCAPA w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara i jej ekstruzją w kierunku północno-wschodnim (m.in. Ratschbacher i in., 1991; Márton i in., 1999, 2016). W środkowym–późnym miocenie miał miejsce początek wypiętrzania i ekshumacji paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego (14–6 mln lat – Anczkiewicz i in., 2013). Wskutek tego doszło do usunięcia górnych partii profilu wypełniających go utworów. Miąższość usuniętych utworów jest szacowana na <3 km w zachodniej do >7 km we wschodniej części basenu podhalańskiego (Anczkiewicz i in., 2005; Środoń i in., 2006) lub odpowiednio 2 do 5 km (Anczkiewicz i in., 2013).

6.4.2. Tektonika paleogenu centralnokarpackiego. Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie

Utwory paleogeńskiego basenu Karpat centralnych są zdeformowane tektonicznie w umiarkowanym stopniu (Mastella, 1975; Mastella, Ozimkowski, 1979). Strefy silniejszych deformacji są związane przede wszystkim z dużymi strefami uskokowymi, głęboko zakorzenionymi w podłożu utworów paleogeńskich (m.in. Soták, Janočko, 2001; Ludwiniak i in., 2019).

Leżący w granicach Polski, wysunięty najbardziej ku północy środkowy sektor paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego ma formę asymetrycznego synklinorium, określanego jako synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie, o szerokości kilkunastu kilometrów (Halicki, 1963; Ozimkowski, 1991; Ludwiniak i in., 2019). Jego północną granicę stanowi kontakt tektoniczny z pienińskim pasem skałkowym (Uhlig, 1897, 1903). W części południowej utwory paleogenu kontaktują sedymentacyjnie z utworami jednostek reglowych, a lokalnie leżą na utworach krystaliniku tatrzańskiego (m.in. Kuźniar, 1910; Limanowski, 1910; Roniewicz, 1969). Na odcinku między Trsteną a Miętustwem strefa kontaktu synklinorium z pasem skałkowym jest przykryta niezgodnie utworami neogeńskimi basenu orawskiego (fig. 14, 41 i 42; Watycha, 1976; Gross i in., 1993) (zob. też rozdz. 6.7). Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie kontynuuje się na obszarze słowackiej części Orawy, gdzie zamyka go od zachodu regionalna południkowa strefa uskokowa *Zázrivá–Párnica (*Kováč, Hók, 1993*;* Gaži, Marko, 2006). W kierunku wschodnim zaś przedłuża się na obszar słowackiego Spiszu, gdzie ogranicza go od wschodu strefa uskokowa Rużbachów (Mahel, 1986; Nemčok, 1993).

Zasadnicze ramy strukturalne synklinorium zaczęły się kształtować na przełomie późnego oligocenu–wczesnego miocenu. W wyniku postępującej południkowej kompresji i odmłodzenia uskoków w mezozoicznym podłożu utworów paleogeńskich utworzyły się równoległe równoleżnikowe strefy tektoniczne (fig. 41, 42; m.in. Maheľ, 1969; Mastella, 1975; Ludwiniak, 2010 i cytowane tam prace). W tym czasie były już także aktywne niektóre regionalne poprzeczne/skośne strefy uskokowe przecinające utwory paleogenu (m.in. strefa Krowiarek – patrz: Ludwiniak i in., 2019 i cytowane tam prace).

Zapoczątkowane w środkowym–późnym miocenie wypiętrzanie synklinorium, masywu tatrzańskiego i sąsiednich obszarów skutkowało erozyjnym usunięciem kilkukilometrowej, górnej części profilu utworów fliszowych (m.in. Środoń i in., 2006; Anczkiewicz i in., 2013). Wtedy też uformowały się pozostałe poprzeczne strefy uskokowe, m.in. strefy Białego Dunajca i Białki (fig. 14, 41). Z etapem wypiętrzania wiązało się również pewne przemodelowanie istniejących już struktur równoleżnikowych (widoczne chociażby w nieco silniej wystromionych warstwach fliszowych w strefie przytatrzańskiej).

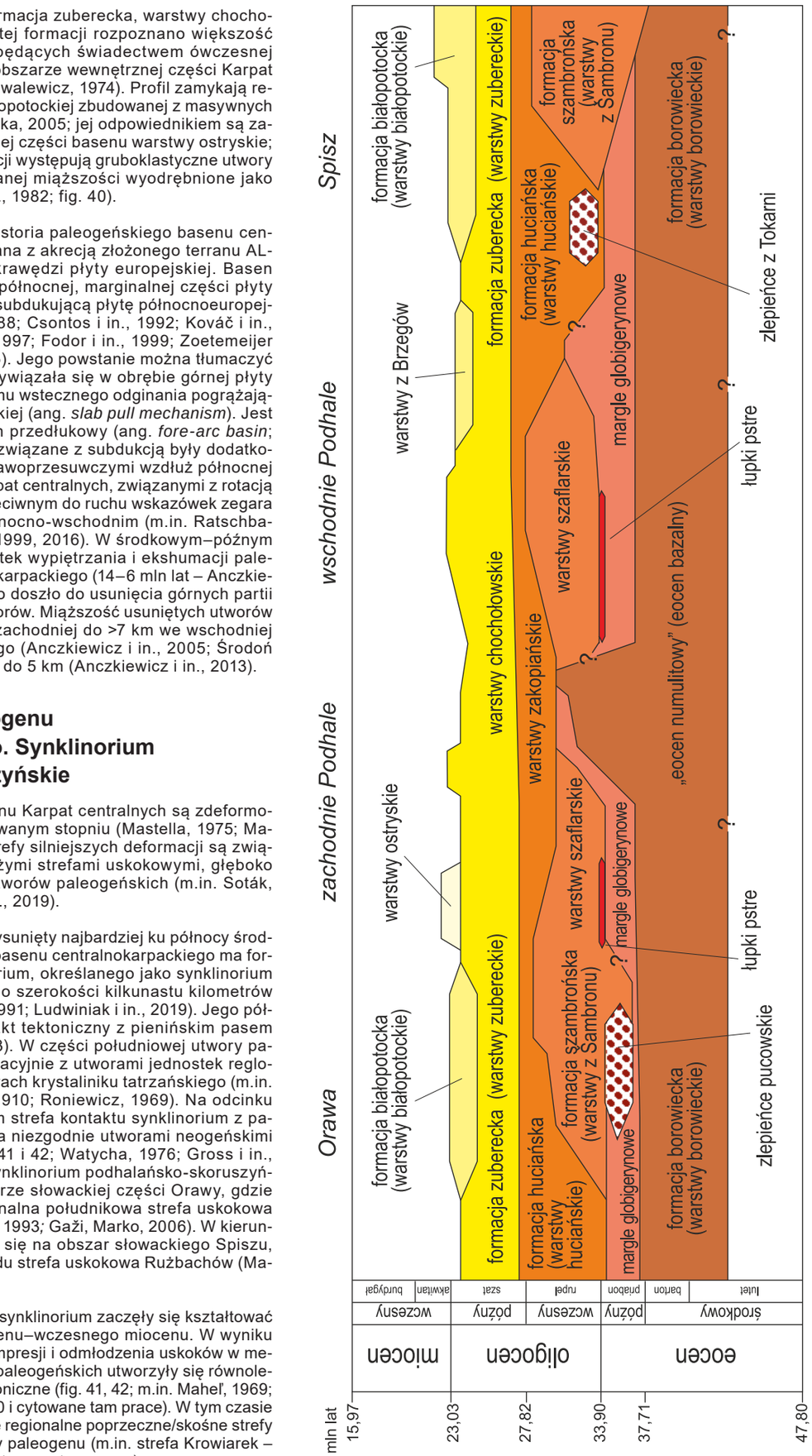


FIG. 40. Litostratygrafia i korelacja utworów paleogenu centralnokarpackiego w polskiej i słowackiej części synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (wg Cieszkowskiego i in., 2009 – zmodyfikowano)

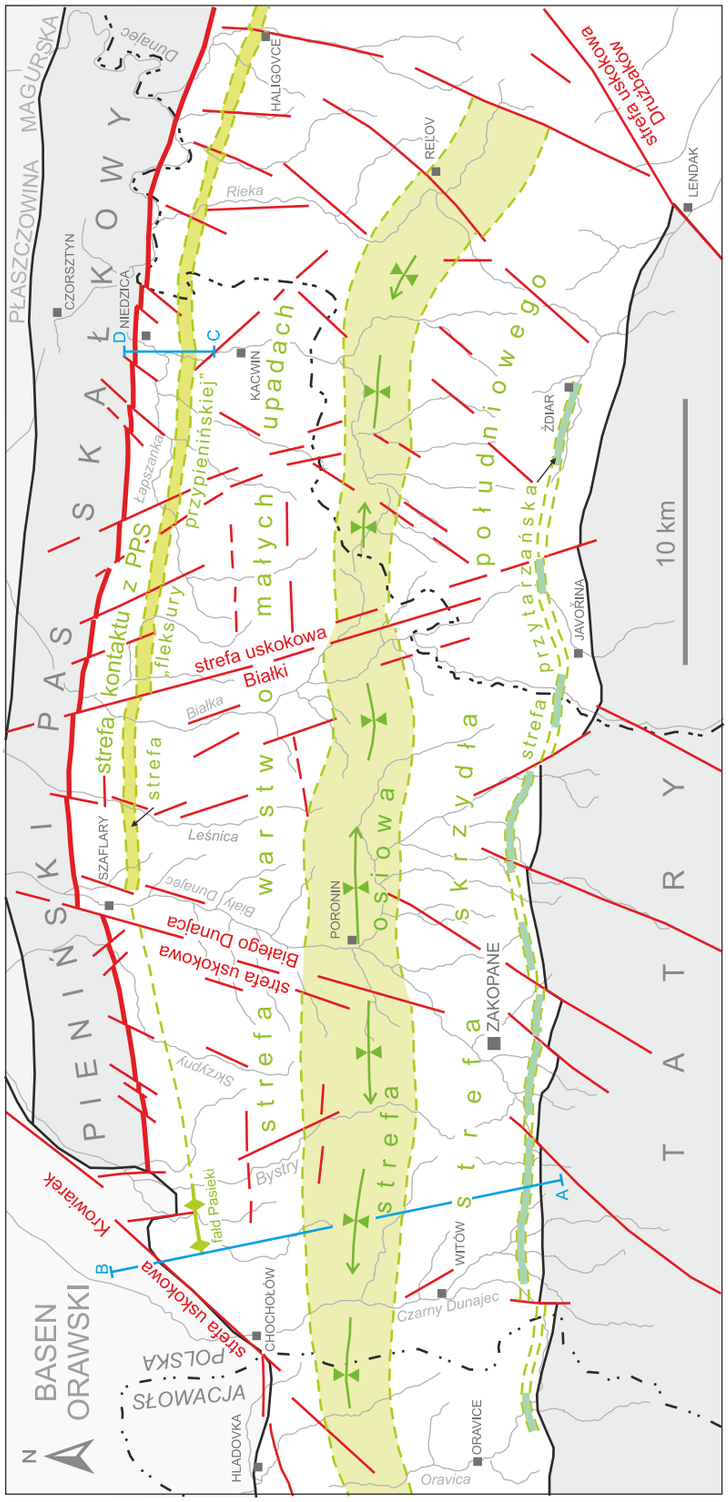


FIG. 41. Szkic strukturalny polskiej części synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (na podstawie Bac-Moszaszwili i in., 1979; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988, 1996, 2012; Ludwiniak, 2010, 2018; Głowacka, 2010; zmodyfikowane i uproszczone); kolorem żółtym zaznaczono strefę osiową oraz strefę fleksury

6.4.2.1. Równoleżnikowe strefy tektoniczne synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego

Jak już wspomniano, w tektonice synklinorium zaznacza się równoleżnikowa strefowość (Mastella, 1975; Ludwiniak, 2008, 2010; fig. 41, 42). Na podstawie zmienności cech strukturalnych wyróżniono tu (od południa ku północy):
- strefę przytatrzańską;
- strefę południowego skrzydła synklinorium;
- strefę osiową;
- strefę warstw o małych upadach;
- strefę tzw. fleksury przypieninskiej;
- strefę kontaktu z pienińskim pasem skałkowym.

Południową granicę synklinorium stanowi kontakt sedymentacyjny utworów paleogenu centralnokarpackiego („eocenu numulitowego") z utworami jednostek reglowych Tatr i Gór Choczańskich. Rozciągający się w odległości od ok. kilkuset metrów do 1,5 kilometra na północ od linii tego kontaktu wąski pas zaburzeń tektonicznych (**strefa przytatrzańska**) charakteryzuje się obecnością mezofałdów o południowej wergencji, którym często towarzyszą zapadające ku N uskoki odwrócone (fig. 42; Mastella, Mizerski, 1977; Ludwiniak, 2010). Strefa przytatrzańska jest umiejscowiona w południowej części **strefy południowego skrzydła synklinorium**, która ma charakter monokliny, w obrębie której upady warstw maleją stopniowo ku północy od ok. 40° (lokalnie ok. 50°N) do kilku stopni na północ w kierunku jego osiowej części (fig. 42).

Strefę osiową synklinorium charakteryzują leżące poziomo lub nieznacznie wychylone w różnych kierunkach warstwy oraz liczne mezofałdy o osiach w przybliżeniu równoległych do generalnego przebiegu synklinorium. Ma ona zmienną szerokość – ok. 2,5–3,5 km między Chochołowem i Suchem na zachodnim Podhalu i zwęża się w kierunku wschodnim do ok. 1,3–2,4 km między Osturnią a Wielką Frankową w słowackiej części Spiszu (fig. 41, 42; Ludwiniak, 2010; Głowacka, 2010). Oś synklinorium jest generalnie pozioma bądź nieznacznie wychylona (2–3°), a kierunek jej zanurzania jest zmienny. Przebieg synklinorium i kierunek jego osi zmienia się od ENE–WSW na obszarze południowej Orawy, poprzez równoleżnikowy w jego środkowym, podhalańskim segmencie do ESE–WNW na Spiszu. Jedynie w środkowej części orawskiego segmentu synklinorium, między Chlebnicami a Orawskim Białym Potokiem, ma kształt sigmoidy (patrz: np. Lexa i in., 2000). Owo sigmoidalne wygięcie jest efektem ruchu lewoprzesuwczego wzdłuż uskoku będącego częścią dużej, regionalnej strefy dyslokacyjnej Mur–Mürz–Žilina.

Ku północy strefa osiowa przechodzi w **strefę warstw o małych upadach**, będącą częścią północnego skrzydła synklinorium (fig. 42). Charakteryzuje się ona stosunkowo łagodnym zapadaniem warstw (10–25°) ku południowi, w kierunku strefy osiowej. Z kolei strefa warstw o małych upadach ograniczona jest od północy **strefą tzw. fleksury przypienińskiej** (fig. 41, 42; Mastella, 1975). Jest to kilkusetmetrowy pas utworów, którego południowa krawędź zaznacza się nagłym podstromieniem warstw – do niemalże pionowego, a niekiedy odwróconego położenia i równie szybkim spadkiem wartości ich upadów w kierunku północnym. Architektura strefy „fleksury przypienińskiej" jest zróżnicowana: w niektórych segmentach synklinorium przybiera ona formę pojedynczego fałdu, w innych zaś tworzy ją kilka mniejszych równoległych fałdów monoklinalnych. Warstwy w ich obrębie są silnie wystromione, często pionowe, a w niektórych przypadkach leżą w położeniu odwróconym (Ludwiniak, 2018). W tych częściach synklinorium, w których strefa przebiega w obrębie kompleksów o relatywnie większym udziale piaskowców, zamiast fałdów monoklinalnych występują uskoki zrzutowe. W obu przypadkach południowe skrzydła tych struktur są, odpowiednio, obniżone lub zrzucone. Całkowite sumaryczne przemieszczenie pionowe utworów paleogeńskich wzdłuż tej strefy jest szacowane na ok. 800 m (Mastella i in., 1996). Na zachodnim Podhalu, w rejonie Cichego i Miętustwa, występuje pas silnie wystromionych utworów fliszowych, leżących niekiedy w położeniu odwróconym (Ludwiniak i in., 2019). Struktura ta, opisywana kiedyś jako „fałd Pasieki", jest prawdopodobnie strukturalnym ekwiwalentem strefy „fleksury przypienińskiej" (fig. 41; Gołąb, 1952). Wspomniany pas stromych warstw przedłuża się dalej ku zachodowi w rejon Trsteny w słowackiej części Orawy. Z kolei ku wschodowi, na obszarze słowackiego Spiszu, pas zaburzeń związany ze wspomnianą strefą można prześledzić do wsi Stráňany (Ludwiniak, 2018). Strefa „fleksury przypienińskiej" rozwinęła się najprawdopodobniej nad głęboko zakorzenionym uskokiem odwróconym, będącym częścią pozytywnej struktury kwiatowej tworzącej obecne zasadnicze ramy strukturalne pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 1997; Plašienka, 2011; Golonka i in., 2019).

Najbardziej wysunięta na północ **strefa kontaktu z pienińskim pasem skałkowym** charakteryzuje się najsilniejszymi deformacjami tektonicznymi w stosunku do pozostałej części synklinorium (fig. 42; m.in. Mastella, 1975; Mastella i in., 1988; Plašienka i in.,

2013; Ludwiniak, 2018). Sam kontakt jest głęboko zakorzenioną, stromą strefą o charakterze uskoku odwróconego o zróżnicowanym upadzie (Mastella, 1975; Mastella i in., 1988; Nemčok, 1990a, b; Mořkovský i in., 1992; Gross i in., 1993; Plašienka, Mikuš, 2010; Ludwiniak, 2018; Golonka i in., 2019; Karcol, Pašteka, 2020). Wzdłuż strefy kontaktu stwierdzono liczne wystąpienia martwic wapiennych i wysięków siarkowodoru (m.in. Mastella, 1975; Mastella i in., 2012; Mastella, Rybak-Ostrowska, 2012; Ludwiniak, 2018). O wgłębnym charakterze tego kontaktu świadczy również występowanie bezpośrednio ponad nim dodatniej anomalii termicznej (Pomianowski, 1988). Przebieg strefy kontaktu można również prześledzić w obrazie anomalii grawimetrycznych (Porzucek i in., 2023).

Najintensywniejsze deformacje występują w bezpośrednio przylegającym do kontaktu, równoległym do niego wąskim pasie o szerokości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (fig. 42, 43). Występują tu równoległe do linii kontaktu strome uskoki, które wykazują często znaczącą składową zrzutową. Część powierzchni tych uskoków zapada ku północy, a część ku południowi, przy czym zrzuconymi są ich skrzydła południowe. Intensywnemu zuskokowaniu towarzyszy występowanie pasm kataklazytów i brekcji. Strefa kontaktu jest ponadto poprzecinana poprzecznymi i skośnymi stromymi uskokami o różnej skali i dominującej orientacji NNW–SSE i NE–SW (Mastella i in., 1988; Ludwiniak, 2018). Układ geometryczny tych uskoków, jak również występujących w tej strefie licznych mezouskoków przesuwczych, wskazuje, że kontakt pienińskiego pasa skałkowego i synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego ma charakter dyslokacji o transpresyjnym, prawoprzesuwczym charakterze (Ratschbacher i in., 1993; Ludwiniak, 2018). W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu warstwy są silnie wystromione, niekiedy leżą pionowo bądź zapadają ku północy w pozycji odwróconej. Kilkadziesiąt metrów od kontaktu warstwy zapadają konsekwentnie na południe, a wartości upadów maleją stopniowo w tym kierunku. Przejawy zaburzeń tektonicznych związanych ze strefą kontaktu są widoczne w przylegającym do niego pasie o szerokości 1,5–2 km, ograniczonym od południa ww. strefą „fleksury przypienińskiej" (fig. 41, 43).

Na wschód od synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego, w słowackiej części Spiszu, w północnej części basenu lewockiego rozciąga się równoległa do linii kontaktu paleogenu centralnokarpackiego i pienińskiego pasa skałkowego strefa Šambron–Kamenica o długości kilkunastu i szerokości ok. 5 km (patrz: Soták i in., 2001 i cytowane tam prace). Utwory fliszowe górnego eocenu–dolnego oligocenu o zwiększonej w strefie perypienińskiej miąższości (osiągającej ok. 3000 m) są tu silnie zdeformowane. Tworzą one antyformalną strukturę (ang. *antiformal stack*), z występującymi w jej obrębie strukturami związanymi genetycznie z wstecznym ruchem nasuwczym (ang. *backthrusting*): antyklinami związanymi z propagacją uskokową, strukturami imbrykacyjnymi (w tym dupleksami kontrakcyjnymi) i fałdami kolankowymi (ang. *kink-folds*) (Plašienka i in., 1998). W utworach tych stwierdzono dość liczne występowanie materiału pochodzenia ofiolitowego: serpentynitów oraz detrytusu spineli (Soták, Bebej, 1996).

Utwory fliszowe strefy Šambron–Kamenica reprezentują najprawdopodobniej osady basenu położonego wzdłuż strefy szwu, uformowanego pod wpływem aktywnej subdukcji. Wyżej wymienione serpentynity pochodzą najprawdopodobniej z łuski ultrabazytów wywleczonych ku górze wzdłuż krawędzi płyty Centralnych Karpat w strefie kolizji. Zostały one nasunięte wstecznie na mniej zaangażowane tektonicznie utwory paleogenu centralnokarpackiego (Rudinec, 1989).

6.4.2.2. Poprzeczne strefy uskokowe synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego

Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie przecinają poprzeczne i skośne regionalne strefy uskokowe. Do największych z nich należą strefy zamykające go od strony zachodniej i wschodniej – strefa Zázrivá–Párnica i strefa Rużbachów (Drużbaków) oraz strefy Hrustinki–Białej Orawy, Krowiarek, Białego Dunajca i Białki (fig. 14). Ostatnie trzy spośród ww. stref przecinają polski segment synklinorium (fig. 41).

Strefa uskokowa Zázrivá–Párnica

Zamykająca synklinorium od W południkowa strefa uskokowa Zázrivá-Párnica stanowi wysuniętą najdalej ku N część środkowosłowackiego systemu uskokowego (*Central Slovak fault system*; Zázrivá–Budapest fault system – Kováč, Hók, 1993). Kilkuetapowe (wczesny miocen–późny miocen?) ruchy prawoprzesuwcze i zrzutowe wzdłuż tej strefy doprowadziły do uformowania charakterystycznej sigmoidy (tzw. sigmoida Zázrivej), wyraziście podkreślonej przesunięciem struktur pienińskiego pasa skałkowego, jak również znacznym zrzutem jej E skrzydła (fig. 14; Polák i in., 2008; Gaži, Marko, 2006). W efekcie znacznego zrzutu i późniejszej de-

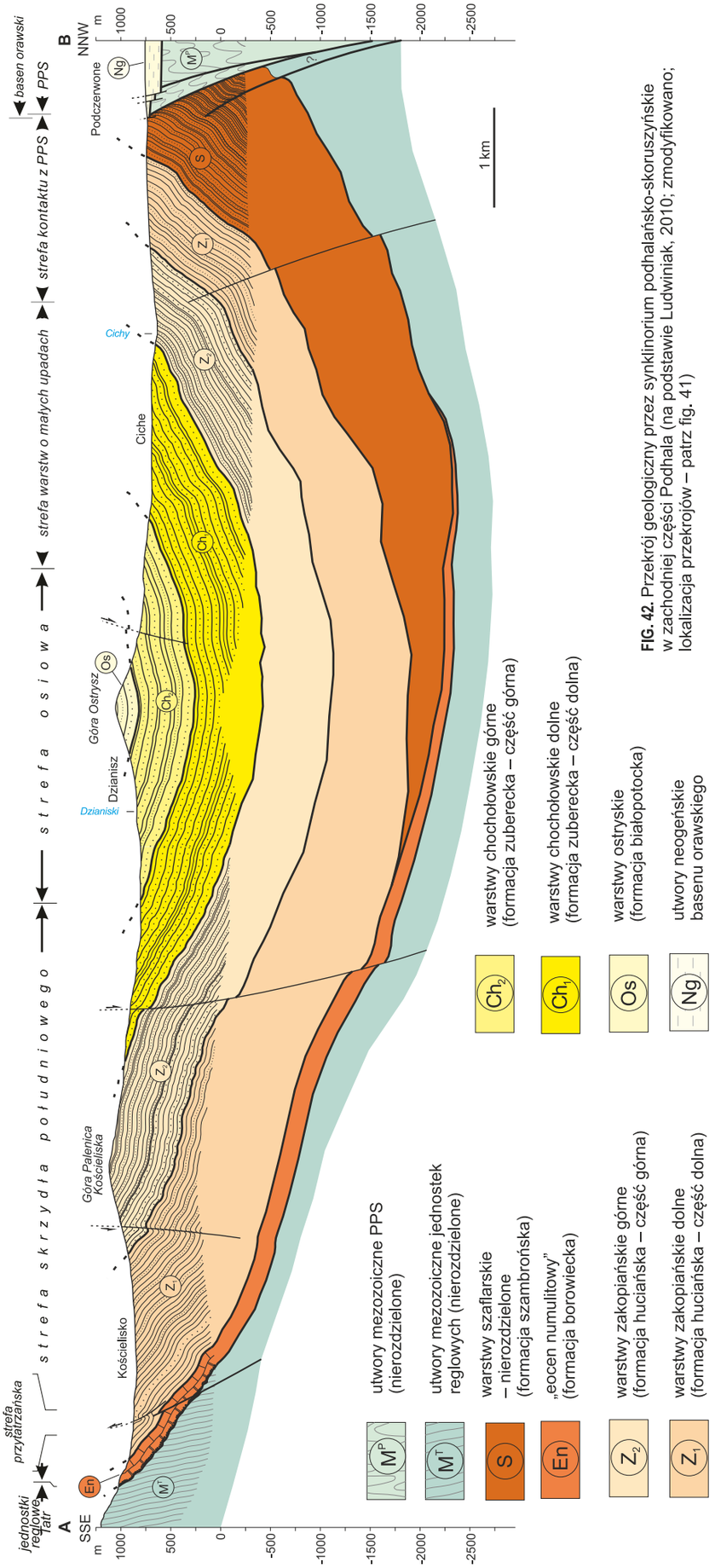


FIG. 42. Przekrój geologiczny przez synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie w zachodniej części Podhala (na podstawie Ludwiniak, 2010; zmodyfikowano; lokalizacja przekrojów – patrz fig. 41)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

nudacji utwory paleogenu centralnokarpackiego w jej wschodnim skrzydle kontaktują bezpośrednio z utworami mezozoicznymi jednostek Karpat Centralnych w jej skrzydle zachodnim, tworzącymi w tym miejscu pasmo górskie Małej Fatry.

Strefa uskokowa Krowiarek

Biegnąca w kierunku NE–SW strefa uskokowa Krowiarek przecina zachodnią część synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (fig. 14, 41; Bac-Moszaszwili, 1993). Można ją prześledzić na dystansie ok. 120 km między Limanową, gdzie przecina ona utwory płaszczowiny magurskiej, po Rużomberk. Kontaktują wzdłuż niej utwory paleogenu centralnokarpackiego basenu liptowskiego z utworami mezozoicznymi jednostki choczańskiej Gór Choczańskich (patrz: Ludwiniak i in., 2019 i cytowane tam prace). Strefa ta odpowiada w przybliżeniu strefie Rużomberk–Mszana Dolna *sensu* Żytko (1999b). Strefa ta ma charakter lewoprzesuwczy, z wyraźną składową zrzutową normalną. W segmencie, w którym przecina ona synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie, jest zrzucone jej skrzydło zachodnie, natomiast w segmencie, w którym ogranicza ona od zachodu basen liptowski, jest zrzucone jej skrzydło wschodnie (Gross i in., 1979; Ludwiniak i in., 2019).

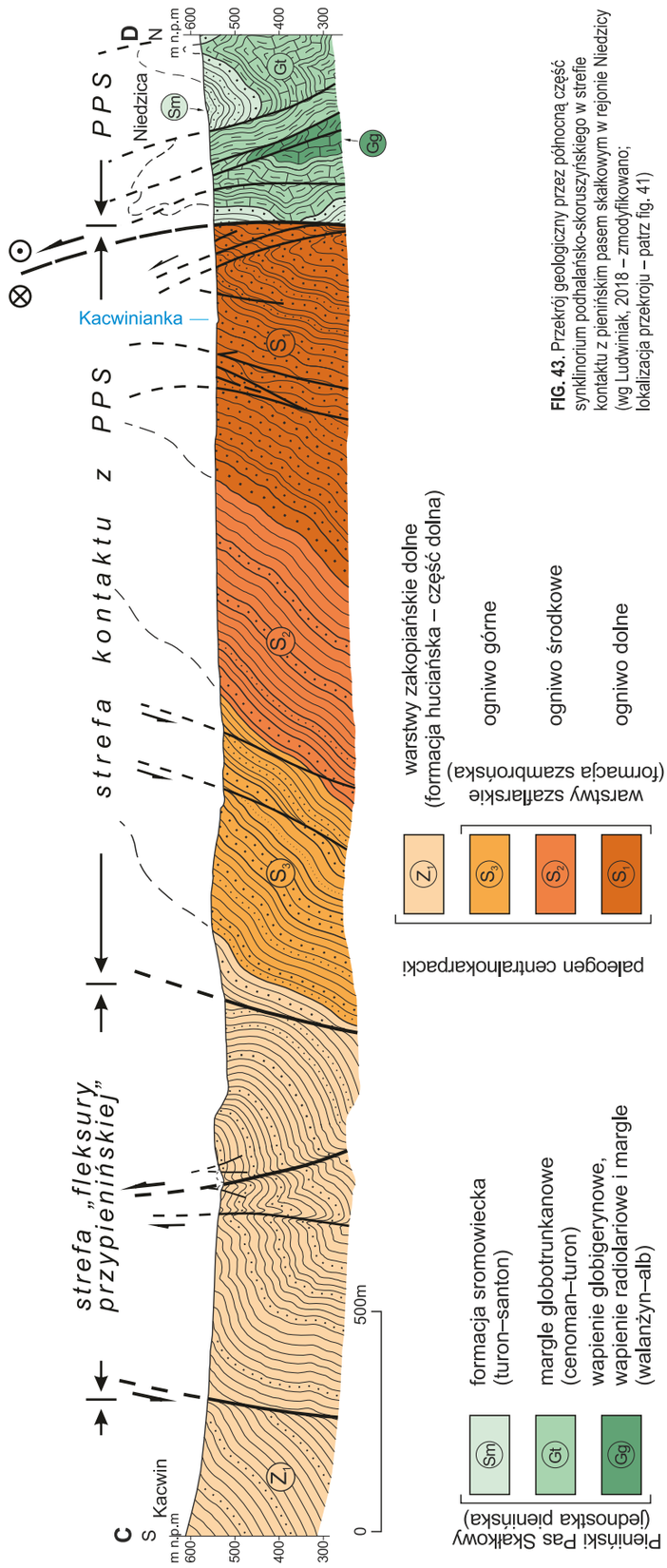


FIG. 43. Przekrój geologiczny przez północną część synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego w strefie kontaktu z pienińskim pasem skałkowym w rejonie Niedzicy (wg Ludwiniak, 2018 – zmodyfikowano; lokalizacja przekroju – patrz fig. 41)

Strefy uskokowe Białego Dunajca i Białki

Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie w jego środkowej części przecinają dwie strefy o podobnym charakterze: Białego Dunajca, o orientacji NNE–SSW, i Białki – NNW–SSE (fig. 1, 20; Mastella i in., 1996, 2012). Strefy te tworzy szereg uskoków. Są to w głównej mierze uskoki normalne, aczkolwiek w przypadku niektórych z nich stwierdzono również niewielką składową przesuwczą. Strefy te wykraczają poza synklinorium w kierunku północnym, przecinając pieniński pas skałkowy, a w części południowej kontynuują się na obszarze Tatr. Strefa Białego Dunajca przedłuża się prawdopodobnie w rejon Doliny Małej Łąki (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Dąbrowska, Jurewicz, 2013), natomiast strefa Białki kontynuuje się prawdopodobnie wzdłuż doliny Jaworowej (Kotański, 1961; Nemčok i in., 1994).

Obydwie strefy mają charakter uskoków nożycowych o przeciwnych zwrotach ruchu. W efekcie tego północna część obszaru znajdującego się między nimi jest obniżona, a południowa – wyniesiona. Dość silne zrównana rzeźba terenu w obniżonej, północnej części obszaru jest wynikiem pogrążenia przebiegającego w tym miejscu pasa skałkowego i braku jego wychodni, przykrytych dość miąższą (do ok. 10 m) pokrywą utworów czwartorzędowych (Birkenmajer, 1968; Watycha, 1976; Boratyn, Kmieciak, 2022). Ruchy pionowe między tymi dwiema strefami są aktywne także współcześnie, na co wskazują wyniki badań prowadzonych z użyciem precyzyjnych niwelacji geodezyjnych i interferometrii radarowej (Makowska, Jaroszewski, 1987; Perski, 2008). Badania paleosejsmiczne w rejonie strefy uskokowej Białki wskazują na jej aktywność również u schyłku plejstocenu (Szczygieł i in., 2026).

Strefa uskokowa Rużbachów (Drużbaków)

Strefa uskokowa Rużbachów o orientacji NE–SW jest interpretowana jako przedłużenie uskoku podtatrzańskiego (fig. 39, 41; Mahel, 1986; Nemčok, 1993). Ogranicza ona masyw tatrzański od wschodu, a dalej ku północy przecina utwory paleogeńskie, oddzielając basen podhalański od basenu lewockiego. Wzdłuż tej strefy utwory paleogenu centralnokarpackiego kontaktują także z wyniesionymi utworami mezozoicznymi tworzącymi zrąb Rużbachów (Janočko i in., 2000).

Strefa uskokowa Rużbachów, będąca pierwotnie strefą ścinania, w późniejszych etapach swojego rozwoju działała jako uskok normalny o zrzuconym skrzydle wschodnim (Jacko, 2000). Aktywność tej strefy, zapoczątkowana w paleogenie, odegrała istotną rolę w rozwoju północnej części basenu centralnokarpackiego – pionowe ruchy wzdłuż niej kontrolowały subsydencję i depozycję, a następnie wypiętrzanie basenu podhalańskiego (Anczkiewicz i in., 2005; Środoń i in., 2006). Aktywność tektoniczną strefy Rużbachów udokumentowano również dla późnego plejstocenu (między ~18 ka a holocenem; Pánek i in., 2020). Strefie uskokowej i wyniesionemu wzdłuż niej blokowi utworów podłoża mezozoicznego towarzyszy silnie skoncentrowany wypływ wód termalnych i pole trawertynowe o średnicy ok. 1 km w rejonie wsi Vyšné Ružbachy (m.in. Košťálik, 1982; Chrobak i in., 2020).

6.5. AKTYWNOŚĆ NEOTEKTONICZNA W MASYWIE TATR, NIECCE PODHALAŃSKIEJ I PIENIŃSKIM PASIE SKAŁKOWYM

6.5.1. Kenozoiczne wypiętrzanie Tatr i jego wpływ na obszary przyległe

Edyta Jurewicz, Jacek Szczygieł

Ostateczne schłodzenie krystalicznego masywu Tatr i jego neogeńska ekshumacja z głębokości ok. 5 km miała miejsce na przełomie środkowego i późnego miocenu (Burchart, 1972; Král', 1977; Struzik i in., 2002; Anczkiewicz i in., 2005, 2015; Śmigielski i in., 2016; Králiková i in., 2014a, b). Historia termiczna oparta na skaleniach potasowych pochodzących z Łomnickiego Szczytu wskazuje na pulsacyjny charakter ekshumacji (Catlos i in., 2022). Szybsze tempo odnotowano w przedziale od 70–55 mln lat (300–200°C) oraz 45–35 mln lat (200–100°C). Tatry podnosiły się jednostronnie, tj. wzdłuż położonego po południowej stronie Tatr uskoku podtatrzańskiego (fig. 14, 39). Uskok ten mógł być aktywny już w paleogenie, tzn. jeszcze w trakcie sedymentacji fliszu centralnokarpackiego (Kohút, Sherlock, 2003). Proces rotacyjnego wypiętrzania spowodował, że wszystkie jednostki tektoniczne budujące Tatry stopniowo pochyliły się ku północy. Wraz z postępem erozji, która była najsilniejsza w południowej, najbardziej wyniesionej części Tatr, odsłaniały się coraz niższe jednostki tektoniczne, aż wreszcie pokazały się na powierzchni skały krystaliczne. W ten sposób jednostki reglowe, które zostały nasunięte z południa i pokrywały cały obszar Tatr, do teraz zachowały się tylko po północnej stronie masywu.

Uskok podtatrzański odegrał główną rolę w neogeńskiej ewolucji masywu Tatr. Według niektórych autorów, m.in. Kotańskiego (1961), Mahela (1964), Birkenmajera (1986, 2003), uskok ten ma charakter uskoku odwróconego, inni natomiast są zwolennikami normalnego charakteru tego uskoku (Mahel', 1986; Bac-Moszaszwili, 1993; Hrušecký i in., 2002, Jurewicz, 2005). Jak skalkulowała Sperner (1996) odwrócony charakter uskoku podtatrzańskiego skutkowałby przemieszczeniem rzędu 29 km, co musiałoby się zaznaczyć pewnym stopniem metamorfizmu, którego brak wykazali m.in. Petrík i in. (2003) oraz Kohút, Sherlock (2003). W innym opracowaniu Sperner i in. (2002) przedstawili model uskoku podtatrzańskiego jako odwróconego, o charakterze załomowym i listrycznym, z którym wiązałoby się przemieszczenie wielkości 18,6 km. Na podobny proces formowania się odwróconego uskoku podtatrzańskiego wskazali Śmigielski i in. (2016) na podstawie danych termochronologicznych.

Analiza wypiętrzenia Tatr metodą trakową w apatytach wykazała zróżnicowanie ruchów wznoszących, które gwałtownie przyspieszyło ok. 20 mln lat temu w trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich, ok. 11 mln lat temu w granitoidach Tatr Wysokich i 7,6 ±1,2 mln lat temu w piaskowcach fliszowych Podhala (Struzik i in., 2002; Anczkiewicz i in., 2013, 2015; Králiková i in., 2014a, b). Autorzy ci, podobnie jak Baumgart-Kotarba i Král' (2002), zwrócili uwagę na nierównomierność wypiętrzenia Tatr Zachodnich i Wysokich (młodsze i większe w przypadku tych ostatnich). Również wyniki uzyskane poprzez rekonstrukcję pola naprężeń na podstawie rys ślizgowych na uskokach w granitoidach Tatr Wysokich oraz analizę położenia warstw w jednostkach płaszczowinowych wykazały zanurzanie się osi struktur ku zachodowi (265/15; Jurewicz, 2000a, b), co przemawia za bardziej znaczącym wypiętrzeniem Tatr Wysokich. Do podobnych wniosków doprowadziły badania stopnia dojrzałości materii organicznej w osadach paleogenu centralnokarpackiego zachowanego w północnej części masywu Tatr, które potwierdzają wcześniejsze doniesienia o maksymalnych paleotemperaturach odnotowanych w Kotlinie Spiskiej i stopniowym ich spadku w kierunku zachodnim, ku Kotlinie Orawskiej, gdzie osiągają minimum (Staneczek, Marynowski, 2025).

Asymetryczne wypiętrzanie Tatr było odpowiedzialne za ich dominację w morfologii względem obszarów otaczających. Przy interpretacji rzeźby Tatr, przez dekady przeważało przeświadczenie, że głębokość dolin tatrzańskich jest efektem działalności kolejnych plejstoceńskich lodowców. Chociaż bez wątpienia, alpejski krajobraz Tatr jest efektem erozji lodowcowej, to jednak ich dzisiejszy relief (rozumiany jako różnica wysokości względem otoczenia) jest w głównym stopniu efektem plioceńskiego i wczesnoczwartorzędowego pogłębiania dolin przez rzeki (Szczygieł i in., 2020a, 2024a). Poprzednio zakładano wzmożoną erozję masywu Tatr i akumulację na jego przedpolu, związaną właśnie ze zlodowaceniami, jednak brakuje jakichkolwiek datowań osadów lodowcowych starszych niż ostatnie zlodowacenie zarówno w Tatrach, jak i na przedpolu, które mogłyby potwierdzić tę tezę. Z drugiej strony Szczygieł i in. (2020a) wskazują, że doliny po północnej stronie Tatr nie ulegały pogłębieniu podczas dwóch ostatnich zlodowaceń (czyli przez ostatnie 320 tys. lat), co sugeruje, że tektoniczne wynoszenie centralnych północnych Tatr ustało w tym czasie, a wraz z nim pogłębianie dolin. Po zachodniej stronie Tatr, bliżej uskoku Krowiarek, koryto podziemnego strumienia w Jaskini Brestovskiej pogłębiło się zaledwie o 7 m w przedziale czasu pomiędzy 240 a >65 tys. lat i od tej pory dno doliny tego strumienia prawdopodobnie znajduje się na obecnym poziomie (Hercman i in., 2008). Natomiast we wschodniej części północnych Tatr, Zasadni i in. (2021) sugerują, że dolina Białki pogłębiła się o 200–220 m od czasów zlodowaceń (tj. między 866–620 tys. lat temu). Nie jest jednak jasne, jaka część tego pogłębienia była wynikiem młodej aktywności tektonicznej,

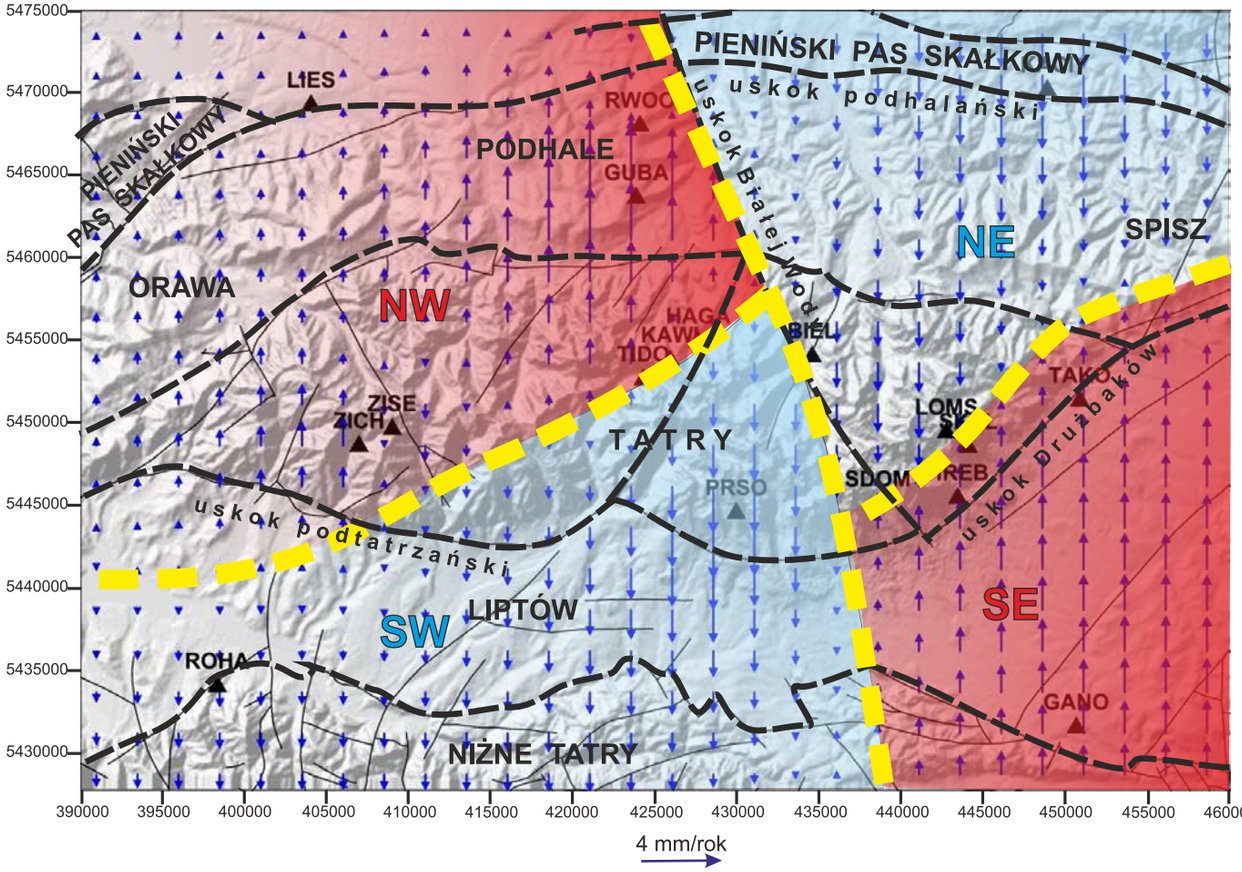


FIG. 44. Zróżnicowanie ruchów pionowych na tatrzańskim poligonie geodynamicznym, wg Papčo (2009) i ich tektoniczna interpretacja; kolor czerwony – ruchy wznoszące; niebieski – obniżające; żółta przerywana linia – granice obszarów o jednorodnej aktywności; stacje geodynamiczne: LIES – Liesek; GUBA – Gubałówka; KAWI – Kasprowy Wierch; HAGA – Hala Gąsienicowa; TIDO – Ticha Dolina; BIEL – Biela Voda; ROHA – Rohacka; HREB – Hrebienok; TAKO – Tatranska Kotlina; LOMS – Lomnicky Stit; SKPL – Skalnate Pleso; GANO – Ganowce; ZICH – Ziarska Chata; ZISE – Ziarske Sedlo; SDOM – Sliezsky Dom

a jaka była spowodowana przez czynniki klimatyczne (jak sugerują Zasadni i in., 2021) oraz dużą powierzchnię zlewni doliny Białki, wzmagającą siłę erozyjną tamtejszego lodowca. Zwłaszcza że pobliska dolina potoku Biela, w pobliżu uskoku podtatrzańskiego i uskoku Drużbaków, pogłębiła się tylko o 155 m od późnego pliocenu, w tym o 130 m od wczesnego plejstocenu (Bella i in., 2011).

Współczesne ruchy tektoniczne na obszarze Tatr, Podhala i pienińskiego pasa skałkowego zostały udokumentowane wieloma metodami badawczymi, m.in. metodą niwelacji precyzyjnej (Makowska, Jaroszewski, 1987; Makowska, 2003), radiometrycznymi (Kral' 1977; Baumgart-Kotarba, Kral', 2002), pomiarami GPS (Czarnecki, Mojzes, 2000; Mojzeš, Papčo, 2004; Papčo, 2009; Bednarik i in., 2016), interferometrią radarową (Perski, 2008) czy analizą rzeźby (Kukulak, 1993; Buczek, Górnik, 2020) i morfologii korytarzy jaskiniowych (np. Wójcik, Zwoliński, 1995; Szczygieł, 2015; Szczygieł i in., 2024b). Również metodami grawimetrycznymi oraz analizą strukturalną i sedymentologiczną wskazywano na aktywność niektórych uskoków i wynikającą z niej zwiększoną miąższość osadów czwartorzędowych, np. w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej czy rowie Frydmana (Baumgart-Kotarba, 2001; Pomianowski, 2003; Łój i in., 2009; Łoziński i in., 2015). Na obecność plejstoceńskich deformacji tektonicznych w rejonie Szaflar i w sąsiedztwie pasa skałkowego zwracał uwagę Birkenmajer (1976, 1979). Aktywność neotektoniczną w tym obszarze dowodzono również poprzez analizę tarasów rzecznych (Baumgart-Kotarba, 1981) oraz spękań klastów w osadach neogeńskich (Tokarski, Zuchiewicz, 1998). Na podstawie wysokorozdzielczego numerycznego modelu terenu stwierdzono obecność skarpy uskokowej w południowej części strefy uskokowej Białki, której wiek późnoplejstoceński został oszacowany przy użyciu modelowania dyfuzji skarpy. Kinematyka tego reaktywowanego uskoku, na podstawie asymetrii skarpy, jest interpretowana jako normalno-prawoprzesuwcza (Szczygieł i in., 2026). Z kolei późnoplioceńskie i czwartorzędowe ruchy tektoniczne na zachodnim zakończeniu Tatr zostały przeanalizowane głównie na podstawie rzeźby (Bac-Moszaszwili, 1993, 1995). W większości badania te wskazują na wyższe wartości ruchów wznoszących na południu oraz ruchy obniżające bliżej kontaktu z pienińskim pasem skałkowym. Na zróżnicowanie blokowych ruchów wznoszących zwracali uwagę Makowska, Jaroszewski (1987) oraz Makowska (2003), badając dynamikę Tatr metodami geodezyjnymi, oraz Baumgart-Kotarba (1983, 1989), analizując skład i miąższości osadów tarasowych. Syntetyczny przegląd najważniejszych rezultatów tych badań zawiera monografia Zuchiewicza (2010).

W pliocenie i czwartorzędzie Tatry podlegały reżimowi ekstensyjnemu, z osią ekstensji o orientacji NW–SE (Vojtko i in., 2010; Králiková i in., 2014a, b; Szczygieł, 2015; Szczygieł i in., 2024b), co u schyłku plejstocenu poskutkowało reaktywacją uskoku podtatrzańskiego, tworzącego skarpę o długości 59 km i wysokości do 18 m, wraz z towarzyszącymi rowami i uskokami antytetycznymi w morenach ostatniego zlodowacenia (Pánek i in., 2020). Takie wymiary sugerują, że uskok podtatrzański może generować trzęsienia ziemi o magnitudzie >7 (Pánek i in., 2020). Wtórne efekty takich wstrząsów, datowane na późny plejstocen–wczesny holocen, obejmują obrywy skalne oraz deformacje w osadach klastycznych (Pánek i in., 2016; Szczygieł i in., 2020b).

Czwartorzędowe reaktywacje uskoków miały miejsce nie tylko na obrzeżach, ale również w obrębie bloku tatrzańskiego, co potwierdzają badania zdyslokowanych korytarzy jaskiniowych. Datowania zdeformowanych nacieków z dziewięciu jaskiń tatrzańskich sugerują istnienie co najmniej pięciu epizodów reaktywacji uskoków w ciągu ostatnich 465 tys. lat (Szczygieł i in., 2024b). Reaktywacje te zachodziły w reżimie transpresyjnym o osi kompresji NNE–SSW, wpisując się w szerszy regionalny układ naprężeń i ruch megabloku ALCAPA ku NNE. Ruch wzdłuż uskoków niższego rzędu odbywał się pod wpływem kompresji o kierunku NW–SE, co zgadza się z danymi mapy tempa odkształceń powierzchniowych, opartej na pomiarach GNSS (Bednárik i in., 2016).

Obecnie względne ruchy pionowe Tatr i Podhala zachowują neogeński trend. Taką tendencję potwierdził Perski (2008), który za pomocą interferometrii radarowej (PSInSAR) wykazał, że średnie prędkości pionowe wynoszą +0,3 mm/rok w Zakopanem i –0,75 mm/rok w Nowym Targu. Według cytowanego autora obszar ten jest poprzecinany serią uskoków o przebiegu W–E, powodujących rotację bloków i schodkowe osiadanie północnej części niecki. Wyniki badań ruchów pionowych na tatrzańskim poligonie geodynamicznym dla kampanii w latach 1998–2007 opracowane przez Papčo (2009) wskazują wyraźnie na ich zróżnicowanie (fig. 24). Na ich podstawie obszar Tatr można podzielić na cztery sektory: dwa o dodatnich wektorach prędkości pionowych wykazujące tendencję do ruchów wznoszących – NW(+) i SE(+) oraz dwa o ujemnych wektorach prędkości pionowych wykazujące tendencję do ruchów obniżających – NE(–) i SW(–). Na wschód od uskoku Białej Wody obniżaniu podlega zarówno blok tatrzański, niecka podhalańska, jak i pieniński pas skałkowy. Dopiero na południe od uskoku podtatrzańskiego prędkości pionowe osiągają wartości dodatnie dochodzące do 3 mm/rok (Papčo, 2009). Granice sektorów można korelować z głównymi strefami tektonicznymi. Granica między blokami NW i SW oraz blokami NE i SE – w przybliżeniu pokrywa się z uskokiem podtatrzańskim. Poprzeczną granicę między blokami stanowi uskok Białej Wody (Uhlig, 1897; Birkenmajer, 1999), który oddziela tzw. elewację Koszystej położoną na zachodzie od depresji Szerokiej Jaworzyńskiej położonej na wschodzie (Kotański, 1963b; Birkenmajer, 2000). W NE bloku północna granica między masywem Tatr a paleogenem centralnokarpackim jest cofnięta ku S, a granice płaszczowin mają prawie południkową orientację, równoległą do uskoków (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Nemčok i in., 1994). Na zdjęciach satelitarnych, na północ od Tatr, w obrębie paleogenu centralnokarpackiego, uskok Białej Wody zaznacza się jako lineament, z którym wiąże się fleksuralne ugięcie warstw wskazujące na jego prawoprzesuwczy charakter (tzw. fleksura Zgorzeliska – Ozimkowski, 1978). Prawoprzesuwczy zwrot ruchu wynika również z interpretacji plejstoceńskiego uskoku w obrębie równoległej strefy uskokowej Białki (Szczygieł i in., 2026).

Aktywność neotektoniczna pienińskiego pasa skałkowego była również monitorowana geodezyjnie. Jeden z powodów stanowiła budowa zapory w rejonie Niedzicy i towarzyszącego jej zbiornika wodnego, znanego dziś jako Jezioro Czorsztyńskie. Od lat 60. działa „Czorsztyński (nazwany później – „pienińskim") poligon geodynamiczny", z którego dane były przedmiotem publikacji, m.in. Czarneckiej (1986, 2004) oraz Czarneckiego i in. (2002).

Aktywność prawoprzesuwczych uskoków o orientacji NNW–SSE, jest dobrze czytelna wzdłuż uskoku Dunajca (fig. 14, 35) korelowanego ze strefą Kraków–Myszków (Jurewicz, 2005; Nejbert i in., 2012; Jurewicz, 2018), a przesuwającego pas skałkowy we wschodnim skrzydle o ok. 700 m ku południowi (Birkenmajer, 1979), i przejawia się na wiele sposobów. Na przedłużeniu uskoku Dunajca ku południowi można spotkać liczne wystąpienia trawertynów oraz wykorzystywanych do celów balneologicznych wód mineralnych (Wyżnie Drużbaki). W zachodnim skrzydle tego uskoku obecne są na powierzchni mocno stektonizowane skały należące do płaszczowiny križniańskiej. Pojawiają się w tym miejscu w oknie erozyjnym i odsłaniają się spod fliszu centralnokarpackiego. Strukturę tę można interpretować jako kontrakcyjny *pull-apart*.

Obecna aktywność sejsmiczna w centralnych Karpatach Zachodnich koncentruje się w strefie uskokowej, rozciągającej się od obszaru Mur–Mürz do Żyliny (fig. 39), gdzie miały miejsce najsilniejsze historyczne trzęsienia ziemi, takie jak M = 5,6 w Żylinie w 1613 r. oraz M = 5,7 w lokalizacji Dobrá Voda w 1906 r. (Hók i in., 2016b). Podobnie jak w strefie Mur–Mürz–Żylina, współczesna aktywność sejsmiczna Tatr oraz otaczających je basenów paleogeńskich jest związana z ruchem bloku ALCAPA ku NE (Jarosiński, 1998, 2005). Na północ od Tatr aktywność sejsmiczna koncentruje się w basenie orawsko-nowotarskim, który obejmuje obszary pienińskiego pasa skałkowego oraz Kotliny Podhalańskiej. Głębokie badania geofizyczne wykazały, że podłoże basenu orawsko-nowotarskiego jest przecięte przez dwa znaczące systemy uskoków: uskoki normalne o kierunku W (NW) oraz uskoki przesuwcze o kierunku NNW, przemieszczające uskoki normalne (Pomianowski, 2003).

Trzęsienia ziemi wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego są zazwyczaj płytkie, o głębokościach hipocentrów nie przekraczających 5 km. Ze względu na efektywne tłumienie, nie odnotowano efektów makrosejsmicznych o intensywności (Io) większej niż 7 (Guterch, Kozák, 2015). Dostępne informacje historyczne o aktywności sejsmicznej w tym regionie są ograniczone, a pierwsze udokumentowane zdarzenie makrosejsmiczne jest datowane na 25 marca 1935 r. i miało intensywność Io = 7 (Guterch, Kozák, 2015). Trzęsienie ziemi na Podhalu w 2004 r. o magnitudzie M_W = 4,7 miało miejsce wzdłuż przedłużenia uskoku Krowiarek (fig. 14, 39, 41), który wyznacza zachodnią granicę Tatr (Wiejacz, Dębski, 2009). Uskok został reaktywowany w reżimie ekstensyjnym. Podobną naturę mogło mieć trzęsienie ziemi w rejonie Krempach i Frydmana o magnitudzie wynoszącej M_w = 3,2, którego hipocentrum znajdowało się na głębokości 5 km, a wiązało się z aktywacją rowu Frydmana (Pomianowski, 2003). Ostatnie odczuwalne trzęsienie ziemi o magnitudzie M_w = 5,0, które miało miejsce 9 października 2023 r. i było zlokalizowane ok. 100 km na wschód od Tatr oraz spowodowane przez poziomą kompresję W–E na głębokości 8,6 km (Schlömer i in., 2024), wskazuje, że Karpaty Zachodnie stanowią obszar o znacznym potencjale sejsmicznym.

6.5.2. Przełom Dunajca

Michał Krobicki

Spektakularny przełom Dunajca jest jednym z najmłodszych efektów geologicznej ewolucji pienińskiego pasa skałkowego. Jego tektoniczno-erozyjna historia była obiektem zainteresowania już XIX-wiecznych geologów, lecz nie do końca w szczegółach rozpoznana (zob. Zuchiewicz, 1982; Birkenmajer, 2006; Jankowski, Margielewski, 2024; Margielewski, Jankowski, 2024). Dunajec przecina

wiele ponasuwanych na siebie łusek tektonicznych, z których każda jest zbudowana z miąższych, twardych, odpornych na erozję wapieni rogowcowych formacji wapienia pienińskiego i towarzyszących im mniej odpornych na wietrzenie i erozję kredowych margli i łupków. Bezsprzeczny jest związek budowy geologicznej tego obszaru z genezą Przełomu Dunajca, co w świetle danych neotektonicznych zyskuje nowe argumenty (Zuchiewicz i in., 2002). W historii badań tego frapującego zagadnienia proponowano co najmniej cztery rozwiązania. Najstarszy z poglądów, wyrażony przez Limanowskiego i Nałkowskiego w 1904 r. (*fide* Birkenmajer, 2006), preferował genezę epigenetyczną, uznając, że Dunajec wcinał się w miękkie utwory „osłony" kredowo-paleogeńskiej, przykrywające zwartą pokrywą wapienne skałki podłoża. Drugi pogląd, za którym opowiadali się m.in. Sawicki (1909), Pawłowski (1915) i Klimaszewski (1937) (zob. Birkenmajer, 2006), skupiał się na antecedentnej genezie Przełomu Dunajca, sugerując powolne podnoszenie się górotworu pienińskiego i stopniowe wcinanie się meandrującego pierwotnie pra-Dunajca w podłoże. Pomysł trzeci wskazuje na tektoniczne uwarunkowania powstania przełomu (płynie on obecnie po utworach budujących maksymalną depresję strukturalną) i dlatego został nazwany przełomem strukturalnym (Birkenmajer, 1958, 1979). Ostatnia z propozycji rozważa możliwość kaptażu systemu rzecznego Białki–Białego Dunajca przez tzw. Dunajec sądecki, co miało wywołać efekt erozji wstecznej, a przez to Przełom Pieniński można by uznać za przełom regresyjny (Zuchiewicz, 1982). Bez względu na to, która z propozycji jest prawdziwa, przebieg procesu formowania się przełomu miał miejsce pomiędzy późnym miocenem a plejstocenem, jak to zreasumowali Birkenmajer (2006) oraz Jankowski i Margielewski (2024) w nawiązaniu do najnowszych obserwacji tego fenomenu.

6.5.3. Geotermia podhalańska

Edyta Jurewicz

Synklinorium skoruszyńsko-podhalańskie i forma niecki wypełnionej fliszem o znacznym udziale nieprzepuszczalnych łupków i spękanych piaskowców to rejon, z którym jest związane występowanie wód termalnych. Z uwagi na charakter budowy geologicznej jest to obszar występowania wód artezyjskich. Strefą zasilającą Podhale w wody termalne jest masyw Tatr, a szczególnie jego wapienne, spękane i skrasowiałe skały węglanowe mezozoiku i eocenu numulitowego (fig. 45). Wody meteoryczne przenikają w głąb wzdłuż zapadających ku północy warstw i docierają do szczelnej bariery, jaką stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego, ograniczonego uskokiem podhalańskim, gdzie rozchodzą się wachlarzowato ku wschodowi i zachodowi (Małecka, 1981; Chowaniec, Sokołowski, 1986; Małecka, Małecki, 1995; Chowaniec, 2001). Wody opadowe, przenikając w głąb masywu, stopniowo się nagrzewają. Średni gradient geotermiczny dla niecki podhalańskiej i jej podłoża jest nieco niższy w porównaniu z innymi rejonami w Karpatach i waha się w zakresie 1,9–2,1°C/100 m (Majorowicz, 1977; Plewa, 1994; Kępińska, 1997). Gradient ten wykazuje pionowe zróżnicowanie wynikające z dopływu wód meteorycznych i lokalnego schładzania wód (np. w otworze Zakopane IG 1 (Sokołowski, 1973) wydzielono cztery strefy o różnych wartościach gradientu). Od strony geochemicznej są to wody słabo zmineralizowane o składzie wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowym, w ilości ok. 3 g/dm^3 (Chowaniec, 2012).

Historia geotermii rozpoczęła się od odkrycia w 1844 r. na Jaszczurówce przez L. Zejsznera źródła o temperaturze 20,4°C. W 1963 r. po raz pierwszy uzyskano wody termalne o temperaturze 36°C z otworu wiertniczego Zakopane IG 1 (Sokołowski, 1973; Chowaniec, 2009), które były wykorzystane do zasilania basenów rekreacyjnych na Antałówce. Obecnie na terenie niecki podhalańskiej czynnych jest kilkanaście otworów z wodami termalnymi, z których część ma charakter eksploatacyjny (np. Bańska PGP-1 i Bańska PGP-3a), a część – to otwory chłonne (np. Biały Dunajec PAN-1 i Biały Dunajec PGP-2). W 2023 r. rozpoczęto w Szaflarach wiercenie otworu (odwiert Bańska PGP 4), który miał osiągnąć 7 km głębokości, na której spodziewano się wody o temperaturze powyżej 150°C. Miał to być najgłębszy otwór geotermalny na świecie. Z przyczyn technicznych prace zakończono na głębokości 6103,2 m, czyli ok. 900 m poniżej oczekiwań. W odwiercie wody termalne występują w dwóch poziomach wodonośnych: na ok. 3 km z temperaturą ok. 85°C oraz na ok. 5 km z temperaturą ok. 120°C.

Pozyskiwane z odwiertów wody termalne mają istotne znaczenie gospodarcze dla obszaru Podhala. Ciepło pochodzące z wód geotermalnych jest wykorzystywane do centralnego ogrzewania, dostaw ciepłej wody użytkowej, klimatyzacji, turystyki i rekreacji oraz balneoterapii. Podobna sytuacja geologiczna występuje na terenie Słowacji, w Kotlinie Liptowskiej położonej pomiędzy Tatrami a Tatrami Niżnymi, gdzie wody termalne są eksploatowane do celów rekreacyjnych i balneologicznych.

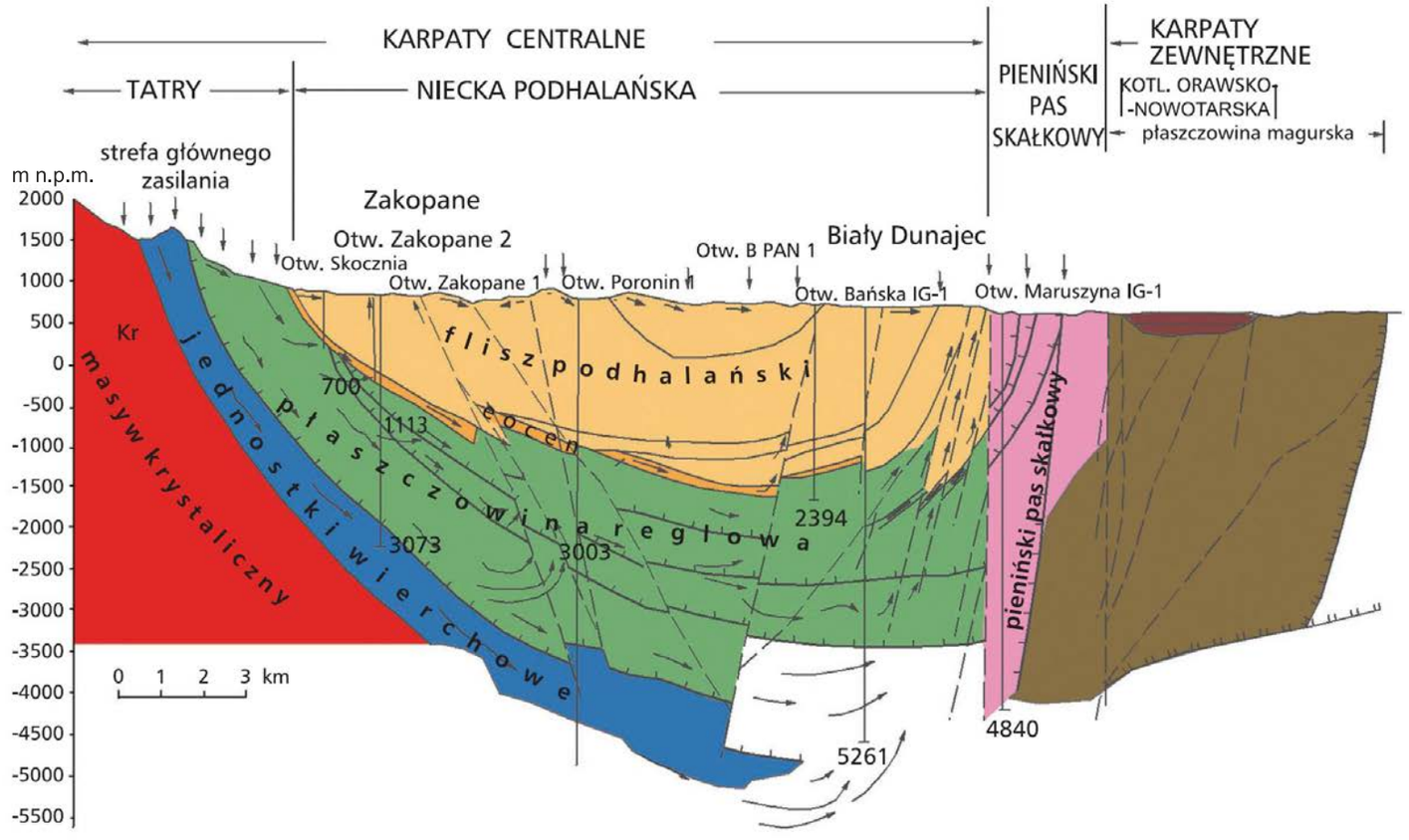


FIG. 45. Przekrój geologiczny niecki podhalańskiej ze schematem przepływów wód podziemnych (wg Chowańca, 2012)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

6.6. EKSTERNIDY KARPAT ZACHODNICH (KARPATY ZEWNĘTRZNE)

6.6.1. Zewnętrzne Karpaty Zachodnie

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Zewnętrzne Karpaty Zachodnie, obejmujące pasmo fliszowe i zapadlisko przedkarpackie, stanowią najbardziej na północ wysunięty element systemu orogenicznego Alp i Karpat. Pasmo fliszowe składa się z klina akrecyjnego, zbudowanego z licznych płaszczowin utworzonych z jurajskich do paleogeńskich formacji osadowych, odkłutych od subdukowanej północno-penninińskiej (magurskiej) litosfery oceanicznej oraz pasywnej krawędzi płyty przedpola – platformy europejskiej. Najbardziej charakterystyczne litologie obejmują głębokowodne osady pelagiczne i hemipelagiczne, takie jak łupki i margle, piaskowce turbidytowe, zlepieńce, olistostromy i inne osady związane z ruchami masowymi, które są powszechnie określane mianem „fliszu". Lokalnie występują także synsedymentacyjne skały wulkaniczne oraz osady płytkowodnej platformy węglanowej. Peryferyjny basen przedgórski, zwany zapadliskiem, powstał wskutek obciążenia i fleksuralnego ugięcia krawędzi płyty europejskiej przez postępujący klin orogeniczny Karpat. Jest on wypełniony autochtonicznymi osadami kenozoiku, które częściowo zostały włączone do czołowej części klina akrecyjnego.

Z regionalnego punktu widzenia kompleksy zewnętrznych Karpat Zachodnich dzielimy na trzy główne części: 1) wewnętrzne pasmo magurskie (lub grupa magurska), 2) zewnętrzne pasmo śląsko-krośnieńskie (menilitowo-krośnieńskie lub grupa średnia płaszczowin Karpat zewnętrznych), oba należące do szeroko rozumianego pasma fliszowego złożonego z płaszczowin osadowych, oraz 3) peryferyjne jednostki czoła orogenu karpackiego (grupa brzeżna płaszczowin Karpat zewnętrznych). Są to jednostki: zgłobicka oraz stebnicka (samborska), zbudowane z osadów mioceńskich pierwotnie zdeponowanych w zapadlisku przedkarpackim, sfałdowane i nasunięte na niezdeformowaną część zapadliska (zob. rozdz. 6.10). W dalszej części przedstawiono krótki przegląd struktur, ze szczególnym uwzględnieniem jednostek znajdujących się poza terytorium Polski.

Pasmo magurskie obejmuje dwie nasunięte jednostki o dużym, regionalnym znaczeniu: 1) jednostkę Białych Karpat oraz 2) płaszczowinę magurską. Są one nasunięte ku północy na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego. Jednostki pasma magurskiego wyłaniają się z przed-neogeńskiego podłoża basenu wiedeńskiego na południu Moraw i zachodniej Słowacji (np. Fodor i in., 1996; Nemčok i in., 1998b), a następnie kontynuują się w pasie o szerokości do 50 km aż do granicy Karpat Zachodnich i Wschodnich w południowo-zachodniej Ukrainie, gdzie klinowo zanikają w kierunku południowo-wschodnim. Południowa granica pasma magurskiego przebiega zgodnie z łukowato wygiętą na północ strukturą pienińskiego pasa skałkowego na odcinku ponad 400 km (fig. 2).

Jednostka Białych Karpat (*Bílé Karpaty* w literaturze czeskiej) jest uznawana za północno-wschodnie przedłużenie jednostki Laab należącej do reńsko-dunajskiego (ang. *Rhenodanubian*) pasma fliszowego Alp Wschodnich (np. Eliáš i in., 1990; Schnabel, 1992). Jednostka Białych Karpat tworzy pas o szerokości ok. 30 km na północno-wschodnim skraju basenu wiedeńskiego, lecz szybko zwęża się w kierunku północno-wschodnim i całkowicie zanika w dolinie środkowego Wagu (fig. 3). Ze względu na istotne różnice w litologii i stratygrafii względem typowej sukcesji magurskiej, Potfaj (1993, 1998) oraz Bezák i in. (2004) sklasyfikowali płaszczowinę Białych Karpat jako odrębną jednostkę tektoniczną tej samej rangi co płaszczowina magurska. Z kolei Teťák (2022) podkreślił powiązania sedymentologiczne i paleogeograficzne jednostki Białych Karpat zarówno z pasmem reńsko-dunajskim, jak i z płaszczowiną magurską. Osady tych jednostek powstawały w tym samym, rozległym basenie magurskim, pomimo różnic litologicznych wynikających z odmiennych źródeł terygenicznych, zasilających systemy lobów turbidytowych w różnych jego częściach. Jednak, ze strukturalnego punktu widzenia, jednostka Białych Karpat stanowi niezależną płaszczowinę, płasko nasuniętą na zewnętrzne jednostki magurskie (bystrzycką i raczańską) na odcinku co najmniej 25 km (Stráník i in., 1993; Potfaj, 1993, 1998; fig. 46a, b). W związku ze swoją wysoką pozycją strukturalną, jednostka Białych Karpat wykazuje bardzo słabe przeobrażenia termiczne i jest stosunkowo mało zdeformowana (Hrouda i in., 2009).

Pod względem pozycji strukturalnej jednostka Białych Karpat jest lateralnym odpowiednikiem jednostki krynickiej w obrębie płaszczowiny magurskiej, ale jej litostratygrafia jest wyraźnie odmienna. Wyróżniono w niej trzy jednostki mniejszej rangi: dolną, płaszczowinę Bošáca oraz nadległe płaszczowiny Zubák i Javorina (zob. Potfaj w Bezák i in., 2004; fig. 46). Sukcesja osadowa w obrębie płaszczowiny Bošáca obejmuje ciemne osady hemipelagiczne hoterywu-albu, łupki pstre cenomanu-mastrychtu (formacje z Kaumberg, z Ondrášovca i/lub z Malinowej) oraz paleoceńsko-dolnoeoceńskie dystalne osady fliszu wapiennego (formacje ze Svodnic, i z Nivnic–Stráník i in., 1995; Picha i in., 2006; fig. 47). Łupki pelagiczne tych formacji były w większości deponowane poniżej głębokości kompensacji węglanu wapnia (Švábenická i in., 1997). Sukcesja osadowa w obrębie wyższej płaszczowiny Javorina obejmuje średnioławicowe wapienne turbidyty górnego kampanu i mastrychtu (formacja z Javoriny; fig. 47). Powstawały one w pozycji proksymalnej, zasilane materiałem klastycznym pochodzącym z południa, najpewniej z jednostek północnych Alp Wapiennych i centralnych Karpat Zachodnich (Potfaj, 1993; Stráník i in., 1995; Švábenická i in., 1997; Picha i in., 2006). Najbardziej wewnętrzne elementy jednostki Białych Karpat obejmują górnokredowe łupki pstre oraz gruboławicowe, turbidytowe piaskowce wapniste, zbliżo-

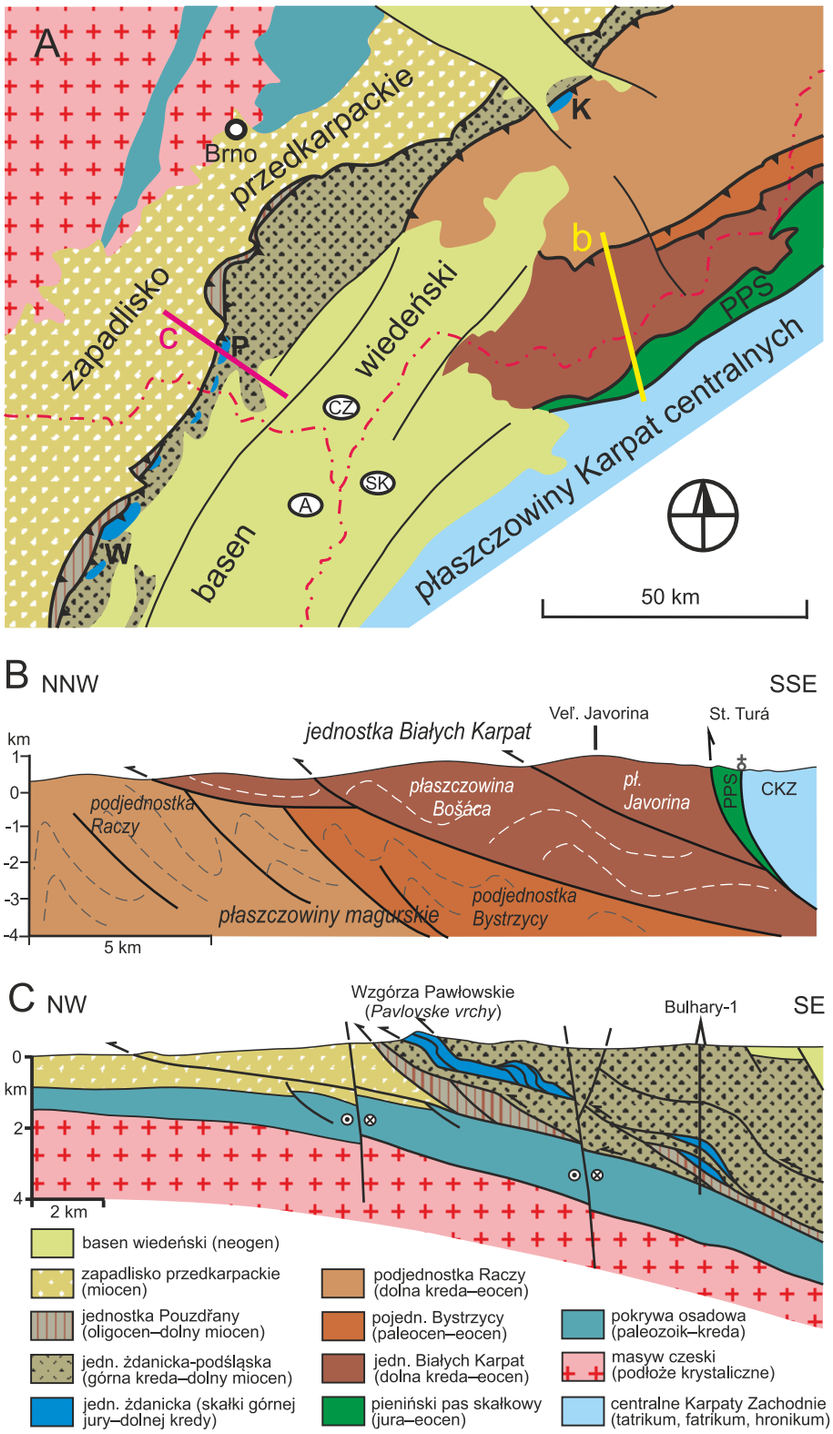


FIG. 46. Mapa i przekroje geologiczne przez Zachodnie Karpaty zewnętrzne w południowych Morawach; A szkic tektoniczny styku Alp i Karpat w rejonie pogranicza Czech, Austrii i Słowacji; W – strefa Waschberg; P – Wzgórza Pawłowskie (Pálava); K – skałka w Kurovicach; PPS – pieniński pas skałkowy (wg Picha i in., 2006 – zmodyfikowano); B przekrój przez południową część jednostki magurskiej (częściowo wg Stránika i in., 1993 – zmodyfikowano); C przekrój przez płaszczowinę żdanicką i jednostki sąsiednie (wg Poula i in., 2011 – zmodyfikowano). Strzałki na przekrojach oznaczają zwrot nasunięcia

ne do formacji Jarmuta–Proč, które Stráník i in. (1989) oraz Picha i in. (2006) powiązali z utworami znanymi z pienińskiego pasem skałkowego (jednostka szariska). Odpowiednikiem tektonicznym lub facjalnym paleogeńsko-eoceńskiego fliszu jednostki Białych Karpat we wschodniej Słowacji może być formacja strihowiecka (*Strihovce Fm*, zob. np. Potfaj, 1998; Bezák i in., 2004; Bónová i in., 2017) lub warstwy strihowskie (Mišik i in., 1991a; Krobicki i in., 2005).

W obrębie płaszczowiny magurskiej (znanej również jako jednostka magurska *sensu stricto*, zob. Tokarski i in. (2006), superjednostka magurska lub grupa płaszczowin magurskich) wyróżnia się cztery główne (pod)jednostki tektoniczne. Od północy ku południowi, a także od niższej do wyższej pozycji strukturalnej, są to: podjednostki Siar, raczańska, bystrzycka i krynicka (np. Oszczypko i in., 2008a). Jednostki magurskie zawierają utwory od górnej kredy po dolny oligocen, z dominującym udziałem głębokomorskich osadów klastycznych, głównie w postaci sekwencji turbidytowych (np. Ślączka i in., 2006; Picha i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Teťák i in., 2019). Pozycja paleogeograficzna oceanu magurskiego jest szeroko dyskutowana, ponieważ skład otoczaków w zlepieńcach eoceńskich wskazuje na ich pochodzenie albo z usytuowanego na północy grzbietu śląskiego, albo z jednostek Karpat Wschodnich na południowym wschodzie. Dotychczas nie znaleziono jednoznacznych śladów materiału pochodzącego z wewnętrznych stref Karpat Zachodnich, takich jak pieniński pas skałkowy (zob. Oszczypko i in., 2015, 2016 i cytowane tam źródła). Całkowita miąższość płaszczowiny magurskiej wynosi ok. 2–3,5 km. Jest ona płasko nasunięta na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego na odległość co najmniej 55 km (Oszczypko i in., 2008a, 2015).

Najbardziej wewnętrzna **podjednostka krynicka** występuje w regionie Orawy w północno-zachodniej Słowacji (znana tam jako podjednostka Magury Orawskiej), pomiędzy pienińskim pasem skałkowym a podjednostką bystrzycką, utrzymując tę pozycję aż do zachodniej Ukrainy. Sukcesja osadowa podjednostki krynickiej obejmuje górnokredowe łupki pstre oraz gruboławicowe piaskowce, paleoceńsko-dolnoeoceńskie łupki pstre oraz turbidyty dystalne i proksymalne (formacja beloweska, *Beloveža Fm*), a także eoceńsko-oligoceńskie gruboławicowe piaskowce krzemionkowe typu magurskiego (warstwy magurskie lub formacja magurska – zob. Oszczypko, 2004), które stanowią element charakterystyczny podjednostki krynickiej. Łupki typu menilitowego, margle z globigerinami oraz dystalne turbidyty oligocenu formacji malcowskiej (*Malcov Fm*) osadziły się niezgodnie w szczątkowych basenach typu *piggyback*. Osady dolnomioceńskie występują lokalnie, nadal zachowując głębokomorski charakter (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010; Oszczypko-Clowes i in., 2018).

Podjednostka bystrzycka tworzy wąski (5–10 km), lecz długi i ciągły pas osadów od senonu do oligocenu, rozciągająca się od Moraw, przez Polskę, aż do granicy słowacko-ukraińskiej. Stanowi ona strefę osiową basenu magurskiego, gdzie głębokomorskie osady klastyczne eocenu osiągają miąższość przekraczającą 1000 m. Do typowych odmian litologicznych podjednostki bystrzyckiej należą twarde łupki oraz piaskowce glaukonitowe eocenu (formacja zlinska; *Zlín Fm*; fig. 47). W zachodniej części zewnętrznych Karpat Zachodnich podjednostka bystrzycka leży poniżej jednostki Białych Karpat, a w kierunku północno-wschodnim bezpośrednio pod jednostkami orawskimi pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 2010). W jednostkach bystrzyckiej i krynickiej powierzchnie warstw są przeważnie stromo nachylone ku południowi, miejscami przyjmując położenie odwrócone, oraz ujęte w wąskie fałdy ze stromo zapadającymi powierzchniami osiowymi. Ich południowe części zostały wstecznie nasunięte na kysuckie i orawskie segmenty pienińskiego pasa skałkowego (Marko i in., 2005; Pešková i in., 2012; Beidinger, Decker, 2016; Plašienka i in., 2021).

Podjednostka raczańska zajmuje największy obszar w obrębie pasma magurskiego. Jej płaszczyzna nasunięcia jest umiarkowanie nachylona ku południowi i, wraz z podjednostką Siar, nasunięta na jednostki śląskie i przedmagurskie na zachodzie, a także na jednostki dukielskie na północy i wschodzie. Bloki wapieni górnojurajsko-dolnokredowych występujące lokalnie przed podjednostką raczańską na Morawach (Reháková i in., 1995; Eliáš i in., 1996; Svobodová i in., 2019) tworzą tzw. „zewnętrzny pas skałkowy" (Kurovice, Vigantice i kilka innych mniejszych skałek). Reprezentują one wczesny basen ryftowy (basen Cetechovice, patrz poniżej), będący prekursorem oceanu magurskiego, który otworzył się we wczesnej kredzie. W konsekwencji, pozostałości sukcesji osadowych basenu Cetechovice występują wzdłuż północnej pasywnej krawędzi oceanu magurskiego (późniejsze grzbiety Hostýn i/lub grzbiety przedmagurskie; por. Teťák i in., 2019; Teťák, 2022). Podjednostka raczańska oraz inne jednostki magurskie są w większości odkłute w obrębie kompleksu słabo zdiagenezowanych osadów środkowej kredy, składającego się głównie z niewapiennych, ciemnych i pstrych łupków (formacje rajnochowicka, z Hluka, z Huliny, z Malinowej i z Cebuli; fig. 47). Gruboławicowe turbidytowe piaskowce senonu–paleocenu (formacje z Hałuszowej, z Ropianki, piaskowców szczawińskich, warstwy z Jaworzynki), głębokowodne łupki górnego paleocenu–dolnego eocenu (formacja z Łabowej), dystalne turbidyty (formacja beloweska), środkowo/górnoeoceńskie turbidyty synorogeniczne (formacja zlinska) i lokalnie oligoceńskie (formacja malcowska) tworzą główną osadową sekwencję basenu magurskiego. Podjednostka raczańska składa się z szeregu łusek z makrofałdami o północnej wergencji. (np. Nemčok i in., 2006b; Gągała i in., 2012). Na podstawie danych z okien tektonicznych jednostek przedmagurskich, danych z otworów wiertniczych oraz przekrojów zbilansowanych, wydaje się, że płaszczowina magurska została nasunięta pozasekwencyjnie na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego. Najbardziej zewnętrzna **podjednostka Siar** zawiera niemal identyczną sukcesję litologiczną jak podjednostka raczańska; zawiera jednak gruboławicowe piaskowce mastrychtu–danu formacji solańskiej (*Soláň Fm*), zawierające materiał pochodzący ze źródeł północnych związanych z grzbietami Hostýn/przedmagurskim i/lub grzbietem śląskim.

Zewnętrzne pasmo menilitowo-krośnieńskie (lub grupa średnia płaszczowin zewnętrznych Karpat Zachodnich, zob. Nowak, 1927; Oszczypko i in., 2008a) rozciąga się wzdłuż całego łuku Karpat od północno-wschodniej Austrii i południowych Moraw, aż po strefę Vrancea, na pograniczu Karpat Wschodnich i Południowych w Rumunii. Pasmo to składa się z licznych jednostek tektonicznych, które są ogólnie przypisane do systemu płaszczowinowego mołdawidów (np. Săndulescu, 1988; Ślączka i in., 2006). Basen, w którym powstawały sukcesje osadowe tego pasma, bywa nazywany basenem seweryńsko-mołdawidzkim (Golonka i in., 2008b). Sukcesje te obejmują osady od górnej jury do dolnego miocenu, z przeważającym udziałem głębokomorskich osadów klastycznych. Propagacja nasunięć płaszczowinowych ku północy jest odzwierciedlona coraz młodszym wiekiem synorogenicznych osadów fliszowych, od późnego oligocenu w strefach wewnętrznych do wczesnego miocenu w strefach zewnętrznych. Jako najniższe strukturalnie elementy pasma fliszowego, płaszczowiny tej grupy nasunięte zostały na autochtoniczne osady zapadliska przedkarpackiego oraz jego podłoże, przy czym wewnętrzne partie zapadliska także uległy znaczącym deformacjom. Kontakt z systemem płaszczowin magurskich przebiega wzdłuż nasunięcia pozasekwencyjnego. Charakterystycznym elementem litologicznym jednostek tej grupy jest powszechne występowanie oligoceńskich formacji menilitowej i krośnieńskiej.

Grupa jednostek przedmagurskich składa się z kilku mniejszych elementów, które występują u czoła płaszczowiny magurskiej lub pod jej nasunięciem. Jednostka przedmagurska *sensu stricto* występuje nieciągłym pasem, wzdłuż frontalnych partii podjednostek Raczy i Siar. Składa się z różnorodnych osadów hemipelagicznych i klastycznych (formacja submenilitowa), które są przykryte charakterystyczną górnoeoceńsko-dolnooligoceńską formacją menilitową (margle globigerynowe, czarne łupki i rogowce, czyli menility), oraz górnooligoceńsko-dolnomioceńskim synorogenicznym fliszem warstw krośnieńskich, z rytmicznymi przeławiceniami piaszczystych turbidytów i hemipelagicznych łupków wapnistych (fig. 47).

Sukcesje osadowe jednostek przedmagurskich są podobne do tych obserwowanych w obrębie **jednostki dukielskiej**, występującej na wschodnim pograniczu polsko-słowackim i kontynuującej się ku południowemu wschodowi w ukraińskiej części pasma fliszowego. Jednostka dukielska obejmuje górnokredowe dystalne osady fliszowe warstw łupkowskich, przechodzące w paleoceński piaszczysty flisz (piaskowce ciśniańskie), eoceńskie turbidyty (formacja submenilitowa) oraz dolnooligoceńską formację menilitową, która w górnej części stopniowo przechodzi w dystalne turbidyty warstw cergowskich i malcowskich.

W południowo-wschodniej Polsce i wschodniej Słowacji jednostka dukielska oraz jej ekwiwalenty (jednostki Obidowej–Słopnic, grybowska) mają duże rozprzestrzenienie, co potwierdzają głębokie odwierty, przecinające nasunięcie jednostki magurskiej. Jednostki te odsłaniają się na powierzchni w oknach tektonicznych w obrębie płaszczowiny magurskiej, takich jak okno Mszany Dolnej w Polsce (Mastella, 1988) oraz Smilno na Słowacji (np. Nemčok i in., 2000; Ryłko, Tomaś, 2012). Zgodnie ze zbilansowanymi przekrojami geologicznymi, jednostka dukielska oraz jej odpowiedniki w strukturach przedmagurskich, tworzą najbardziej miąższą część klina akrecyjnego pasma fliszowego, stanowiąc największy pod względem objętości stos płaszczowinowy w całych zewnętrznych Karpatach Zachodnich (Roca i in., 1995; Nemčok i in., 2006b; Gągała i in., 2012).

Płaszczowina śląska jest największą jednostką średniej grupy płaszczowin w Karpatach Zachodnich. Sukcesja ta obejmuje głębokomorskie osady klastyczne, których sedymentacja trwała od późnej jury do pogranicza oligocenu i miocenu, a których całkowita miąższość stratygraficzna wynosi od 2500–3000 m w Beskidzie Śląskim, do 5000 m w Bieszczadach (Oszczypko i in., 2008a). Litostratygrafia tej jednostki jest mieszaniną terminologii czeskiej i polskiej (Picha i in., 2006; Golonka i in., 2008a). Najstarsze odsłonięte skały sukcesji godulskiej to dysoksyczne czarne łupki węgla-

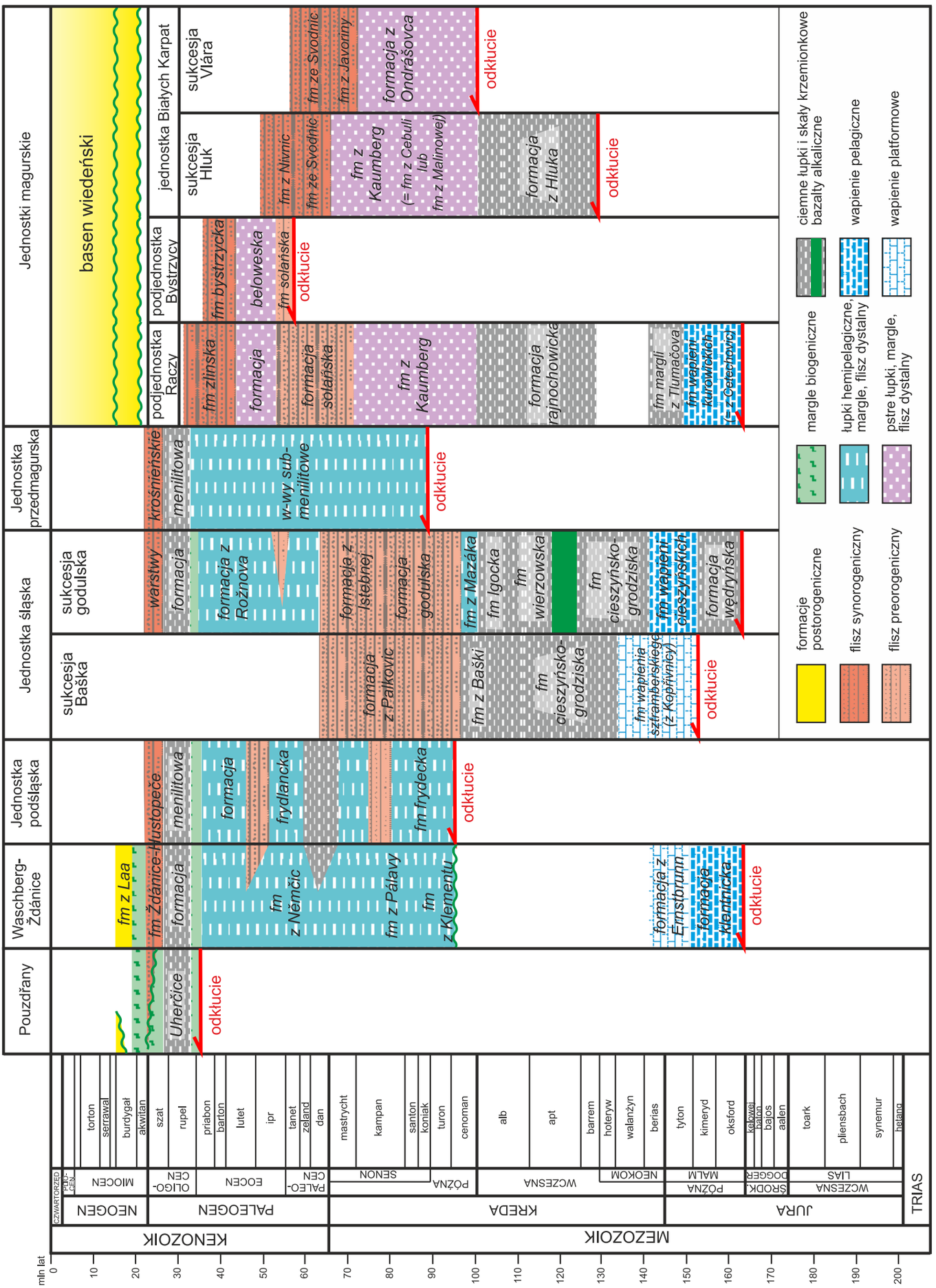


FIG. 47. Jednostki litostratygraficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w rejonie Moraw (wg Picha i in., 2006 – zmodyfikowano)

nowe i margle formacji wędryńskiej (*Vendryně Fm*), dawniej zwane dolnymi łupkami cieszyńskimi, należące do górnej jury (kimeryd–dolny tyton). Przechodzą one ku górze w pelagiczne wapienie tytonu–beriasu formacji cieszyńskiej (*Těšín Limestone Fm*). Sekwencja od walanżynu do cenomanu obejmuje głębokowodne osady anoksyczne i klastyczne: m.in. formacje grodziską (*Hradiště Fm*), wierzowską (*Věřovice Fm*), i lgocką (*Lhoty Fm*) i z Mazáka (fig. 47). W formacjach cieszyńskiej i grodziskiej, w polskim i morawskim segmencie jednostki śląskiej, występują różnorodne skały żyłowe i subwulkaniczne tzw. asocjacji cieszynitowej o składzie bazaltów alkalicznych, takich jak cieszynity, pikryty, limburgity, augityty czy monchikity, tworzące żyły hipabysalne, sille, lawy poduszkowe, hialoklastyty oraz skały piroklastyczne (np. Dostal, Owen, 1998; Grabowski i in., 2003; Matýsek i in., 2018), o wieku ok. 124–118 mln lat, czyli barrem–apt (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002; Brunarska, Anczkiewicz, 2019). Od późnego cenomanu w zachodniej części basenu śląskiego przeważała sedymentacja terygeniczna, z miąższymi pakietami grubo- ławicowych piaskowców turbidytowych. Formacja godulska (turon–santon) osiąga miąższość do 3000 m, a nadległa formacja istebniańska (kampan–paleocen) – 1000 m miąższości. Utwory te przechodzą facjalnie w kierunku osi basenu w pstre osady ilaste. Formacja submenilitowa (paleocen–środkowy eocen) obejmuje mułowce z soczewami masywnych piaskowców oraz cienkoławicowymi turbidytami. Zalegające powyżej margle globigerynowe i formacja menilitowa (eocen–oligocen) są następnie przykryte synorogenicznym fliszem warstw krośnieńskich (formacji krośnieńskiej), wieku oligocen–wczesny miocen.

Sukcesja Baška (*Baška succession*) występuje w postaci oddzielnych łusek tektonicznych usytuowanych we frontalnych partiach płaszczowiny śląskiej. Są to głównie osady płytkowodne, pochodzące z północnego obrzeżenia basenu śląskiego (grzbiet Baška). Sukcesja zawiera różnej wielkości bloki słynnych wapieni rafowych formacji sztramberskiej (*Stramberk Limestone Fm*) wieku tytońskiego (fig. 47), występujących w postaci brekcji, olistostrom oraz kalcyturbidytów deponowanych u podstawy stoku w dolnokredowych osadach „proto-basenu śląskiego" (Cieszkowski i in., 2012). Wapienne turbidyty formacji Baška (alb–cenoman) dokumentują zatopienie grzbietu Baška w środkowej kredzie. Następująca po niej formacja palkowicka jest dystalnym odpowiednikiem formacji godulskiej i istebniańskiej. W Polsce wapienie formacji sztramberskiej są znane przede wszystkim ze skałek w okolicach Andrychowa, gdzie są określane mianem wapieni inwałdzkich, a także z pojedynczego olistolitu w rejonie Kruhela k. Przemyśla (Golonka i in., 2008a).

W północnych Morawach oraz w rejonie pogranicza polsko-czeskiego, płaszczowina śląska nasunięta jest płasko na **jednostkę podśląską**, co skutkuje występowaniem licznych izolowanych fragmentów płaszczowiny śląskiej oraz okien tektonicznych jednostki podśląskiej (zob. podrozdział 6.6.2). Jednostka podśląska obejmuje formacje dolnokredowe, podobne do tych występujących w płaszczowinie śląskiej, jednak osady górnej kredy–eocenu są już częściowo odmienne, obejmując facje basenowe (margle z Węglówki). Dolnooligoceńska formacja menilitowa oraz wapnisty flisz typu krośnieńskiego (formacja Ždánice–Hustopeče – fig. 47) stanowią najmłodsze osady jednostek grupy średniej w Zachodnich Karpatach. Podczas ruchów nasuwczych we wczesnym miocenie we frontalnych partiach płaszczowin śląskiej i podśląskiej zachodziły typowe zjawiska z pogranicza sedymentacji i tektoniki (deformacje synsedymentacyjne, ruchy masowe, powstawanie olistostrom itp.), obejmujące transport materiału klastycznego pochodzącego z nasuniętych płaszczowin, a częściowo także z krystalicznego podłoża, z wypiętrzonego przedpola dolnej płyty europejskiej (np. obszar Andrychów–Inwałd; Cieszkowski i in., 2009a, b; zob. podrozdział 6.6.2).

W południowej części Moraw jednostkę podśląską lateralnie zastępuje **jednostka żdanicka** (*Ždánice unit*). Na pograniczu czesko-austriackim (Pavlovské vrchy na Morawach oraz strefa Waschberg w Austrii; fig. 46a) w jej frontalnych partiach występuje szereg dupleksów tektonicznych zawierających wapienie górnej jury i dolnej kredy (np. Poul i in., 2011; fig. 46c). Są to ciemne margle oraz wapienie bioklastyczne formacji kletnickiej (*Klentnice Fm*, oksford–kimeryd) oraz masywne wapienie platformowe formacji z Ernstbrunn (*Ernstbrunn Fm*) wieku tyton–berias (Golonka i in., 2008a; Schneider i in., 2013). Formacje te, w postaci brekcji i olistolitów, tworzą malownicze skałki (tzw. „zewnętrzny pas skałkowy") na pograniczu Czech i Austrii, k. Mikulova. Wznowienie sedymentacji nastąpiło w późnej kredzie (fig. 47). Transgresywna sekwencja osadów górnej kredy (Stranik i in., 1996) przechodzi od wapienno-klastycznych osadów formacji klemenckiej (*Klement Fm*, turon–koniak), poprzez hemipelagiczne osady koniaku–kampanu formacji palawskiej (*Pálava Fm*), aż po osady formacji z Němčic (*Němčice Fm*, górna kreda–najniższy oligocen), składające się z różnobarwnych łupków, analogicznych do formacji submenilitowej (Krhovsky i in., 2001, zob. fig. 47). Formacje oligocenu są podobne do tych znanych jednostek śląskich: są to margle globigerynowe, osady formacji menilitowej oraz fliszu turbidytowego formacji Ždánice–Hustopeče (odpowiednik warstw krośnieńskich). Słabo zdeformowane osady marglisto-ilaste dolnego miocenu zostały zdeponowane w basenach typu „piggyback", podczas nasuwania płaszczowin. Duże olistolity i olistostromy występują także w dolnym miocenie strefy Waschberg (np. Gebhardt, 2021).

Jednostka Pouzdřany jest najmłodszą i najbardziej zewnętrzną jednostką pasa fliszowego w południowych Morawach. Jest to wąska, wewnętrznie zdeformowana łuska tektoniczna, obejmująca osady od górnego eocenu do dolnego miocenu (fig. 46c, 47), stanowiące wypełnienie resztkowego basenu fliszowego, na styku z basenem zapadliska przedgórskiego. Formacje pavlovicka (*Pavlovice Fm*) i z Laa (*Laa Fm*), z wyższej części dolnego miocenu (eggenburg–ottnang, zob. Krhovsky i in., 2001), są najmłodszymi osadami zaangażowanymi w strukturę płaszczowinową Karpat w tym rejonie.

Osady **zapadliska przedkarpackiego** zostały zdeponowane w basenie przedgórskim, który powstał w wyniku fleksuralnego ugięcia płyty europejskiej, spowodowanego siłą ciągnącą subdukującej płyty (ang. *slab-pull*), o skorupie oceanicznej i/lub ścienionej kontynentalnej oraz przez obciążenie wywołane postępującym nasuwaniem się płaszczowin pasma fliszowego (Winkler, Ślączka, 1994; zob. też rozdz. 6.10). Do orogenu Karpat zewnętrznych zalicza się tylko zdeformowaną część zapadliska, czyli tzw. grupę płaszczowin brzeżnych (Nowak 1927; Oszczypko i in. 2008), obejmująca jednostki zgłobicką i samborską. W zależności od właściwości mechanicznych dolnej części płyty europejskiej, zapadlisko jest stosunkowo wąskie w sektorze morawskim, podczas gdy wyraźnie rozszerza się we wschodniej Polsce i Ukrainie, gdzie gruba i wytrzymała litosfera platformy wschodnioeuropejskiej, o podłożu prekambryjskim, była znacznie mniej podatna na ugięcie. Baseny przedgórskie migrowały w kierunku przedpola, ich zewnętrzną granicę stanowiło wypiętrzenie fleksuralne garbu przedpola, które okresowo było źródłem dostawy materiału klastycznego. Osady terygeniczne zdeponowane w basenie przedgórskim mogły mieszać się z materiałem pochodzącym z nasuwających się płaszczowin karpackich. Klasty podłoża krystalicznego (jak w rejonie Andrychowa) lub eoceńskich wapieni platformowych (strefa Waschberg) mogły więc pochodzić z okresowo wypiętrzonych stref przedpola, które obecnie są głęboko pogrzebane pod nasunięciem karpackim. Szczegółowe informacje dotyczące tej jednostki znajdują się w podrozdziale 6.10).

6.6.2. Polska część Karpat zewnętrznych

Tomasz Malata

6.6.2.1. Zasięg i definicja

Karpaty zewnętrzne to część alpidów europejskich. Jest to typowe tzw. brzeżne pasmo nasuwczo-fałdowe (ang. *foreland fold-and-thrust belt* – Burchfiel, Royden, 1982; Nemčok i in., 2005) rozciągające się pomiędzy Karpatami centralnymi i pienińskim pasem skałkowym a zapadliskiem przedkarpackim, będącym ich basenem przedgórskim. Obejmują one głównie sfałdowane i nasunięte osady basenów Karpat zewnętrznych, ale też spoczywające na nich niezgodnie neogeńskie pokrywy postorogeniczne oraz osady wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego odkłute i nasunięte wraz z nimi (jednostki: zgłobicka i stebnicka).

Baseny Karpat zewnętrznych istniały od późnej jury po wczesny miocen i znajdowały się (wraz z basenami Karpat centralnych i pienińskiego pasa skałkowego) w północno-zachodniej części oceanu Tetydy, pomiędzy południową krawędzią platformy europejskiej a mikropłytami ALCAPY i Cisy-Dacji (Golonka i in., 2005; Ustaszewski i in., 2008). Utwory górnej jury i dolnej kredy zachowały się jedynie lokalnie i stąd trudno odtwarzać pełną paleogeografię basenów w tym okresie. Najprawdopodobniej od turonu basen Karpat zewnętrznych był podzielony na kilka odrębnych basenów, rozdzielonych grzbietami podmorskimi (np. grzbiet podśląski/węglowiecki pomiędzy basenami śląskim i skolskim) lub wynurzonymi obszarami lądowymi (zwanymi tradycyjnie kordylierami), będącymi obszarami źródłowymi dostawy materiału detrytycznego do basenów (kordyliera śląska między basenami śląskim i dukielskim, grzbiety: północno- i południowomagurski/czorsztyński obrzeżające basen magurski). Poszczególne baseny charakteryzują się odmiennymi sukcesjami osadowymi. Na podstawie tego zróżnicowania litologicznego poszczególne łuski tektoniczne (mniejsze elementy ograniczone powierzchniami nasunięć) zalicza się do elementów wyższego rzędu, określanych zamiennie płaszczowinami lub jednostkami tektonicznymi. Generalnie wyróżnia się 5 głównych jednostek tektonicznych odpowiadających basenom lub ich strefom. Są to, licząc od najbardziej zewnętrznych (od północy), jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska (wraz z grupą niewielkich jednostek przedmagurskich: przedmagurską *s.s.*, Michalczowej, grybowską/okienną) oraz magurska (fig. 48). Pozycja basenu magurskiego względem innych, zwłaszcza we wczesnej kredzie, jest dyskusyjna. Pozostałe, początkowo stanowiły jeden basen, który od początku turonu uległ zróżnicowaniu. W wyniku

tego powstały odrębne baseny (o odrębnych systemach depozycyjnych) rozdzielone obszarami wynurzonymi (stanowiącymi źródła materiału detrytycznego) lub grzbietami podmorskimi. Baseny Karpat zewnętrznych są uważane za baseny stosunkowo głębokie (o dnie znajdującym się przez znaczną część okresu istnienia basenu poniżej poziomu kompensacji węglanu wapnia – Olszewska, 1997), położone w większości na skorupie kontynentalnej. Dominują w nich osady klastyczne, tradycyjnie nazywane fliszowymi, będące efektem depozycji z prądów zawiesinowych. Kwestia podłoża basenu magurskiego (kontynentalne vs. oceaniczne) nie jest definitywnie rozstrzygnięta. Większość rekonstrukcji przyjmuje obecnie istnienie skorupy oceanicznej w basenie magurskim lub szerzej – w podłożu Karpat zewnętrznych (np. Birkenmajer, 1986; Csontos i in., 1992; Csontos, Vörös, 2004; Stampfli, Hochard, 2009; Kovač i in., 2017; Plašienka i in., 2020, zob. fig. 30). Jednak część autorów nie wypowiada się jednoznacznie na ten temat (np. Golonka i in., 2005; Oszczypko i in., 2015); warto wspomnieć, że Książkiewicz (1977b) nie widział argumentów na istnienie podłoża oceanicznego w Karpatach zewnętrznych.

Zasięg Karpat zewnętrznych w rozumieniu tektonicznym budzi pewne kontrowersje. Wewnętrzną granicą Karpat zewnętrznych (w Polsce – południową) jest ich granica z pienińskim pasem skałkowym. Kontakt ten – na terenie Polski – ma charakter tektoniczny i jest stromo ustawionym uskokiem o wergencji południowej lub północnej. Ma on charakter wielkoskalowej strefy przesuwczej (Birkenmajer, 1985; Pomianowski, 2003). Strome ustawienie warstw w jego pobliżu potwierdzają wyniki głębokich prac wiertniczych (Paul, Poprawa, 1992). Odmienną koncepcję przyjęli Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2014), którzy utwory PPS w Małych Pieninach przedstawili jako połogo zalegający tektoniczny nadkład nasunięty na najmłodsze utwory jednostki magurskiej (formacje z Kremnej i złatniańska). Wedle tej koncepcji Karpaty zewnętrzne obejmowałyby też utwory położone na południe od Małych Pienin. Należy przy tym podkreślić, że południowa (wewnętrzna) granica tektoniczna Karpat zewnętrznych nie pokrywa się z granicą basenu Karpat zewnętrznych. Do tego ostatniego zaliczane są zwykle utwory jednostki Grajcarka, które pod względem tektonicznym – ze względu na ich dzisiejszą pozycję – należą już do PPS (zob. podrozdział 6.3.2.2).

Północna granica Karpat zewnętrznych (w sensie tektonicznym) również nie pokrywa się z zasięgiem utworów basenów zewnętrznokarpackich. Generalnie przyjmuje się, że jest nią granica nasunięcia ku północy oderwanych od podłoża i nasuniętych wraz z Karpatami płaszczowin, obejmujących też utwory mioceńskie osadzone pierwotnie w zapadlisku przedkarpackim, a następnie wciągnięte tektonicznie w orogen, tj. płaszczowiny stebnickiej (w Polsce występującej tylko w rejonie Przemyśla, ale ciągnącej się w głąb Ukrainy) i płaszczowiny zgłobickiej. Należy jednocześnie zaznaczyć, że wpływ nasuwających się Karpat na ich przedpole nie kończy się na tych płaszczowinach. Efektem nasuwania się Karpat są też liczne struktury typu zrębów i rowów tektonicznych (zrąb Tenczynka, rów krzeszowicki), niekiedy położone daleko na przedpolu Karpat (zrąb Ryszkowej Woli; Nescieruk i in., 2007), jednak te struktury i deformacje nie mają charakteru orogenicznego. Osobnym problemem jest granica wgłębna Karpat. Najgłębszym otworem, który przewiercił sukcesje osadowe Karpat, jest Kuźmina 1 (Malata, Żytko, 2006), położony na terenie jednostki skolskiej, ok. 23 km od jej nasunięcia na jednostkę stebnicką. Spąg nasuniętej jednostki skolskiej osiągnięto na głębokości 6885 m p.p.t., zaś spąg mioceńskiej jednostki stebnickiej na głębokości 7062 m p.p.t. Pewne wnioski na temat przebiegu spągu nasunięcia Karpat zewnętrznych można wysnuć na podstawie badań magnetotellurycznych (Ryłko, Tomaś, 1999), które dają obraz tzw. podłoża skonsolidowanego, interpretowanego jako krystaliczne podłoże Karpat. Tomaś (2003) uznał, że powierzchnia nasunięcia karpackiego wykazuje silne związki z tektoniką podłoża skonsolidowanego Karpat i wydzielił w jej obrębie 3 sektory: zachodni (po linię Kraków–Rabka), gdzie spąg nasunięcia przebiega najpłycej (do 4 km) i wykazuje największe nieregularności; środkowy (między Rabką a Jasłem) o średniej nieregularności i głębszym położeniu powierzchni nasunięcia (maksymalnie ponad 6 km) oraz wschodni (na wschód od Jasła) o najbardziej regularnym przebiegu izolinii spągu nasunięcia, największych głębokościach położenia powierzchni nasunięcia (maksymalnie ponad 8 km) i największym gradiencie nachylenia tej powierzchni.

6.6.2.2. Deformacje syndepozycyjne w basenach Karpat zewnętrznych

Osady deponowane w basenach Karpat zewnętrznych podlegały synsedymentacyjnym deformacjom tektonicznym. Dowodem na tektoniczne wynoszenie poszczególnych części basenów i wynikającą z tego erozję są redeponowane bloki starszych utworów w obrębie utworów młodszych. Występują one najczęściej w osadach turonu (Cieszkowski i in., 2009b), dolnego oligocenu i dolnego miocenu. Również wyniki badań strukturalnych (Świerczewska, Tokarski, 1998; Strzelecki, Świerczewska, 2023) wskazują na synsedymentacyjne deformacje w eocenie i oligocenie (wstęgi deformacyjne).

Dla początkowego etapu rozwoju basenów Karpat zewnętrznych (późna jura, przełom jury i kredy) przyjmuje się, na podstawie zmian facjalnych, istnienie rowów rozdzielonych zrębami (Nowak, 1973), co sugeruje synryftowy układ topografii będący efektem późnojurajskiego ryftowania i ekstensji (Poprawa i in., 2002; Oszczypko, 2006a). We wczesnej kredzie za dominujący czynnik kontrolujący baseny uznano (Poprawa i in., 2002) powolną, postryftową subsydencję termiczną, skutkującą obniżaniem tempa sedymentacji i dostawy materiału klastycznego. W turonie i kampanie następuje gwałtowny wzrost tempa sedymentacji połączony z lokalnym wzrostem wapnistości osadów (sukcesja skolska), co można interpretować jako efekt tektonicznego wynoszenia części basenów i ich obszarów źródłowych (Poprawa i in., 2002). Sedymentacja głębokomorskiej serii osadowej w późnej kredzie o miąższości lokalnie nawet kilku tysięcy metrów (sukcesja śląska, warstwy godulskie i istebniańskie) bez wyraźnej zmiany środowiska sedymentacji (dno basenu pozostaje cały czas poniżej lokalnej głębokości kompensacji węglanu wapnia) wyraźnie wskazuje na gwałtowną subsydencję części basenu. Interpretować to można jako efekt kompresyjnego wynoszenia obszarów źródłowych (kordyliera śląska) połączonego z szybką subsydencją na przedpolu nasunięć, w basenie przedgórskim (basen śląski). Kompresja turońska koreluje się z ruchami nasuwczymi i fałdowymi w Karpatach centralnych. Od paleogenu (późny paleocen) we wszystkich basenach poza magurskim, następuje nawrót subsydencji, pogłębianie basenów i zanik aktywności źródeł materiału detrytycznego, co można uznać za przejaw fleksuralnego uginania płyty podłoża na przedpolu pryzmy akrecyjnej, a baseny śląski i skolski za „wygłodniałe" baseny przedgórskie (Poprawa i in., 2002). Jednocześnie od wczesnego eocenu zaczyna się gwałtowna dostawa materiału klastycznego do basenu magurskiego od południa, połączona z migracją facji klastycznych ku północy, co wskazuje na kolejny etap rozwoju pryzmy akrecyjnej. Koreluje się to dobrze z deformacjami synsedymentacyjnymi stwierdzonymi w osadach jednostki magurskiej (Świerczewska, Tokarski, 1998).

Na przełomie eocenu i oligocenu dokonała się zasadnicza przebudowa basenów Karpat zewnętrznych. Wszystkie baseny uległy gwałtownemu wynoszeniu tektonicznemu i spłyceniu, co doprowadziło do ograniczenia cyrkulacji prądów oceanicznych i powstania na ich dnie warunków anoksycznych, a jednocześnie do wzrostu tempa sedymentacji spowodowanego wynurzeniem obszarów źródłowych. Prawdopodobnie ugięcie płyty przedpola wywołane kompresją spowodowało gwałtowny wzrost subsydencji, nierekompensowany przez bardzo wysokie tempo sedymentacji. Końcowym etapem rozwoju basenów Karpat zewnętrznych były zbiorniki o charakterze tzw. basenów niesionych (lub nadnasuwczych; ang. *piggy-back* lub *thrust-top basins*), zaznaczające się głównie w wewnętrznych częściach nasuwających się jednostek tektonicznych. Najmłodsze osady niektórych basenów zawierają redeponowany materiał detrytyczny, najczęściej pochodzący z wyniesionych i erodowanych części nasuwających się od południa, bardziej wewnętrznych jednostek (Szymakowska, 1976).

6.6.2.3. Datowanie procesów orogenicznych

Główny etap deformacji osadów basenów Karpat zewnętrznych (fałdowanie i nasuwanie płaszczowin) przypada zasadniczo na miocen. Początek tej deformacji wyznaczają najmłodsze osady występujące w profilach sukcesji basenowych. Miejscami zawierają one fragmenty starszych osadów w formie olistolitów, świadczących o jednoczesnym wyniesieniu i erodowaniu części osadów Karpat zewnętrznych i osadzaniu ich w basenach resztkowych. Takie osady występują najczęściej u czoła nasunięć płaszczowinowych, w wewnętrznych częściach jednostek tektonicznych, dokumentując początkowe fazy procesu nasunięć. Przykładem mogą tu być olistolity margli węglowieckich, występujące w warstwach krośnieńskich górnych w Nawsiu i Różance k. Strzyżowa (jednostka skolska, Szymakowska, 1981), ale również olistolity diatomitów z Leszczawki w bardziej centralnej części tej jednostki (Kotlarczyk, Krawczyk, 1988), a także wielkie olistolity osadów z basenu magurskiego w jednostce śląskiej (tzw. płaty magurskie – Szymakowska, 1966, „półwyspy" Łużnej i Harklowej). Początek tych ruchów można datować (zwłaszcza w jednostce skolskiej) na wczesny miocen (karpat). Doszło wówczas do powstania regionalnych fałdów i nasunięć, o czym świadczą środkowomioceńskie (dolny baden) osady leżące niezgodnie na sfałdowanych i zerodowanych osadach Karpat zewnętrznych. Wyniesione utwory Karpat ulegały gwałtownej erozji, której przejawem są utwory wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego, rozpoczynające się wczesnomioceńskimi olistostromami z licznym materiałem fliszowym, nawiercone pod Karpatami w rejonie Suchej Beskidzkiej (Ślączka, 1977). Z początkiem miocenu środkowego (wczesny baden) doszło do kolapsu orogenicznego spowodowanego spiętrzeniem stosu płaszczowin i obciążeniem płyty przedpola. Na skutek ruchów obniżających morze

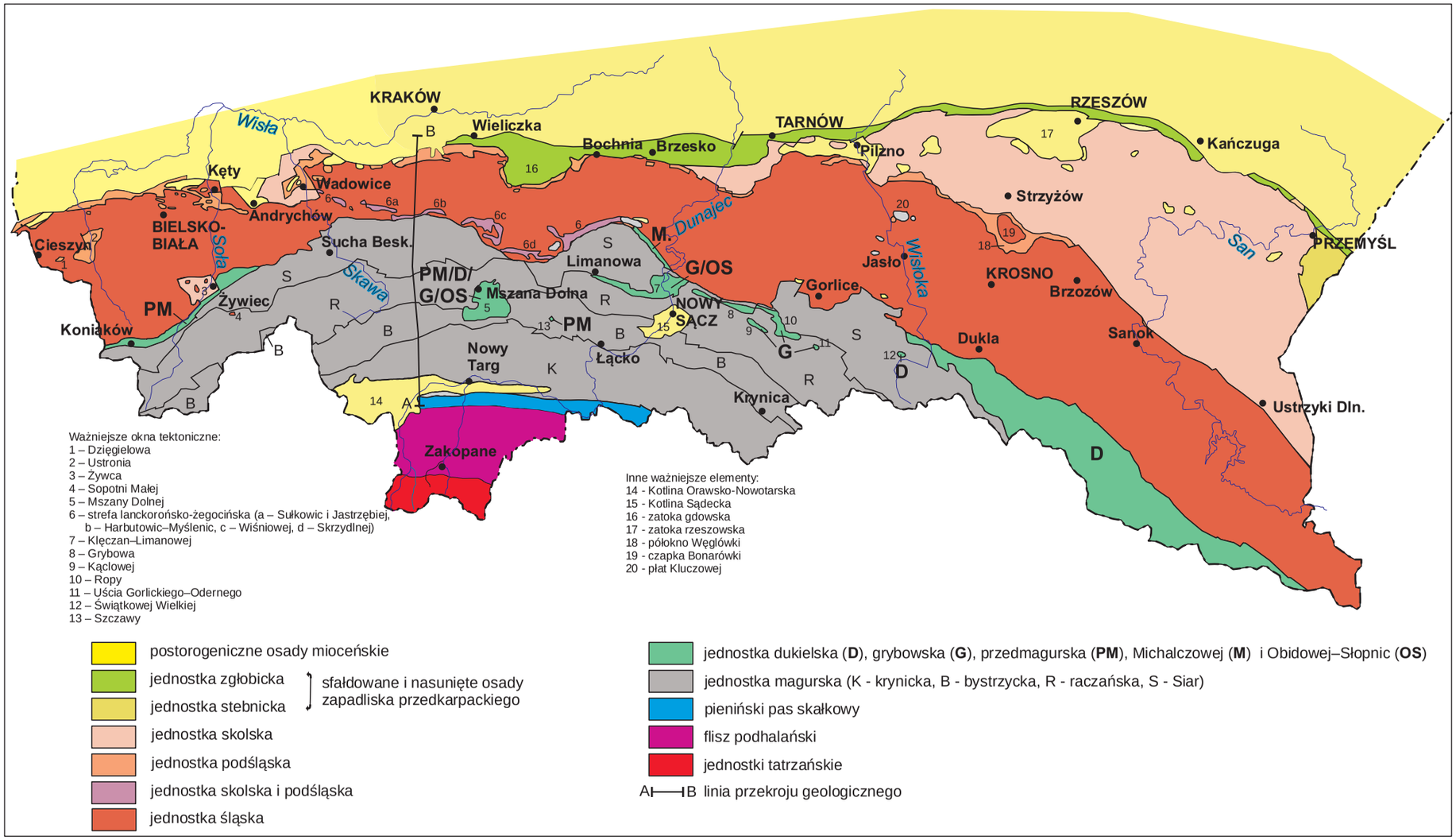


FIG. 48. Główne elementy strukturalne polskich Karpat zewnętrznych

ponownie wkroczyło na obszar sfałdowanych i częściowo zerodowanych Karpat zewnętrznych, tworząc nieciągłą pokrywę osadów transgresywnych. Rozpoczynają je osady klastyczne (Cieszkowski i in., 1977; Rajchel, Uchman, 2001), przykryte osadami węglanowymi i chemicznymi, świadczącymi o warunkach płytkomorskich. Wyżej dominują utwory ilaste (warstwy chodenickie, grabowieckie, iły krakowieckie) osiągające w tzw. zatoce rzeszowskiej do 1000 m miąższości. Morskie lub brakiczne osady miocenu transgresywnego zachowały się najczęściej w północno-wschodniej części Karpat zewnętrznych (jednostka skolska), choć występują też na jednostce śląskiej (Iwkowa), podśląskiej (Żegocina) i magurskiej (basen nowosądecki). W tym ostatnim przypadku występuje przejście od osadów lądowych (formacja z Biegonic), poprzez osady brakiczne do osadów morskich (Oszczypko-Clowes i in., 2009), co wskazuje na długotrwałą tendencję do obniżania w tej strefie, powodującą powstanie zapadliska śródgórskiego, do którego w końcu wkroczyło morze (baden–sarmat). Sedymentację mioceńskich osadów transgresywnych na Karpatach przerwała dopiero kolejna faza deformacji tektonicznych, prawdopodobnie w panonie. Spowodowała ona dalsze nasuwanie Karpat ku północy i północnemu wschodowi (na odległość minimum kilkudziesięciu kilometrów), odkłucie od podłoża i pchnięcie przed czołem Karpat części utworów mioceńskich (płaszczowiny zgłobicka i stebnicka), w tym też tych pochodzących z erozji Karpat (jednostka andrychowska; Wójcik i in., 1999, zob. też rozdz. 6.10), niewielkie deformacje mioceńskich osadów transgresywnych (Uroda, 2020) oraz powstanie drugorzędnych struktur fałdowych, skośnych do przebiegu fałdów regionalnych (Aleksandrowski, 1985, 1989; Szczęsny, 2003). Prawdopodobna była również ograniczona reaktywacja stref nasunięć w reżimie przesuwczym. Powstały wówczas również modyfikacje przebiegu linii nasunięcia Karpat, na skutek zróżnicowania podłoża, na które nasuwały się Karpaty i istnienia mas oporowych w postaci odkłutych utworów mioceńskich (sigmoida przemyska, zatoka gdowska).

Sarmacko-panoński etap nasuwania i wynoszenia Karpat spowodował kolejny etap erozji, która usunęła większość osadów miocenu transgresywnego oraz doprowadziła do depozycji na przedpolu nasuwających się Karpat kolejnych sekwencji osadów z materiałem pochodzącym z wypełnienia basenu Karpat zewnętrznych (warstwy z Gdowa; Wójcik i in., 2021). W miocenie-pliocenie w wewnętrznej części nasuniętych Karpat na skutek ruchów przesuwczych wzdłuż PPS powstało kolejne zapadlisko śródgórskie (basen orawsko-nowotarski), prawdopodobnie o charakterze basenu z rozrywania/nadprzesuwczego (ang. *pull-apart/strike-slip basin*; Pomianowski, 2003; Jankowski, 2015; Tokarski i in., 2016; Ludwiniak i in., 2019). Wypełnione jest ono osadami lądowymi o miąższości przekraczającej 1300 m.

Nieco odmiennie historię deformacji Karpat zewnętrznych ujęli Decker i in. (1997). W pierwszym etapie przyjęli oni nasunięcia ku NNW obejmujące całe Karpaty. Następnie nasunięcia zostały reaktywowane jako uskoki normalne w warunkach ekstensyjnych (ekstensja o kierunku SW–NE), w wyniku czego powstały powierzchnie uskokowe zapadające ku NW. Powstałe w pierwszym etapie kompresyjnym nasunięcia i fałdy zostały następnie przefałdowane podczas skracania skierowanego ku NE. Szereg nasunięć został reaktywowany jako lewoskrętne uskoki przesuwcze. Wzdłuż tych uskoków powstawały konwergentne dupleksy przesuwcze, tworzące obecnie okna tektoniczne. Dalej na wschód kompresja ku NE skutkowała powstaniem nasunięć pozasekwencyjnych. Ostatnim etapem była ekstensja o kierunku NE–SW, w wyniku której powstały rowy o kierunku NW–SE tnące starsze nasunięcia i uskoki przesuwcze.

Całkowite skrócenie orogeniczne wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych może sięgać 500 km (Gągała i in., 2012).

Badania paleomagnetyczne wskazują, że podczas ruchów nasuwczych zachodnie Karpaty zewnętrzne uległy lewoskrętnej rotacji o ok. 50° w stosunku do pierwotnego położenia i o ok. 60° w stosunku do stabilnej Europy (Márton i in., 2009, 2016; Márton, 2020). Rotacja ta miała miejsce pomiędzy 18 mln lat temu (wiek wykazujących rotację andezytów przebijających Karpaty) a 12 mln lat temu (wiek niewykazujących rotacji osadów mioceńskich na Karpatach i najmłodszych andezytów). Lewoskrętną rotację wykazują również mioceńsko-plioceńskie osady Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, ale jest ona wiązana z aktywnością stref uskokowych (Baumgart-Kotarba i in., 2004; Tokarski i in., 2016), a nie z generalną rotacją Karpat Zachodnich.

Istotne dane na temat głębokości pogrzebania i czasu ekshumacji płaszczowin Karpat zewnętrznych przynoszą badania termochronometryczne. Andreucci i in. (2013) stwierdzili, że po depozycji utwory jednostek wewnętrznych (tzn. magurskiej, dukielskiej i najbardziej wewnętrznych stref jednostki śląskiej) zostały podgrzane do 60–120°C, co odpowiada pogrążeniu na głębokość 4–9 km, a utwory jednostek zewnętrznych (zewnętrzna część jednostki śląskiej i jednostka skolska) maksymalnie do 60°C, co odpowiada ok. 4 km pogrzebania. Ekshumacja postępowała stopniowo z zachodu na wschód: od 25–10 mln lat na zachodzie po 15–5 mln lat na wschodzie. Mechanizm ekshumacji był różny w zachodniej i wschodniej części polskich Karpat: na zachodzie główną przyczyną ekshumacji były procesy nasunięciowe, na wschodzie zaś główną przyczyną była erozja. Na podstawie wyników badań trakowych, duży wpływ na budowę geologiczną Karpat zewnętrznych przypisano post-nasunięciowemu kolapsowi postorogenicznemu (Mazzoli i in., 2010).

Po mioceńskim etapie kompresyjnym, w pliocenie i czwartorzędzie miały miejsce tzw. ruchy neotektoniczne (Rączkowski i in., 1984, 1985; Zuchiewicz, 1995, 1998, 2009, 2010; Zuchiewicz i in., 2009). Są to głównie (choć nie tylko) ruchy pionowe, które przejawiają się w zróżnicowanej wysokości jednowiekowych tarasów rzecznych i ich cokołów skalnych (Wójcik, 1988), wzmożonej akumulacji w strefach obniżanych zapadlisk śródgórskich oraz obecności uskoków normalnych (Tokarski, 1978; Zuchiewicz i in., 2011), zapewne związanych z czwartorzędową aktywnością sejsmiczną. Strefy współcześnie wynoszone tworzą stosunkowo wąskie i bardzo długie pasy układające się najczęściej równolegle do nasunięć i osi fałdów.

Współczesne trzęsienia ziemi, związane również z aktywnością tektoniczną Karpat, występują najczęściej w południowej części polskich Karpat zewnętrznych (Guterch, Kozák, 2015). Podobną sejsmiczną genezę mogą mieć również spękania żwirów i występującego między nimi drobnoziarnistego matriks (Tokarski i in., 2007). Odnotowano również czwartorzędowe uskoki oraz powiązane z nimi deformacje plastyczne, związane z izostatycznym odprężeniem po ustąpieniu lądolodu i reaktywacją wcześniejszych spękań w podłożu (Wójcik, 1999, 2003). Natomiast o obecności naprężeń poziomych świadczy występowanie struktur typu breakout (Jarosiński, 1999, 2005), które pokazują współczesną oś największych naprężeń. Dla Karpat zewnętrznych kierunek osi maksymalnych naprężeń poziomych zorientowany jest SSW–NNE lub SW–NE i różni się od kierunku w podłożu Karpat (S–N). Również różnice w wysokości tarasów rzecznych i miąższości osadów rzecznych interpretowane były jako przejawy reaktywacji nasunięć (Wójcik, 1988). Potwierdzają to wyniki badań współczesnej orientacji i wielkości naprężeń w otworach wiertniczych (Jarosiński i in., 2024). Sugerują one współczesne przefałdowania i reaktywację nasunięć na płytszych poziomach strukturalnych, przy braku ruchu w obrębie nasunięcia karpackiego. Wskazuje to na naskórkową, kompresyjną reaktywację pryzmy akrecyjnej i przeczy hipotezie ekstensyjnego zapadnięcia się (czyli kolapsu post-orogenicznego) Karpat (Mazzoli i in., 2010; Jankowski, 2015).

6.6.2.4. Podział tektoniczny Karpat zewnętrznych

Od początku XX w. wyróżnia się w obrębie Karpat zewnętrznych odrębne jednostki strukturalne o charakterze płaszczowin. W polskiej literaturze geologicznej najczęściej cytowany jest podział Nowaka (1927) na trzy grupy płaszczowin: brzeżną, średnią i magurską. W skład pierwszej z nich wchodzą płaszczowiny zbudowane z utworów mioceńskich (zgłobicka, stebnicka, zob. też rozdz. 6.10). Grupa średnia obejmuje zaś płaszczowiny: skolską, podśląską, śląską, dukielską i niewielkie jednostki przedmagurskie, występujące pod różnymi nazwami w różnych częściach polskich Karpat (fig. 48).

Podział Karpat na jednostki strukturalne wyższego rzędu (poszczególne płaszczowiny) opiera się na dość niejasnych kryteriach. Granice płaszczowin stawia się zwykle w miejscu, gdzie kontaktują ze sobą łuski o odmiennym profilu stratygraficznym. Problemy zaczynają się, gdy dany element tektoniczny (okno tektoniczne, łuska) nie zawiera wydzieleń charakterystycznych dla którejś z sukcesji, a jedynie facje rozpowszechnione w różnych jednostkach tektonicznych (np. warstwy krośnieńskie).

O ile granice płaszczowin zwykle stawia się na powierzchniach nasunięć, to głównym kryterium decydującym o zaliczeniu danej łuski do konkretnej płaszczowiny jest najczęściej kryterium litologiczne, czyli pierwotne położenie budujących ją osadów w konkretnej strefie basenu. Problem ten w mniejszym stopniu dotyczy dwóch największych jednostek, które ciągną się wzdłuż całej polskiej części Karpat zewnętrznych: śląskiej i magurskiej. W przypadku mniejszych jednostek, jak skolska i dukielska, zalicza się do nich najczęściej te łuski, które mają profil stratygraficzny podobny do osadów sukcesji skolskiej i dukielskiej, nawet gdy ewidentnie nie tworzą ciągłości z główną masą danej jednostki. Jeszcze inny problem dotyczy jednostki podśląskiej. W zachodniej części polskich Karpat zalicza się do niej niemal wszystko, co powstało w basenie Karpat zewnętrznych i znajduje się między nasunięciem Karpat a nasunięciem jednostki śląskiej *sensu lato*. Na wschodzie natomiast włącza się w jej obręb tylko wąskie, silnie stektonizowane elementy o specyficznej marglisto-ilastej litologii utworów górnej kredy–paleogenu, położone pomiędzy płaszczowiną śląską a skolską. W efekcie na zachodzie za podśląskie uważa się te litosomy (Książkiewicz, 1972), które dalej na wschód są zaliczane do płasz-

czowiny skolskiej. Osady odsłaniające się w oknach tektonicznych Żywca, Wiśniowej, Skrzydlnej czy w strefie lanckorońsko-żegocińskiej, uważane za należące do jednostki podśląskiej, to w większości osady basenu skolskiego, z typowymi dla niego facjami (Badakowa i in., 1973; Burtan, 1978). Wydaje się, że przynależność tych elementów tektonicznych wymaga rewizji.

Przedstawiony poniżej opis jednostek tektonicznych jest wynikiem kompilacji wielu źródeł, w dużej części o charakterze kartograficznym. Użyte w tekście nazwy elementów tektonicznych wywodzą się z literatury geologicznej. W niektórych przypadkach zasygnalizowano kontrowersje dotyczące pewnych idei czy przynależności niektórych elementów tektonicznych. Krytyka niektórych koncepcji, w przypadkach, w których nie podano cytowań literatury, jest subiektywnym zdaniem autora.

Jednostka skolska

Najbardziej zewnętrzną z jednostek grupy średniej jest płaszczowina skolska. Zajmuje ona zwarty obszar w północno-wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych, między Pilznem, Przemyślem i Ustrzykami Dolnymi oraz odizolowany od niego fragment na południowy zachód od Tarnowa. Nasunięta jest na sfałdowane utwory miocenu zapadliska (jednostki zgłobicka i stebnicka). Na nią z kolei nasuwa się jednostka podśląska lub śląska. Osady analogiczne do profilu serii skolskiej (niekiedy wprost zaliczane do tektonicznej jednostki skolskiej) są opisywane z wielu innych, zwykle bardzo odległych lokalizacji (fig. 48), tradycyjnie zaliczanych do jednostki podśląskiej (facje podśląskie również w niektórych z nich występują). Są to:
- strefa lanckorońsko-żegocińska (fig. 49; linijna strefa tektoniczna, wzdłuż której spod jednostki śląskiej na przedpolu nasunięcia jednostki magurskiej ukazują się w oknach tektonicznych utwory jednostek bardziej zewnętrznych);
- powiązane ze strefą lanckorońsko-żegocińską okna tektoniczne Skrzydlnej i Wiśniowej, ukazujące się pod jednostką śląską;
- tzw. flisz zewnętrzny na północ od Wadowic, pomiędzy dolinami Skawy i Wieprzówki (na zewnątrz od jednostki śląskiej);
- okno tektoniczne Żywca, ukazujące się spod utworów jednostki śląskiej, przedmagurskiej i magurskiej (a więc w podobnej sytuacji jak strefa lanckorońsko-żegocińska).

Wszystkie te lokalizacje można uznać za stektonizowane fragmenty basenu skolskiego (rejon Wadowic odpowiada wprost klasycznej pozycji jednostki skolskiej).

Główna część jednostki skolskiej (na wschód od Wisłoki) charakteryzuje się wyniesioną częścią zewnętrzną, zbudowaną głównie z utworów kredowych oraz częścią wewnętrzną, w której dominują na powierzchni osady oligocenu–miocenu. W części zachodniej płaszczowiny występują złuskowane antykliny, na których zapleczu utworzyły się szerokopromienne, słabo zaburzone synkliny. W rejonie na zachód od Strzyżowa osie fałdów w południowej części płaszczowiny skolskiej zanurzają się, tworząc szeroką strefę synklinalną wypełnioną warstwami krośnieńskimi, nazywaną depresją strzyżowską. Dalej ku wschodowi strefy osiowe fałdów stają się bardziej wynurzone, wzrasta też liczba złuskowań. Stopień deformacji wzrasta ku wschodowi, łuski są węższe i stromiej ustawione, północne skrzydła antyklin i południowe skrzydła synklin ulegają roztarciu tektonicznemu i redukcji. Wiąże się to z istnieniem sigmoidy przemyskiej – wyraźnej zmiany przebiegu nasunięcia jednostki skolskiej z WNW–ESE na południkowy. Jednostka skolska na skutek tego zmniejsza swoją szerokość o blisko 20 km. Na zachód od sigmoidy nasuwające się masy jednostki skolskiej napotkały mniejszy opór i nasunęły się dalej ku NE. Na skutek istnienia na wschód od sigmoidy masy jednostki stebnickiej, ruch nasuwczy płaszczowiny skolskiej w części wschodniej został zahamowany, osie fałdów uległy wygięciu do kierunku południkowego, a poszczególne łuski uległy ściśnięciu, zestromieniu i redukcji. Na wschód od sigmoidy osie fałdów po kolejnym skręcie wracają do przebiegu WNW–ESE, a płaszczowina skolska w zwężonej i ściśniętej formie kontynuuje się dalej na wschód.

W obrębie brzeżnej części płaszczowiny skolskiej na południe od Przemyśla dwie najbardziej zewnętrzne łuski: Koniuszy i Kniażyc, wyróżniają się odmiennym profilem litostratygraficznym, gdyż obejmują one osady brzeżnej części basenu skolskiego ze specyficznymi facjami paleogenu (margle pasieczniańskie, warstwy popielskie). Ta odmienność litologiczna stała się podstawą do zaliczenia ich przez Kotlarczyka i in. (2006) do jednostki borysławsko-pokuckiej. Jednostka ta znana jest z Karpat ukraińskich i obejmuje osady brzeżnej części basenu skolskiego, przykryte i wspólnie sfałdowane z transgresywną pokrywą mioceńską. Najbliższe wystąpienia tej jednostki znajdują się głęboko w wierceniach ok. 20 km od polskiej granicy. Takie przyporządkowanie tektoniczne opiera się na powszechnie stosowanym w Karpatach zewnętrznych wyznaczaniu zasięgu płaszczowin na podstawie kryteriów litologicznych. W tym przypadku jednak większość profilu pozostaje taka sama jak w płaszczowinie skolskiej. Brak również jakichkolwiek dowodów na to, że nasunięcie łuski Gruszowa–Prałkowiec na łuskę Koniuszy ma większą skalę niż nasunięcia sąsiednich łusek i stanowi w związku z tym nasunięcie jednej płaszczowiny na drugą.

Pewne wątpliwości budzi także wewnętrzna (południowo-zachodnia) granica jednostki skolskiej. Na całym przebiegu tej granicy jest nią nasunięcie jednostki podśląskiej (lub tam, gdzie nie zaznacza się jej odrębność, nasunięcie jednostki śląskiej). Ostatnie wystąpienia odrębnej tektonicznie jednostki podśląskiej są znane z przełomu Sanu przez Góry Słonne. Dalej na wschód nasunięcie jednostki śląskiej na skolską jest bardzo strome (ok. 60°) i ma częściowo charakter uskoku przesuwczego, o czym świadczą odchodzące od nasunięcia skośne brachyfałdy (związane ze strukturą końskiego ogona). W rejonie Ustrzyk Dolnych nasunięcie to zanika w obrębie północnego skrzydła i strefy osiowej antykliny Ustianowej–Równi–Rabego, przechodząc na odcinku kilkunastu kilometrów od nasunięcia/uskoku podłużnego w asymetryczny fałd o złuskowanym północnym skrzydle, a następnie stopniowo w symetryczną antyklinę bez śladów nasunięć. W związku z tym, południowa granica jednostki skolskiej w rejonie Ustrzyk Dolnych nie ma charakteru nasunięcia. Żytko (1968) wyróżnia w tej strefie antyklinorium skolskie i centralne synklinorium (przedłużenie jednostki śląskiej, zwane przez geologów ukraińskich „zoną Krosno"), a pomiędzy nimi strefę przejściową, obejmującą elementy tektoniczne o rozwoju facjalnym kredy–dolnego paleogenu zbliżonym do sukcesji podśląskiej. W takim podziale nasunięcie jednostki śląskiej na skolską i jego przedłużenie pokrywałoby się z granicą centralnego synklinorium i strefy przejściowej, północną granicą strefy przejściowej byłoby zaś złuskowanie w obrębie północnego skrzydła antykliny Łodyny-Wsi. Warto zaznaczyć, że na wschód od Brzozowa granice facjalne nie pokrywają się z granicami tektonicznymi (przebiegają skośnie w stosunku do nich): brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej jest wykształcone w facjach podśląskich, natomiast wzdłuż osi antykliny Wańkowej-wsi–Łodyny-wsi następuje przejście od facji skolskich w facje podśląskie.

Jednostka skolska jest w wielu miejscach przykryta niezgodnie osadami mioceńskimi transgresywnymi. Największe płaty koncentrują się u jej czoła, w rejonie Ropczyc (Broniszów), Rzeszowa (zatoka rzeszowska) i Kańczugi (zatoka Łopuszki), choć sięgają też znacznie dalej w głąb Karpat (okolice Dubiecka).

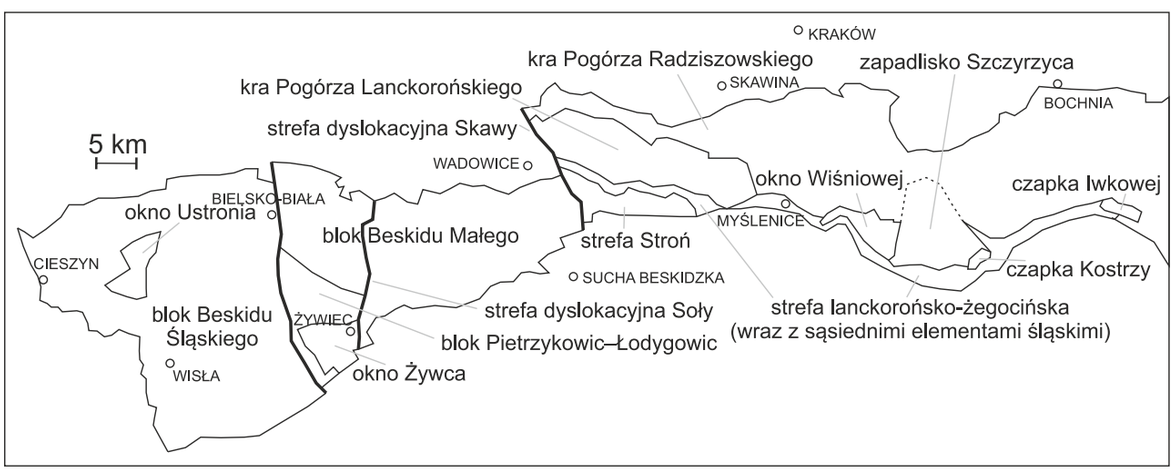


FIG. 49. Główne elementy strukturalne zachodniej części jednostki śląskiej

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

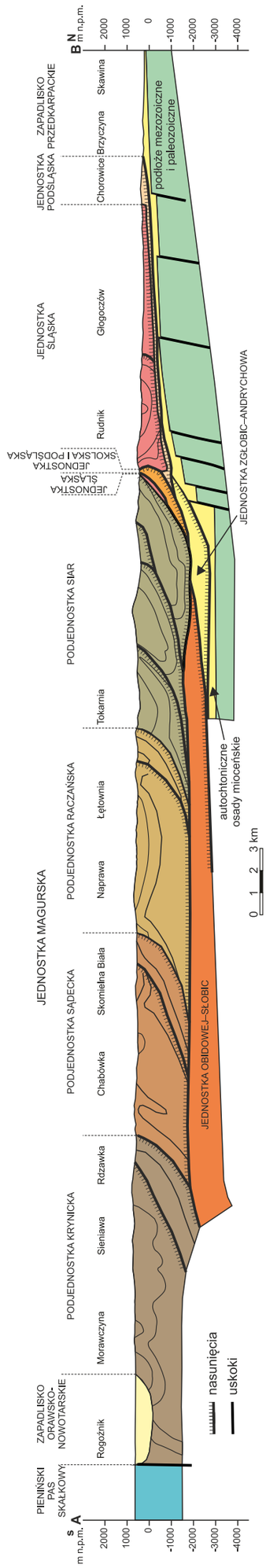


FIG. 50. Przekrój geologiczny przez Karpaty zewnętrzne na południku Krakowa

Jednostka podśląska

Jednostka podśląska jest najmniejszą z głównych jednostek tektonicznych Karpat. Ciągnie się wąskim i nieciągłym pasem u czoła płaszczowiny śląskiej (fig. 48) oraz wynurza się spod jednostki śląskiej w oknach tektonicznych (okno Ustronia, Żywca, strefa lanckorońsko-żegocińska). Wyróżniana jest też w wielu otworach wiertniczych w zachodniej części Karpat jako najniższy element nasunięcia karpackiego. Ze względu na łupkowo-marglisty charakter osadów górnej kredy–paleogenu jej utwory są często silnie stektonizowane i pełnią rolę smaru tektonicznego dla nasuwających się mas płaszczowiny śląskiej.

Zasięg jednostki podśląskiej jest stopniowo ograniczany. Część osadów występujących u czoła Karpat w rejonie Kęt–Andrychowa została uznana za dolnomioceńskie osady (często o pstrych barwach) pochodzące z erozji osadów Karpat (Wójcik i in., 1999), analogiczne do tych nawierconych pod Karpatami w rejonie Suchej Beskidzkiej (formacja z Zawoi – otwory wiertnicze Zawoja 1, Sucha IG 1). Bardzo prawdopodobne jest, że zasięg tego typu osadów jest znacznie większy, zarówno na powierzchni, jak i w profilach otworów wiertniczych. Z kolei osady występujące w oknach tektonicznych (okno Żywca, częściowo strefa lanckorońsko-żegocińska) pod względem facjalnym okazały się być częścią sukcesji skolskiej. W efekcie tego płaszczowina podśląska w niektórych strefach nie występuje niemal wcale. Istnieją jednak obszary, gdzie obejmuje nawet kilka łusek o niebudzącym wątpliwości profilu sukcesji podśląskiej. Taka sytuacja panuje np. na południe od Krakowa czy na południe i południowy wschód od Pilzna.

Generalnie w części zachodniej polskich Karpat stanowi ona często (choć nie zawsze) najniższą jednostkę nasuwających się Karpat zewnętrznych. Od okolic Brzeska na wschód występuje zwykle w postaci wąskiego, silnie zaburzonego pasa pomiędzy płaszczowiną śląską a skolską. Największe rozprzestrzenienie ma na północ od Krosna. Brzeg nasunięcia jednostki śląskiej cofa się tam ku południowi, a na jego przedpolu występuje duża czapka tektoniczna Bonarówki. Szeroki pas pomiędzy nasunięciem a czapką Bonarówki (oraz wąską strefę na zewnątrz od czapki) zajmuje płaszczowina podśląska, tworząc strukturę nazywaną półoknem tektonicznym Węglówki (fig. 48). Na wschód od półokna Węglówki odrębna tektonicznie jednostka podśląska szybko zanika, a facje podśląskie występują w brzeżnym spiętrzeniu jednostki śląskiej.

Skałki andrychowskie

Z jednostką podśląską były łączone tzw. skałki andrychowskie – występujące w rejonie Andrychowa na odcinku kilku kilometrów w spągu nasunięcia jednostki śląskiej duże (do kilkuset metrów długości) bloki jurajskich, kredowych i paleogeńskich skał węglanowych oraz granitognejsów i mylonitów. Pierwotnie (Książkiewicz, 1965) skały te były interpretowane jako porwaki tektoniczne z grzbietu rozdzielającego basen śląski od podśląskiego (tzw. kordyliera Baška–Inwałd). Z czasem zaczęto je uważać za wielkie olistolity, początkowo w warstwach krośnieńskich (Koszarski, 1985), później w osadach mioceńskich zapadliska. Znaleziska dużych bloków egzotykowych w blisko występujących dolnomioceńskich osadach tzw. jednostki andrychowskiej (jednostka miocenu sfałdowanego u czoła Karpat; Wójcik i in., 1999) zdają się potwierdzać tezę o przynależności bloków do basenu zapadliska przedkarpackiego. Ich źródło pozostaje nieznane (istnieją częściowe analogie z mezozoikiem przedpola Karpat), ale teza o związku skałek z płaszczowiną podśląską wydaje się skutecznie obalona, co ma zasadnicze znaczenie dla wszelkich rekonstrukcji paleogeograficznych.

Jednostka śląska

Jest to płaszczowina występująca (jako jedyna) wzdłuż całej polskiej części łuku Karpat zewnętrznych. Na całym obszarze charakteryzuje się bardzo podobnym profilem litologicznym. Nasuwa się na płaszczowinę podśląską, skolską lub bezpośrednio na sfałdowane utwory zapadliska przedkarpackiego. Na nią z kolei nasuwa się jednostka przedmagurska (rejon Koniakowa–Żywca, być może aż do Suchej Beskidzkiej), magurska, Michalczowej (lokalnie na zachód od Dunajca) lub dukielska (na wschód od Wisłoki). Warto zaznaczyć, że ta płaszczowina jest elementem pchanym przed czołem nasuwających się od południa wyższych jednostek (fig. 50). Brak jej (lub występuje tylko w formie szczątkowej) w wielu głębokich otworach przebijających płaszczowinę magurską, nawet w tych, które są położone bardzo blisko strefy nasunięcia (Sucha IG 1). Styl tektoniki tej płaszczowiny jest bardzo zmienny. Na zachodzie, gdzie podłoże, na które nasuwały się Karpaty, jest położone znacznie płycej, jednostka ta ma budowę blokową, pociętą dużymi uskokami, a na powierzchni odsłaniają się głównie utwory kredowe. Ku wschodowi utwory tej jednostki zaczynają układać się w regularne, niekiedy złuskowane fałdy, ciągnące się przez dziesiątki kilometrów. Od południka Jasła osie tych fałdów zaczynają się zanurzać i na powierzchni ukazują się głównie najmłodsze

warstwy krośnieńskie. Jednostka śląska jest tam określana jako centralne synklinorium karpackie lub centralna depresja karpacka.

W najbardziej zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych płaszczowina śląska dzieli się na dwie mniejsze części – płaszczowinę cieszyńską i godulską. Przyczyną powstania dwóch płaszczowin cząstkowych była różnica w podatności na odkształcenia między wyższą, sztywną, piaskowcową częścią profilu a niższą, bardziej łupkową. Sztywna płaszczowina godulska, zajmująca wyższą pozycję strukturalną, odspoiła się wzdłuż podatnego poziomu łupków wierzowskich i spiętrzyła przed sobą swoje podłoże, tworząc stos ponasuwanych na siebie łusek zbudowanych głównie z warstw cieszyńskich. Płaszczowina godulska, w przeciwieństwie do cieszyńskiej, jest znacznie mniej sfałdowana i zaburzona, ujęta w szerokopromienne fałdy. Odrębność płaszczowiny cieszyńskiej i godulskiej zaznacza się od zachodu jedynie do linii Soły. Jednostka śląska w tym rejonie ma budowę blokową. Na zachód od Soły znajduje się wyniesiony blok Beskidu Śląskiego (fig. 49), zbudowany głównie z utworów kredowych płaszczowiny godulskiej. Jest on obcięty od zachodu strefą uskokową, za którą na północy znajduje się blok Pietrzykowic–Łodygowic, zbudowany na powierzchni głównie z warstw krośnieńskich, na południu natomiast ukazują się łuski płaszczowiny godulskiej, a pod nimi utwory serii skolskiej okna tektonicznego Żywca. Utwory bloku Pietrzykowic–Łodygowic nasunięte są na górnokredowo-paleoceńskie utwory bloku Beskidu Małego, który ciągnie się po dolinę Skawy na wschodzie. Blok ten jest podzielony strefą dyslokacyjną Soły na dwie części. Zaznacza się w nim również podział na dwie części o różnej podatności. Część północna (górnokredowo-paleoceńska) jest ujęta w szerokopromienne, częściowo złuskowane fałdy, a część południową (zbudowaną z osadów młodszego paleogenu) tworzą wąskie, stromo ustawione łuski o zredukowanych tektonicznie częściach profilu. Jest to wynikiem silnego ściśnięcia tej strefy pomiędzy sztywnymi masami górnokredowo-paleoceńskimi jednostki śląskiej a nasuwającymi się jednostkami przedmagurską i magurską. W efekcie doszło do powstania złuskowań i tektonicznego roztarcia w obrębie bardziej podatnych osadów łupkowych.

Blok Beskidu Małego kończy się na wschodzie na strefie dyslokacyjnej Skawy (fig. 49). Na wschód od niej w obrębie jednostki śląskiej można wyróżnić 3 odrębne elementy tektoniczne. Od północy są to: jednostka śląska dolna (kra Pogórza Radziszowskiego), jednostka śląska górna (wygięta w bardzo szerokopromienną synklinę kra Pogórza Lanckorońskiego) oraz strefa Stronia. Na południowej granicy kry Pogórza Lanckorońskiego zaznacza się rozłam o kierunku WNW–ESE, wzdłuż którego spod jednostki śląskiej ukazuje się pas okien tektonicznych (strefa lanckorońsko-żegocińska) z utworami serii skolskiej i podśląskiej. Na okna tektoniczne nasuwa się od południa strefa Stroń zbudowana głównie z warstw krośnieńskich (lokalnie w spągu nasunięcia pojawiają się utwory starsze), będąca przedłużeniem analogicznie zbudowanej strefy z południowej części bloku Beskidu Małego. Niezależne od struktury fałdowej rozdarcie jednostki śląskiej i wyniesienie wzdłuż powstałej dyslokacji jednostek niższych sugeruje młody wiek powstania strefy lanckorońsko-żegocińskiej, w ostatnim większym etapie deformacji Karpat zewnętrznych (panon?).

Ku wschodowi (na północ od Myślenic) kra pogórza Radziszowskiego i kra Pogórza Lanckorońskiego łączą się, zaś strefa Stroń ulega znaczącej redukcji (fig. 49), w związku z czym strefa lanckorońsko-żegocińska dochodzi niemal do nasunięcia jednostki magurskiej na śląską. W obrazie kartograficznym dominują w tej strefie szerokopromienne synkliny o połogo zapadających skrzydłach. Na wschód od Wieliczki brzeg Karpat (a wraz z nim nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską) gwałtownie skręca ku południowi, tworząc poprzeczną do dotychczasowego biegu warstw strukturę analogiczną do sigmoidy przemyskiej. Również tutaj za przyczynę tego skrętu można uznać istnienie na przedpolu nasuwających się Karpat masy oporowej w postaci odkłutej od podłoża mioceńskiej jednostki zgłobickiej, wypełniającej tzw. zatokę gdowską. Zahamowała ona dalsze nasuwanie się Karpat i wymusiła gwałtowny skręt nasunięć. W efekcie tego jednostka śląska na południku Wieliczki zmniejsza swoją szerokość, co skutkuje pojawieniem się licznych złuskowań i nasunięć oraz zastąpieniem połogich synklin przez stromiej ustawione łuski.

Przy południowej granicy jednostki śląskiej, na przedpolu jednostki magurskiej, strefa lanckorońsko-żegocińska (zwykle oddzielona od nasunięcia wąskim pasem wychodni jednostki śląskiej) zwiększa swoją szerokość, tworząc okno tektoniczne Wiśniowej. Od wschodu nasuwa się lewoskrętnie zrotowana i południkowo ustawiona monoklinalna łuska Ciecień–Grodzisko, która ku wschodowi przechodzi w zapadlisko Szczyrzyca, wypełnione warstwami krośnieńskimi. Obydwa te elementy są od południa i wschodu otoczone oknami tektonicznymi strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Na utworach tej strefy i południowej części zapadliska Szczyrzyca spoczywa magurska czapka tektoniczna Kostrzy. Łuska Ciecień–Grodzisko wraz z zapadliskiem Szczyrzyca są ostatnim w kierunku wschodnim elementem blokowym w jednostce śląskiej. Dalej na wschód zaczynają dominować regionalne, mniej lub bardziej ciągłe struktury fałdowe, niekiedy złuskowane, rozdzielone szerokimi synklinami wypełnionymi warstwami krośnieńskimi. Jednocześnie strefa lanckorońsko-żegocińska na przedpolu jednostki magurskiej kończy się dość gwałtownie, chowając się pod nasuniętą na jednostkę śląską czapkę tektoniczną Iwkowej (należącą do jednostki magurskiej). Na przedpolu tej czapki na utworach jednostki śląskiej leżą niezgodnie utwory mioceńskie (miocen Iwkowej). Jednocześnie z zakończeniem strefy lanckorońsko-żegocińskiej spod nasunięcia magurskiego wynurza się niewielka jednostka Michalczowej (należąca do strefy przedmagurskiej) nasunięta na jednostkę śląską.

Na wschód od Dunajca, w rejonie Gorlic i Jasła, na południowej części płaszczowiny śląskiej występują dolnomioceńskie (odnotowywano też środkowomioceńskie) osady morskie, których materiał detrytyczny pochodził głównie z niszczenia nasuwających się płaszczowin bardziej wewnętrznych. Te osady zawierają wielkie olistolity (do kilku kilometrów średnicy) zbudowane z utworów płaszczowiny magurskiej (Szymakowska, 1976). Są to tzw. płaty magurskie Sieklówki, Sowiny, Kluczowej, Lipnicy i Skołyszyna, występujące w osiach synklin zbudowanych z warstw krośnieńskich (fig. 48). Struktura określana dawniej jako „półwysep" Łużnej (gwałtowne wysunięcie ku północy brzegu nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę śląską) jest zbudowana również z osadów olistostromowych z dużymi blokami pochodzącymi z jednostki magurskiej (Jankowski, 2007). Osady olistostromowe są stratygraficznym nadkładem profilu płaszczowiny śląskiej, powstałym najprawdopodobniej w resztkowym basenie niesionym (*piggy-back*) podczas dolnomioceńskich ruchów nasuwczych i fałdowych. Podobną genezę mogą mieć tzw. pstre łupki z Miłkowej (Ślączka, 1963).

W rejonie doliny Wisłoki spod nasunięcia płaszczowiny magurskiej ukazuje się jednostka dukielska. Ze względu na występowanie w jednostce śląskiej i dukielskiej (na południe od Nowego Żmigrodu) głównie warstw krośnieńskich ich granica jest trudna do ustalenia; bardziej jednoznaczna staje się dalej na wschód, gdzie w spągach nasuniętych łusek i osiach antyklin pojawiają się utwory charakterystyczne dla profilu jednostki dukielskiej.

Dalej na wschód płaszczowina śląska jest zbudowana z szeregu niemal równoległych fałdów, które stopniowo zanurzają się w kierunku wschodnim, tworząc rozległą strukturę zwaną centralnym synklinorium karpackim lub centralną depresją karpacką, wypełnioną głównie warstwami krośnieńskimi. Starsze od oligocenu utwory ukazują się na powierzchni głównie w strefie nasunięcia jednostki śląskiej, tworząc tzw. brzeżne spiętrzenie tej jednostki. Na północny wschód od Krosna nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską i brzeżne spiętrzenie tworzą łukowate wygięcie ku południowi. Na zewnątrz od niego znajduje się półokno Węglówki (należące do jednostki podśląskiej), ograniczone od północy dużą czapką tektoniczną Bonarówki należącą do jednostki śląskiej, mającą formę synkliny o połogo zapadających skrzydłach.

Począwszy od okolic Brzozowa, w brzeżnym spiętrzeniu jednostki śląskiej, struktury tektoniczne przestają pokrywać się ze zmianami facjalnymi. Utwory serii śląskiej są tam stopniowo zastępowane przez utwory charakterystyczne dla serii podśląskiej (margle węglowieckie). Od rejonu Srogowa–Falejówki (na NW od Sanoka) całe brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej jest zbudowane z utworów serii podśląskiej.

Po południowej stronie centralnej depresji karpackiej wydziela się strefę przeddukielską jednostki śląskiej. W jej skład od zachodu wchodzą dwie wąskie łuski (Turzańska–Bukowicy i Rudawki Rymanowskiej–Tokarni). Od doliny Kalniczki na wschód (uskok Sulin) stopień deformacji w tej strefie narasta aż do powstania wielu drobnych, nieciągłych łusek silnie zgniecionych między sztywnymi masami centralnego synklinorium i jednostki dukielskiej. Na skutek tego zgniecenia nasunięcie jednostki dukielskiej na śląską jest miejscami pionowe lub wstecznie obalone ku południowi.

W obrębie strefy przeddukielskiej w rejonie Baligrodu spod pokrywy warstw krośnieńskich wynurza się łuska Bystrego, której profil obejmuje całą kredę i paleogen. W jej obrębie występuje mineralizacja związana ze spękaniami tektonicznymi (Rybak, 2000; Rubinkiewicz, 2007).

Jednostka dukielska

Na południe od Nowego Żmigrodu spod jednostki magurskiej wynurza się jednostka dukielska. Zbudowana jest z szeregu złuskowanych fałdów. W części zachodniej są one nasunięte na swoje przedpole pod umiarkowanym kątem i zbudowane głównie z utworów eoceńsko-oligoceńskich. Ku wschodowi łuski stają się węższe i stromo ustawione, a na powierzchni dominują utwory kredowo-paleoceńskie.

Niekiedy w obrębie jednostki dukielskiej wyróżnia się część zewnętrzną i wewnętrzną (Ślączka, 1971), oddzielone wyraźnym

nasunięciem. Część wewnętrzna (dochodząca na zachodzie do nasunięcia na jednostkę śląską) jest złożona z łusek: Hyrlatej, Tokarni-Czerenina, Piotrusia (zrotowanej do biegu południkowego) i Tylawy. Część zewnętrzną reprezentuje łuska brzeżna, która w części wschodniej dzieli się na łuski Wisłoka Wielkiego–Przysłupia–Wielkiego Jasła oraz Chryszczatej–Wołosania–Wielkiej Rawki, natomiast w części zachodniej jest pocięta strefami uskokowymi na kilka elementów, różniących się budową wewnętrzną: łuska Polan Surowicznych, łuska Cergowej Góry i łuska Skalnika.

Przynależność tektoniczna ostatnich dwóch elementów budzi pewne kontrowersje, gdyż niekiedy są one zaliczane do płaszczowiny śląskiej (Jankowski, Kopciowski, 2014). Wynika to z braku utworów starszych, na podstawie obecności których można jednoznacznie określić przynależność facjalną, oraz podobieństwa odsłaniających się na powierzchni warstw krośnieńskich jednostki śląskiej i dukielskiej.

Analiza spękań ciosowych w jednostce dukielskiej (Mastella, Zuchiewicz, 2000) wskazuje na dwa główne etapy ich formowania się. W pierwszym, kompresyjnym etapie o osi maksymalnych naprężeń zorientowanej SW–NE utworzył się diagonalny system spękań. Po etapie nasuwania nastąpił kolaps postorogeniczny i w warunkach ekstensyjnych powstał cios równoległy do osi regionalnych fałdów i nasunięć.

Jednostki przedmagurskie

Pomiędzy jednostką śląską a magurską, w zachodniej części Karpat zewnętrznych, występują lokalnie wąskie, zwykle silnie stektonizowane łuski, charakteryzujące się profilem górnej kredy–paleocenu podobnym do sukcesji magurskiej (warstwy inoceramowe *s.l.*) oraz profilem oligocenu podobnym do sukcesji śląskiej (warstwy krośnieńskie). Są one odpowiednikiem płaszczowiny dukielskiej, o nieco różniącym się jednak od niej rozwoju facjalnym. Są to: jednostka przedmagurska *s.s.* między Koniakowem a Żywcem i rejonem Suchej Beskidzkiej oraz jednostka Michalczowej (Cieszkowski, 1992) na zachód od dolny Dunajca (fig. 48).

Warstwy menilitowe i krośnieńskie, niekiedy o podobnym rozwoju jak w płaszczowinie dukielskiej, ukazują się również w oknach tektonicznych pod płaszczowiną magurską. Ze względu na trudności z zaliczeniem profilu tych okien do którejś z możliwych sukcesji osadowych (śląskiej, dukielskiej lub przedmagurskiej) zalicza się je często do osobnej jednostki okiennej, zwanej lokalnie jednostką grybowską (fig. 48) lub jednostką Ropy–Pisarzowej (Kozikowski, 1956). Jest to twór sztuczny, wynikający z problemów z właściwym zakwalifikowaniem tych utworów, w większości przypadków odpowiadających prawdopodobnie jednostce dukielskiej. Stąd też wyróżnianie osobnych jednostek grybowskiej (bardziej wewnętrznej) i dukielskiej (bardziej zewnętrznej) i próba rozciągania tego podziału na całą strefę jednostek przedmagurskich (Ryłko, Paul, 2014) nie znajduje uzasadnienia.

Jednostka Obidowej–Słopnic

W szeregu otworów wiertniczych (Obidowa IG 1, Chabówka 1, Niedźwiedź 1, Leśniówka 2, Słopnice 1, 20) pod jednostką magurską stwierdzono serię osadową, którą zaliczono do osobnej jednostki Obidowej–Słopnic (Cieszkowski, Sikora, 1976; Jawor, Sikora, 1979). Jednostka ta zwykle jest odnoszona do jednostki dukielskiej, chociaż przedstawiono również argumenty za jej przynależnością do jednostki skolskiej (Żytko, Malata, 2001). Odpowiednikiem jednostki Obidowej–Słopnic na powierzchni są utwory odsłaniające się w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (fig. 48), gdzie określano je jako jednostkę Mszany Dolnej (Mastella, 1988).

Jednostka magurska

Najbardziej południową ze wszystkich jednostek tektonicznych polskich Karpat zewnętrznych, a jednocześnie najbardziej odrębną facjalnie i tektonicznie jest jednostka magurska. Najczęściej w jej obrębie wyróżnia się 4 strefy facjalne, które zwykle tworzą również odrębne łuski (podjednostki), a więc elementy o charakterze tektonicznym. Są to od północy strefy: Siar (gorlicka północna, raczańska północna), raczańska (gorlicka południowa, Zabełcza–Trzetrzewiny), bystrzycka (sądecka) i krynicka (fig. 50). Niekiedy wyróżnia się również strefę tylicką (lokalnie między krynicką a bystrzycką; Węcławik, 1969; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010) oraz strefę harklowską (obejmującą olistolity magurskie spoczywające na płaszczowinie śląskiej).

Powierzchnia nasunięcia płaszczowiny magurskiej jest stosunkowo płaska. Generalnie podłoże jednostki magurskiej dzieli się na dwa wyraźne bloki (wzdłuż linii Limanowa–Łącko). W bloku zachodnim podłoże jednostki magurskiej znajduje się na głębokości do ponad 2500 m (otwór Obidowa IG 1), nawet w pobliżu pienińskiego pasa skałkowego. W bloku wschodnim miąższość tej jednostki może być znacznie większa (Zuchiewicz, Oszczypko, 2008).

Generalnie jednostka ta jest najczęściej zbudowana z wąskich stref antyklinalnych, zwykle silnie zaangażowanych tektonicznie i ściętych oraz szerokich stref synklinalnych, często o stosunkowo niskich kątach upadu, miejscami asymetrycznych. W strefach silniej spiętrzonych zamiast antyklin występują stosunkowo płasko ponasuwane na siebie łuski.

W obrębie jednostki magurskiej w Beskidzie Wyspowym występują charakterystyczne brachysynkliny tworzące izolowane masywy górskie. Konon (2001) wyjaśniał ich powstanie kilkoma etapami deformacji. W pierwszym z nich w obrębie nasuwającej się płaszczowiny magurskiej w warunkach kompresji zorientowanej południkowo powstały struktury fałdowe, które z czasem ulegały ścięciu w strefach antyklinalnych. W kolejnym etapie, ciągle w warunkach kompresji N–S, doszło do powstania uskoków przesuwczych połączonego z wydłużeniem tej strefy na skutek wygięcia łuku Karpat. Strefy synklinalne wypełnione sztywnymi masami osadów rozpadły się na szereg samodzielnych bloków i wzdłuż stref uskokowych uległy rotacji w warunkach kompresji zorientowanej NNE–SSW.

Na jednostce magurskiej spoczywają niezgodnie osady zapadlisk śródgórskich Kotliny Sądeckiej (Oszczypko-Clowes i in., 2009) i Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Są one wypełnione stosunkowo miąższymi osadami lądowymi, brakicznymi i morskimi miocenu (Kotlina Sądecka, Oszczypko-Clowes i in., 2009) lub lądowymi osadami miocenu-pliocenu (Kotlina Orawsko-Nowotarska, Watycha, 1976).

Okna tektoniczne

W obrębie polskich Karpat zewnętrznych występuje kilkadziesiąt okien tektonicznych. Ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne. Koncentrują się one w 3 strefach (fig. 48):
– brzeżna część jednostki śląskiej w zachodniej części polskich Karpat (okna Ustronia, Dzięgielowa i szereg mniejszych, często nienazwanych);
– przedpole jednostki magurskiej (okno Żywca, strefa lanckorońsko-żegocińska z oknami Jastrzębiej, Sułkowic, Harbutowic–Myślenic, Wiśniowej, Skrzydlnej i innymi, mniejszymi);
– jednostka magurska, a zwłaszcza jej brzeżna, północna część (okna Sopotni Małej, Mszany Dolnej, Szczawy, Klęczan–Limanowej, Grybowa, Kąclowej, Ropy, Uścia Gorlickiego-Odernego, Świątkowej Wielkiej i sporo mniejszych).

Okna tektoniczne w brzeżnej części jednostki śląskiej występują głównie tam, gdzie powierzchnia nasunięcia jest stosunkowo płaska, a zwłaszcza w obrębie podjednostki cieszyńskiej (rejon Cieszyna–Bielska-Białej). Pod płasko nasuniętymi łuskami tej podjednostki odsłaniają się utwory jednostki podśląskiej lub miocenu. Występowanie tych okien można wiązać z topografią podłoża, na które nasuwała się jednostka śląska, a w przypadku mniejszych form z obecnością porwaków w spągach nasunięć poszczególnych łusek.

Odmiennie przedstawia się sytuacja okien tektonicznych na przedpolu płaszczowiny magurskiej w wewnętrznej (południowej) części jednostki śląskiej. Decker i in. (1997) uznali je za konwergentne dupleksy przesuwcze związane z reaktywacją nasunięć jako uskoków przesuwczych w drugiej fazie kompresyjnej (środkowy miocen). Strefa lanckorońsko-żegocińska niewątpliwie jest strukturą młodszą od pierwszej fazy nasunięć, nie wszędzie jednak wykazuje związki z nasunięciem jednostki magurskiej. Wydaje się nasunięciem pozasekwencyjnym związanym z odmłodzonymi strukturami w podłożu nasuwających się Karpat.

Najwięcej okien tektonicznych występuje w obrębie płaszczowiny magurskiej. Koncentrują się one zwykle w strefie bliskiej nasunięciu magurskiemu (strefa Siar i raczańska), chociaż największe okno Mszany Dolnej znajduje się na granicy strefy raczańskiej i bystrzyckiej, a okno Szczawy w obrębie strefy bystrzyckiej. Występowanie tych okien tektonicznych jest wiązane z topografią (elewacjami) podłoża, na które nasuwała się jednostka magurska (Zuchiewicz, Oszczypko, 2008). Nie można jednak wykluczyć, że mniejsze okna tektoniczne (Sopotni, Szczawy) są w istocie porwakami w spągach nasuniętych łusek.

6.7. BASEN ORAWSKO-NOWOTARSKI

Mirosław Ludwiniak

Śródgórski basen orawsko-nowotarski jest umiejscowiony na pograniczu zachodnich Karpat centralnych i Karpat zewnętrznych, na obszarze Polski i Słowacji (fig. 14, 39). Jego podłoże budują utwory płaszczowiny magurskiej, pienińskiego pasa skałkowego i paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego. Sukcesję osadową tego basenu tworzą neogeńsko-czwartorzędowe utwory drobno-, rzadziej gruboklastyczne, lądowe i słodkowodne, będące produktem procesów denudacji otaczających go obszarów – Orawy, Podhala i Tatr (Watycha, 1973, 1977; Łoziński i in., 2015). Występują tu

również przeławicenia węgli brunatnych i tufitów (Kołcon, Wagner, 1991; Nagy i in., 1996; Sikora, Wieser, 1974; Westwalewicz-Mogilska, 1974). Istnieją rozbieżności w kwestii początku sedymentacji w basenie – jest on datowany na karpat/baden (Nagy, 1993), baden (Oszast, Stuchlik, 1977), późny baden/sarmat (Cieszkowski, 1995) lub sarmat (Nagy i in., 1996). W obrębie wypełnienia basenu, w jego górnej partii zaznacza się niezgodność kątowa, jednakże wiek wychylenia leżących pod nią utworów i towarzyszącej temu erozji pozostaje nadal przedmiotem dyskusji (Baumgart-Kotarba, 1996; Tokarski i in., 2012). Aktywna sedymentacja w obrębie basenu kontynuuje się do chwili obecnej (m.in. Łajczak, 2006; Zawiejska i in., 2015; Hajdukiewicz i in., 2019).

Basen orawsko-nowotarski, o generalnie równoleżnikowej rozciągłości, dzieli się na dwie części: wschodnią – basen nowotarski i zachodnią – basen orawski. Umownym elementem oddzielającym te baseny jest wyniesienie podłoża utworów neogeńskich, zwane elewacją Rogoźnika–Ludźmierza (Zuchiewicz, 1980). Basen nowotarski, umiejscowiony między Ludźmierzem i Frydmanem ma charakter wąskiego rowu, a w swojej zachodniej części półrowu tektonicznego o długości ok. 18 km, szerokości ok. 3–4 km i miąższości utworów neogeńsko-czwartorzędowych dochodzącej prawdopodobnie do ok. 150 m (Pomianowski, 2003). Z kolei basen orawski o szerokości ok. 14 km i romboidalnym kształcie charakteryzuje się dużo większą głębokością – miąższość utworów neogeńsko-czwartorzędowych osiąga tu ok. 1300 m (Watycha, 1977). Utwory neogenu, stanowiące zasadniczą część sukcesji osadowej basenu, są generalnie słabo zdeformowane. Warstwy leżą prawie połogo bądź są nieznacznie wychylone. Jedynie w krawędziowych partiach basenu ulegają one podstromieniu – niekiedy do 25°, zapadając w kierunku jego środka. Sporadycznie jest notowana obecność uskoków, w przeważającej części normalnych, przecinających utwory neogeńskie wewnątrz basenu.

Geneza basenu orawskiego była przedmiotem szerokiej dyskusji (Roth i in., 1963; Watycha, 1977; Bac-Moszaszwili, 1993; Baumgart-Kotarba, 1996, 2001; Pomianowski, 2003; Baumgart-Kotarba i in., 2004; Struska, 2008; Tokarski i in., 2012), aczkolwiek większość autorów jest zgodna co do tego, że w jego powstawaniu istotną rolę odgrywały uskoki przesuwcze. Kluczowa dla otwierania i rozwoju basenu orawskiego była trwająca do dziś aktywność dużych normalno-lewoprzesuwczych stref uskokowych o kierunku NE–SW: Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy (Ludwiniak i in., 2019 i cytowana tam literatura, zob. też fig. 14, 39, 51). Strefy te tworzą odpowiednio wschodnią i zachodnią granicę basenu. Przecinają one utwory paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego i płaszczowiny magurskiej wraz z ich podłożem i są częścią NE segmentu regionalnego systemu uskokowego Mur–Mürz–Žilina, oddzielającego Karpaty Zachodnie od Alp Wschodnich (fig. 39, 52). Równoleżnikowe uskoki normalne tworzące północną i południową granicę basenu orawskiego są strukturami niższego rzędu w stosunku do ww. stref. Aktywność stref uskokowych Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy oraz starszych, równoleżnikowych struktur tektonicznych (m.in. dyslokacji w paleogeńskim basenie centralnokarpackim w strefie przypienińskiej, uskoku podhalańskiego i dyslokacji odgraniczającej pieniński pas skałkowy od płaszczowiny magurskiej) doprowadziła do otwarcia w środkowym miocenie basenu orawskiego jako basenu międzyprzesuwczego pomiędzy tymi strefami uskokowymi. Wyniki badań paleomagnetycznych (Tokarski i in., 2016), strukturalnych i morfostrukturalnych (Struska, 2008; Ludwiniak i in., 2019) oraz geofizycznych (m.in. Jánků i in., 1984; Šutora i in., 1988; Pospíšil i in., 1989; Pomianowski, 1995, 2003) wskazują, że basen orawski ma złożoną budowę i powstał w warunkach transtensji między dwiema przesuwczymi strefami uskokowymi, wykazując pewne cechy basenu transrotacyjnego (patrz: Ludwiniak i in., 2019). Powstanie i rozwój basenu orawskiego są związane ze środkowomioceńsko-postmioceńskim wielkoskalowym uskokowaniem lewoprzesuwczym w obszarze alpejsko-karpacko-pannońskim (m.in. Jiříček, 1979; Aleksandrowski, 1985, 1989; Neubauer, 1988; Ratschbacher i in., 1991a; Csontos i in., 1992; Horváth, 1993; Kováč i in., 1993; Nemčok i in., 2006b; Marko, 2015).

Basen orawski i jego otoczenie są obszarem aktywnym tektonicznie także współcześnie (Zuchiewicz, 2010). Precyzyjne pomiary geodezyjne i grawimetryczne wskazują na czynną subsydencję jego centralnej części i ruchy wznoszące w jego strefach krawędziowych (Łój i in., 2007a, b, 2009). Subsydencja jest szczególnie intensywna w rejonie rowów tektonicznych Wróblówki i Pieniążkowic (Baumgart-Kotarba, 2001; Perski, 2008; Łój i in., 2009), co może wskazywać na aktywność ograniczających je równoleżnikowych uskoków normalnych. Na aktywny charakter uskoków w rejonie basenu orawskiego wskazują również zarejestrowane dość liczne trzęsienia ziemi (Baumgart-Kotarba, Hojny-Kołoś, 1998; Tokarski, Zuchiewicz, 1998; Guterch, 2006). Część z nich jest bezpośrednio korelowana z aktywnością strefy uskokowej Krowiarek, m.in. trzęsienia ziemi w 1995 i 2004 roku (Baumgart-Kotarba, 2001; Baumgart-Kotarba i in., 2004; Wiejacz, Dębski, 2009). Precyzyjne pomiary GPS przemieszczeń poziomych na obszarze basenu orawskiego i PPS wykonane po przeciwnych stronach strefy uskokowej Krowiarek wskazują na współczesny, lewoprzesuwczy komponent przemieszczenia uskokowego wzdłuż niej (Łój i in., 2009). Z kolei interpretacja danych sejsmologicznych uzyskanych w trakcie trzęsienia ziemi w 2004 r. wskazuje na aktywność strefy Krowiarek, właściwą uskokom z dominującą składową zrzutową normalną (Wiejacz, Dębski, 2009). Na współczesną aktywność uskoków ograniczających basen orawski wzdłuż jego wschodniej i południowej krawędzi wskazuje również pośrednio występowanie współczesnych martwic wapiennych (Kukulak, 1999; Ludwiniak i in., 2019).

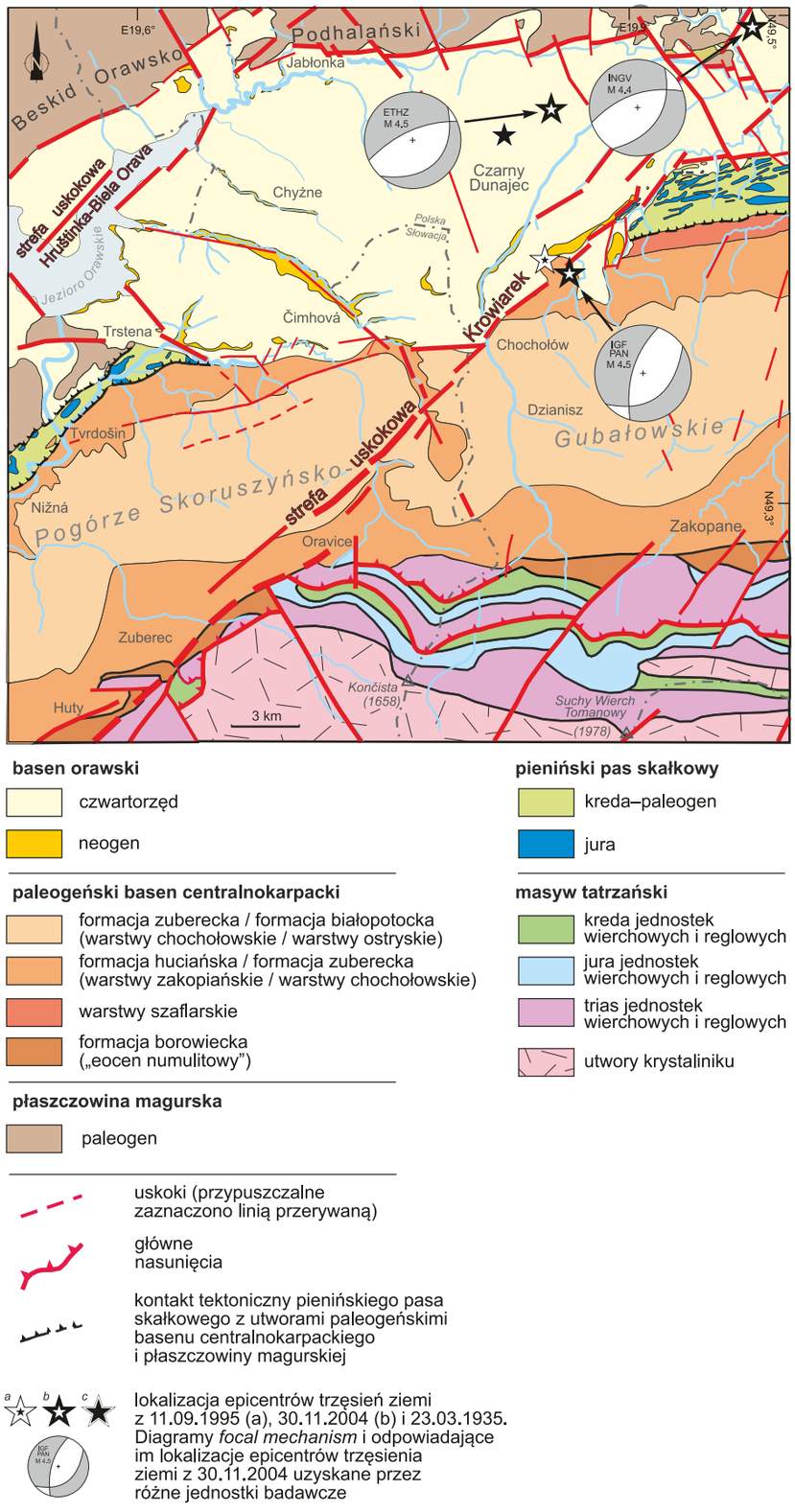


FIG. 51. Mapa geologiczna basenu orawskiego (zachodnia cześć basenu orawsko-nowotarskiego) i jednostek sąsiadujących (wg Ludwinak i in., 2019 – zmodyfikowano)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

6.8. KORELACJE JEDNOSTEK KARPAT ZACHODNICH I ALP WSCHODNICH

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Niniejszy rozdział przedstawia krótki zarys budowy Alp Wschodnich oraz porównanie i możliwe korelacje z jednostkami tektonicznymi Karpat Zachodnich. W kolejności od najbardziej zewnętrznych do wewnętrznych stref orogenu alpejsko-karpackiego oraz od najniższych do najwyższych jednostek tektonicznych, wyróżnia się następujące elementy (fig. 52):

Zapadlisko przedgórskie, ciągnące się na zewnątrz od frontu nasunięć wzdłuż całego orogenu Alp i Karpat (zob. podrozdział 6.10). Basen zapadliska powstał na ugiętej krawędzi subdukującej płyty europejskiej. Architektura depozycyjna zapadliska odzwierciedla stopniowe przesuwanie się frontu orogenicznego oraz topografię strefy kolizji. Wiek ostatecznej amalgamacji maleje w kierunku wschodnim. Nasunięcia w Alpach Zachodnich ustały w oligocenie, w Alpach Wschodnich – we wczesnym miocenie, na odcinku morawskim – w środkowym miocenie, natomiast na terenie Polski – w środkowym i późnym miocenie. Fragmenty zapadliska włączone w strukturę Karpat zewnętrznych to jednostka pouzdrańska (ang. *Pouzdřany unit*) na terenie Moraw (Picha i in., 2006, zob. fig. 46C) oraz jednostki zgłobicka i stebnicka w polskiej części zapadliska (Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Jednostki te, w polskiej literaturze geologicznej stanowią grupę brzeżną płaszczowin Karpat zewnętrznych (Oszczypko, 2006a).

Alpejsko-karpackie pasmo fliszowe jest w istocie późnokenozoiczną pryzmą akrecyjną, składającą się z wielu płaszczowin osadowych. Powstały one w wyniku znacznego skrócenia i subdukcji przedpola płyty europejskiej, w tym również litosfery oceanicznej oceanu magurskiego, którego odpowiednikami w Alpach Zachodnich i Wschodnich są odpowiednio oceany Valais oraz reńsko-dunajski (ang. *Rhenodanubian*). Ocean magurski zajmował miejsce obszernej „zatoki karpackiej", czyli rozległego obszaru między południowo-wschodnim cyplem masywu czeskiego a platformą mezyjską, obecnie wypełnionego systemem płaszczowinowym Karpat. W wyniku procesów ekstruzji i cofnięcia strefy subdukcji (np. Ratschbacher i in., 1991a, b; Sperner i in., 2002; Handy i in., 2015), ze strefy kolizji alpejskiej zostały w obszar ten przemieszczone obecne megajednostki ALCAPY oraz Cisy-Dacji (fig. 53). Zjawiskom tym towarzyszyła ekstensja typu załukowego (ang. *back-arc extension*), ścienienie litosfery, znaczna subsydencja w basenie panońskim i rozwój wulkanizmu wapniowo – alkalicznego w środkowym i późnym miocenie oraz pliocenie (Csontos i in., 1992).

Zewnętrzna część pasma fliszowego bywa określana różnie, np. jako **pasmo menilitowo-krośnieńskie**, grupa średnia płaszczowin Karpat zewnętrznych (w literaturze polskiej, zob. np. Żytko, 1999a; Oszczypko, 2006a) lub mołdawidy albo dacydy zewnętrzne w literaturze rumuńskiej lub ukraińskiej (np. Săndulescu, 1988; Ślączka i in., 2006). Jednostka ta ciągnie się od strefy Waschberg (na północ od Wiednia) i obejmuje płaszczowiny: żdanicką, podśląską, śląską, przedmagurską, dukielską i skolską. Płaszczowiny te ku wschodowi zajmują coraz większy obszar i w ich skład wchodzą coraz to młodsze osady (zob. Picha i in., 2006; Ślączka i in., 2006). Pasmo menilitowo-krośnieńskie obejmuje mioceńską pryzmę akrecyjną z zapisem końcowych faz konwergencji i „miękkiej kolizji" orogenu Karpat z płytą europejską. Należy zaznaczyć, że jednostka żdanicka, zaliczana tutaj do pasma menilitowo-krośnieńskiego, bywa łączona w jedną jednostkę ze strefą Waschberg (np. Schneider i in., 2013) i zaliczana do jednostek strefy brzeżnej Karpat zewnętrznych (np. Oszczypko, 2006a).

Pasmo menilitowo-krośnieńskie może być porównane z alpejskim **helwetikum** (lub strefą helwecką, zob. fig. 2). Pozycja helwetikum w paleogeografii Alp jest podobna do pozycji pasma menilitowo-krośnienskiego: na północ od oceanu Valais, który można uznać za odpowiednik oceanu magurskiego (fig. 4; zob. Oszczypko i in., 2015). Szczegóły budowy geologicznej jednostek helweckich są jednak zupełnie różne, gdyż stanowią one zdeformowany fragment południowej krawędzi płyty europejskiej, z płaszczowinami krystalicznymi w Alpach Zachodnich (np. Schmid i in., 2004). W Alpach

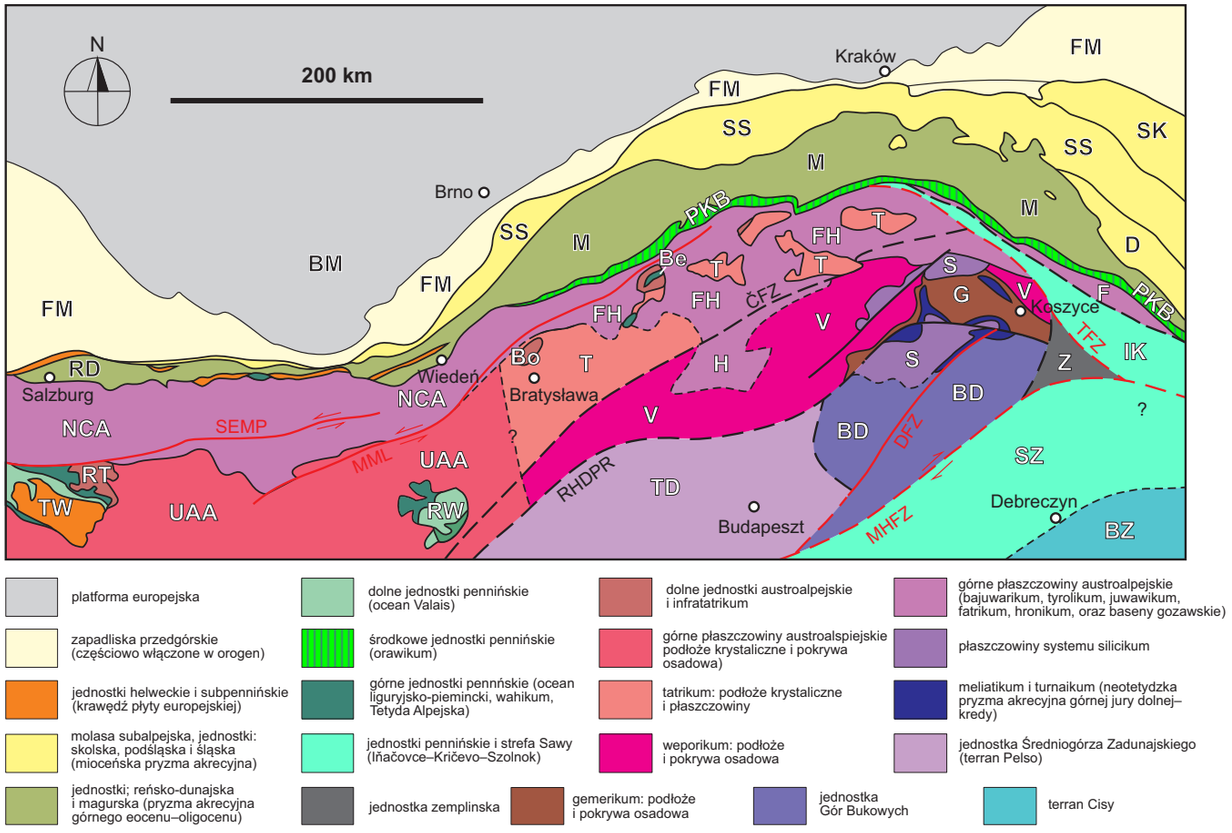


FIG. 52. Korelacje pomiędzy głównymi jednostkami tektonicznymi Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich. W Karpatach centralnych i wewnętrznych (na południe od pienińskiego pasa skałkowego) pokazano tylko jednostki starsze od późnego eocenu, obecnie w znacznej mierze przykryte osadami kenozoicznymi (zob. fig. 3). Objaśnienia: BM – masyw czeski; FM – zapadlisko przedgórskie; SK – jednostka skolska; SS – jednostki podśląska, śląska i przedmagurska; D – jednostka dukielska; RD – pasmo fliszu reńsko-dunajskiego; M – jednostki magurskie; PKB – pieniński pas skałkowy; NCA – północne Alpy Wapienne; FH – systemy płaszczowin reglowych (fatrikum i hronikum); RT – Radstädter Tauern; Bo – jednostka Borinki (infratatrikum); Be – jednostka bielicka; TW – okno tektoniczne Wysokich Taurów; RW – okno tektoniczne Rechnitz; AA – jednostki austroalpejskie z podłożem krystalicznym; T – jednostki wierchowe (tatrikum); V – jednostka weporska; G – jednostka gemerska; S – system płaszczowin silicikum; BD – jednostka Gór Bukowych; TD – jednostka Średniogórza Zadunajskiego; Z – jednostka zemplińska; IK – jednostka Iňačovce – Krichevo; SZ – pasmo fliszowe Szolnok; BZ – strefa Bihor (megajednostka Cisy). Główne dyslokacje późnokenozoiczne (kolor czerwony): SEMP – Salzachtal–Ennstal–Mariazell–Puchberg; MML – Mur–Mürz-Leitha; DFZ – strefa uskokowa Darnó; TFZ – strefa uskokowa Trebišov; MHFZ – środkowo-węgierska strefa uskokowa; RHDPR – szew tektoniczny Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Plešivec–Rožňava–Meliata

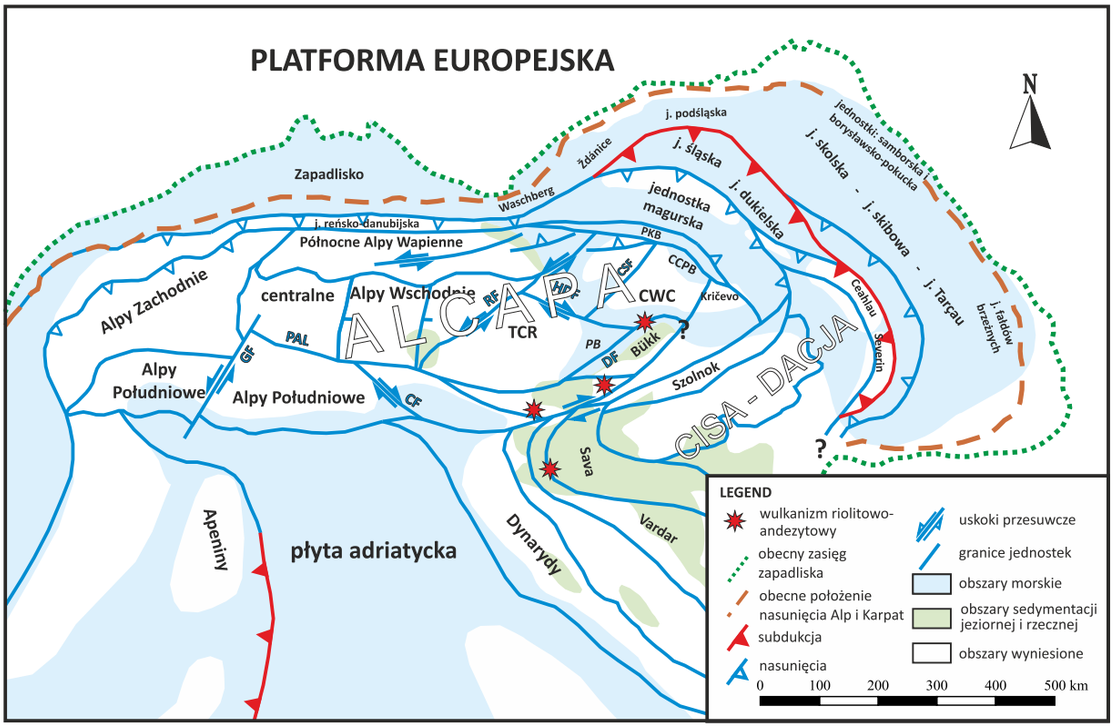


FIG. 53. Paleogeografia obszaru alpejsko-karpackiego w środkowym miocenie (burdygał) (wg Kovača i in., 2017 – zmodyfikowano)
CWC – centralne Karpaty Zachodnie; PKB – pieniński pas skałkowy; TCR – Średniogórze Zadunajskie; CCPB – basen paleogeński centralnych Karpat; PB – basen Pétervására; PAL – uskok peryadriatycki; HDF – uskok Hurbanovo – Diósjenö; GF – uskok Giudicaria; RF – uskok Raby; CF – uskok Celje; CSF – uskok środkowej Słowacji; DF – uskok Darnó

Wschodnich helwetikum (a dokładniej ultrahelwetikum) występuje tylko jako skały osadowe wieku jura–eocen w formie silnie złuskowanych antyklin w obrębie pasma reńsko-dunajskiego (zob. poniżej), tworząc tzw. gresteński lub główny pas skałkowy (ang. *Gresten Klippen Zone*; *Main Klippen Zone*) (Schnabel, 1992; Höck i in., 2005; Ślączka i in., 2009, 2018; Oszczypko i in., 2015, zob. fig. 52).

Inne elementy zdeformowanej krawędzi platformy europejskiej są reprezentowane przez silnie zmetamorfizowane i spłaszczowinowane **jednostki subpennińskie** (Lammerer, Weger, 1998; Schmid i in., 2013; Groß i in., 2022), odsłaniające się jako kopuły gnejsowe w oknie tektonicznym Wysokich Taurów (fig. 52).

Wewnętrzną jednostkę pasma fliszowego reprezentuje **system reńsko-dunajsko-magurski**, który jest nasunięty na jednostki helweckie w Alpach oraz na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego w Karpatach. W jego skład wchodzą skały osadowe kredy i paleogenu, odkłute i sfałdowane u czoła frontu orogenicznego, utworzonego w wyniku subdukcji oceanu magurskiego (Oszczypko i in., 2015). Płaszczowiny tego systemu uległy akrecji w późnym eocenie (w jednostkach reńsko-dunajskiej i Białych Karpat – zob. Eliáš i in., 1990; Schnabel, 1992; Švábenická i in., 1997; Picha i in., 2006) i oligocenie (w jednostce magurskiej *s.s* obejmującej podjednostki krynicką, bystrzycką, raczańską i Siar – zob. Ślączka i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Oszczypko i in., 2015). Jednostki reńsko-dunajsko-magurskie zajmowały podobną pozycję strukturalną jak płaszczowiny dolno-pennińskie, powstałe w wyniku zamknięcia oceanu Valais, jednak w przeciwieństwie do nich nie uległy subdukcji, głębokiemu pogrzebaniu i metamorfizmowi, a zostały przemieszczone na zewnątrz od strefy kolizji, w kierunku północno-wschodnim, w stronę „zatoki karpackiej".

Jednostki pennińskie reprezentują kompleksy powstałe w wyniku subdukcji i akrecji, podczas zamykania oceanów liguryjsko-piemonckiego (lub południowo-pennińsiego) oraz walezyjskiego (północno-pennińskiego). Obie strefy oceaniczne rozróżnia się w Alpach Zachodnich (rozdzielone kontynentalną strefą Briançon), natomiast w Alpach Wschodnich łączą się one w jeden ocean penniński (np. Frisch, 1979; Trümpy, 1988). Ocean liguryjsko-piemoncki otworzył się we wczesnej środkowej jurze i uległ zamknięciu pod koniec kredy, natomiast otwarcie oceanu Valais nastąpiło we wczesnej kredzie, a zamknięcie w późnym eocenie. Jednostki dolno-pennińskie, powstałe w oceanie Valais, występują we wschodnich Alpach tylko w obrębie okien tektonicznych: Engadyny, Wysokich Taurów i Rechnitz (fig. 52). Ze względu na pogrzebanie tektoniczne pod miąższym stosem płaszczowin górno-pennińskich (powstałych w wyniku zamknięcia oceanu południowo-pennińskiego) i austroalpejskich uległy one silnym procesom tektono-metamorficznym.

Pieniński pas skałkowy jest położony pomiędzy jednostkami magurskimi (dolno-pennińskimi) a strefą szwu oceanu wahikum (górne penninikum), należy go więc uważać za element strukturalny środkowo-pennński (Plašienka, 2018a; Plašienka i in., 2020). Nie ma on jednak swojego bezpośredniego odpowiednika w strukturze Alp Wschodnich. Fałdowania i nasunięcia w pienińskim pasie skałkowym następowały od najpóźniejszej kredy w jednostce pienińskiej do eocenu w jednostce szariskiej (Grajcarka). Jest to zgodne z czasem zamknięcia strukturalnie najwyższych pennińskich elementów oceanicznych, reprezentowanych przez jednostki Tsatté, Platta, Arosa i Matrei (np. Froitzheim i in., 2008). Jednostki te, odsłaniające się we wschodnioalpejskich oknach tektonicznych, zawierają relikty skał magmowych typu oceanicznego z zachowaną pokrywą osadów głębokomorskich: radiolarytów wieku jurajskiego oraz wapieni pelagicznych facji Maiolica, łupków zieleńcowych (niem. *Bündnerschiefer*) oraz kredowego fliszu i olistostrom. Melanże tektoniczne w jednostce Matrei, na skraju okna tektonicznego Wysokich Taurów, zawierają także bloki pochodzące z podłoża krystalicznego nadległych jednostek austroalpejskich (Frisch, 1984; Frisch i in., 1987; Kurz i in., 1998). Podobnie jak w przypadku jednostek pochodzących z obszaru oceanu Valais, część jednostek południowo-pennińskich o skorupie oceanicznej, uniknęła subdukcji i została włączona w obręb jednostek austroalpejskich, na styku ze strefą reńsko-dunajską (Decker, 1990; Schnabel, 1992; Homayoun, Faupl, 1992).

Odpowiedniki górnych jednostek pennińskich oraz oceanu liguryjsko – piemonckiego w Karpatach Zachodnich nie są jednoznacznie określone. Według koncepcji Plašienki (1995a, b, c, 2012a, 2018a) mogłyby one być reprezentowane przez jednostkę belicką (ang. *Belice Unit*), odsłaniającą się w Górach Inowieckich (fig. 54). Jednostka belicka została zdefiniowana jako część oceanicznej domeny wahikum (Mahel', 1981, 1983a; zob. też fig. 54). Nazwa „wahikum" pochodzi od słowackiej rzeki Wag (sł. *Váh*), której bieg z grubsza pokrywa się z położeniem tego hipotetycznego szwu oceanicznego na obszarze zachodniej Słowacji (Plašienka, 2018a). Pomimo silnego zaangażowania tektonicznego, sukcesja osadowa jednostki belickiej została odtworzona i dobrze odpowiada tej, znanej z górnych jednostek pennińskich (Tsaté, Platta, Arosa i Matrei): radiolaryty w górnej jurze, wapienie kalpionellowe i łupki krzemionkowe w kredzie dolnej, ciemne i pstre margle w środkowej części kredy, wreszcie w kredzie górnej flisz, brekcje i olistolity, powstałe w wyniku nasuwania się wyższej płaszczowiny inowieckiej, będącej częścią infratatrikum, czyli ekwiwalentu dolnych jednostek austroalpejskich (Plašienka i in., 1994; Plašienka, Ožvoldová, 1996, fig. 54, 55). Pewną słabością tego modelu jest brak materiału ofiolitowego w sukcesji belickiej. Dlatego są też rozważane inne scenariusze (Pelech i in., 2016; Putiš i in., 2008a, 2019a, 2021; Hók i in., 2022; Pelech, Hók, 2024). Możliwa kontynuacja oceanu liguryjsko-piemonckiego i wahikum w kierunku Karpat Wschodnich (strefa Iňačovce–Krichevo) jest omówiona w następnym rozdziale.

Jednostki austroalpejskie i ich odpowiedniki stanowią zasadniczy element strukturalny Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich. Reprezentują one potężny stos płaszczowin wieku kredowego, częściowo z podłożem krystalicznym, usytuowanych pomiędzy szwami oceanicznymi Meliaty na południu i pennińskim na północy (fig. 54, 55). Jednostki austroalpejskie ulegały stopniowej akrecji od południa ku północy, zgodnie z czasem zamknięcia się obu oceanów: Meliaty w późnej jurze i oceanu południowo-pennińskiego

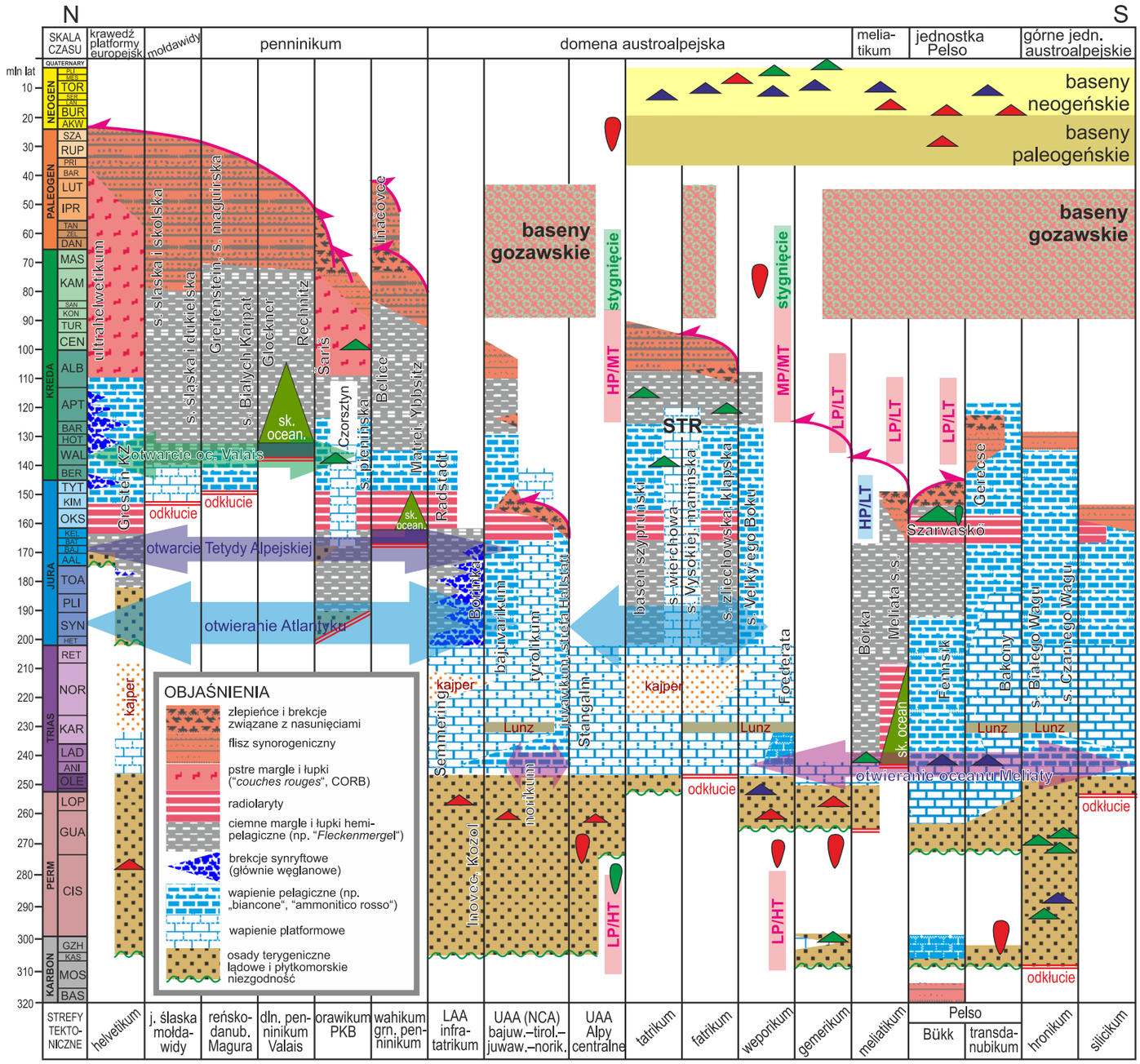


FIG. 54. Syntetyczny diagram tektonostratygraficzny integrujący dane dotyczące litostratygrafii (nazwy sukcesji osadowych lub formacji), tektoniki, procesów magmowych i metamorficznych z Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich (wg Handy i in., 2010; Plašienki, 2018a i prac cytowanych tamże). Kolumny z danymi facjalno-tektonicznymi uporządkowane są wg przyjętego porządku palinspastycznego, za wyjątkiem jednostek hronikum i silicikum, o nie jasnej proweniencji. Objaśnienia: stopień metamorfizmu: LP/HT – niskociśnieniowy /wysokotemperaturowy (facje amfibolitowe; HP/MT – wysokociśnieniowy/średniotemperaturowy (facje amfibolitowe do eklogitowych); LP/LT – niskociśnieniowy/niskotemperaturowy (facje zieleńcowe); MP/MT – średniociśnieniowy/średniotemperaturowy (facje amfibolitowe do zieleńcowych); HP/LT – wysokociśnieniowy/niskotemperaturowy (facje łupków błękitnych do eklogitów); magmatyzm: „baloniki" – skały głębinowe; płaskie trójkąty – skały wulkaniczne; kolor: czerwony – skały kwaśne; niebieski – obojętne; zielony– zasadowe. Jednostki tektoniczne: PKB – pieniński pas skałkowy; LAA/UAA – dolne/górne jednostki austroalpejskie; NCA – północne Alpy Wapienne; STR – południowy grzbiet tatrzański (strefa wierchowa). sk.ocean. – skorupa oceaniczna; s. – sukcesja

w późnej kredzie (np. Frisch, 1979; Froitzheim i in., 1996, 2008; Plašienka i in., 1997; Neubauer i in., 2000; Frisch, Gawlick, 2003; Schmid i in., 2004; Janák i in., 2004; Putiš i in., 2009a; Plašienka, 2018a). Odpowiedniki elementów austroalpejskich w Karpatach Zachodnich bywają czasem określane jako jednostki słowacko-karpackie (Kozur, Mock, 1997; Plašienka, 1999a). Synteza i interpretacje przedstawione w niniejszym rozdziale oparte są na koncepcjach zawartych w pracach Schmid i in. (2004, 2008, 2020), Froitzheim i in. (2008) oraz Plašienka (2018a), podających również obszerną literaturę przedmiotu.

Jednostki austroalpejskie dolne reprezentowały pierwotnie pasywną, południową krawędź oceanu liguryjsko-piemonckiego, wyodrębnioną w wyniku ryftowania w jurze, a następnie włączoną w orogen w wyniku subdukcji i zamykania oceanu w późnej kredzie (np. Häusler, 1987, 1988; Handy, 1996; Froitzheim, Manatschal, 1996). Jednostki te występują w postaci zmetamorfizowanych i przefałdowanych płaszczowin z zachowanym podłożem krystalicznym.

Najniższym elementem tektonicznym w Karpatach, korelowanym z dolnymi jednostkami austroalpejskimi, jest **infratatrikum (**fig. 54, 55). Element ten odsłania się w najbardziej zewnętrznych masywach Karpat centralnych jako jednostka Borinki w Małych Karpatach (np. Plašienka, 1987, 2012a), płaszczowina inowiecka w Górach Inowieckich (Plašienka, 1995a, b, c, 2012a; Putiš i in., 2008, 2019b, 2021) oraz jednostka Kozol w Małej Fatrze (Havrila, Olšavský, 2015; Putiš i in., 2021). Na podstawie znacznego podobieństwa jurajskich osadów syn-ryftowych, Häusler i in. (1993, zob. też Hók i in., 2022) porównali jednostkę Borinki z dolnymi płaszczowinami austroalpejskimi na północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu okna tektonicznego Wysokich Taurów (masywy Radstätter Tauern i Tarntaler Berge).

Jednostka **tatrikum**, omówiona szczegółowo w podrozdziale 6.2.2., stanowi jeden z najbardziej charakterystycznych elementów budowy Karpat centralnych. Pomimo braku rozbieżności co do ogólnej korelacji z dolnymi jednostkami austroalpejskimi, nie ma ona tam swoich oczywistych ekwiwalentów, zarówno pod

względem strukturalnym, jak i litologicznym. Wśród struktur austroalpejskich brak jest tak rozległej obszarowo jednostki o grubości podłoża krystalicznego rzędu 10–15 km (np. Tomek, 1993). W przeciwieństwie do dolnych jednostek austroalpejskich, skały tatrikum tylko w niewielkim stopniu uległy przeobrażeniom i deformacjom tektonicznym podczas orogenezy alpejskiej. Tylko lokalnie występują nasunięcia i fałdy, powstałe na ogół w wyniku inwersji uskoków normalnych związanych z ryftingiem w okresie jurajskim i/lub też podczas nasuwania się płaszczowin tatrikum na podłoże (infratatrikum). Struktury te powstały w reżimie podatno-kruchym i zostały lekko zmetamorfizowane. Udokumentowano je na obszarach Niżnych Tatr (Plašienka, 2003a) i Tatr (Dumont i in., 1996; Jurewicz, 2005), Małych Karpat (Plašienka, 1990), Gór Inowieckich (Putiš i in., 2008, 2019b, 2021) oraz Małej Fatry (Putiš i in., 2021).

Jednostki austroalpejskie górne w Alpach Wschodnich występują w dwóch stosunkowo odmiennych obszarach: w paśmie Północnych Alp Wapiennych (wyłącznie płaszczowiny osadowe) oraz w centralnej części Alp Wschodnich (płaszczowiny krystaliczne). Kontakt pomiędzy oboma obszarami przebiega wzdłuż systemu kenozoicznych uskoków przesuwczych (SEMP i MML, zob. fig. 52).

Północne Alpy Wapienne stanowią stosunkowo szerokie pasmo, zbudowane z trzech grup płaszczowin. Są to, w kolejności od najniższych do najwyższych: płaszczowiny bawarskie (bajuwarikum), tyrolskie (tyrolikum) i juwawijskie (juwawikum). Ich sukcesje osadowe są zbudowane z różnorodnych skał osadowych wieku od permu po kredę, obejmujących środowiska lądowe, szelfowe, skłonu kontynentalnego i głębokomorskie. W ogólnych zarysach, opierając się na następstwie litostratygraficznym, jednostki bawarskie, a szczególnie płaszczowiny Frankenfels–Lunz na wschodnim krańcu Alp, można porównać z jednostkami reglowymi dolnymi (fatrikum). Jednostki tyrolskie i juwawijskie należy korelować odpowiednio z systemami hronikum i silicikum. W odróżnieniu od płaszczowin tyrolskich, jednostki hronikum posiadają jednak stosunkowo grube kompleksy skał klastycznych i wulkanicznych górnego karbonu–permu, co odróżnia je także od jednostek noryckich, usytuowanych tektonicznie poniżej tyrolikum (fig. 55).

Ruchy płaszczowinowe w Północnych Alpach Wapiennych zasadniczo ustały w środkowej części kredy i na nasuniętych jednostkach niezgodnie rozwinęły się baseny grupy gozawskiej, wypełnione różnorodnymi osadami wieku od turonu po eocen (Wagreich, Faupl, 1994; Wagreich, 1995; Wagreich, 2001). W wyniku młodszych ruchów tektonicznych w oligocenie, podczas ostatecznej kolizji z płytą europejską, płaszczowiny wieku kredowego uległy jeszcze niewielkim przemieszczeniom i nasunięciom pozasekwencyjnym. Osady basenów gozawskich zostały wtedy przefałdowane wraz z elementami podłoża austroalpejskiego. Cały system płaszczowin Północnych Alp Wapiennych wraz z jednostkami fliszu reńsko-dunajskiego został w neogenie nasunięty na południową krawędź platformy europejskiej oraz przylegającą część zapadliska na odległość ok. 50 km (Wessely, 1992, 2006).

System płaszczowinowy Północnych Alp Wapiennych kontynuuje się w kierunku północno-wschodnim, w podłożu basenu wiedeńskiego, w kierunku centralnych Karpat Zachodnich. Skład i struktura płaszczowin ulegają przy tym zmianie, gdyż płaszczowiny Karpat centralnych nie uległy zasadniczej przebudowie po nasunięciach w późnej kredzie. Odpowiedniki alpejskich basenów gozawskich w Karpatach Zachodnich są usytuowane wzdłuż wąskiej strefy perypienińskiej, ciągnącej się wzdłuż południowej granicy pienińskiego pasa skałkowego (np. Wagreich, Marschalko, 1995; Plašienka i in., 2020, zob. fig. 39).

W **centralnych Alpach Wschodnich** system górnych płaszczowin austroalpejskich składa się głównie z jednostek o podłożu krystalicznym, z lokalnie tylko zachowaną pokrywą skał osadowych. Jednostki te podlegały przegrzaniu w permie, a we wczesnej fazie ruchów alpejskich (kreda) zostały zmetamorfizowane w facjach od zieleńcowej do eklogitowej, przy czym stopień metamorfizmu rośnie w kierunku południowym (np. Schmid i in., 2008; Froitzheim i in., 2008). Pokrywa osadowa obejmuje kontynentalne osady klastyczne permu i dolnego triasu oraz osady platformy węglanowej w środkowym i górnym triasie. Osady jury i kredy występują tylko sporadycznie. Wyższa część górnych jednostek austroalpejskich obejmuje także kompleksy wulkaniczno-osadowe dolnego paleozoiku, o słabym lub umiarkowanym stopniu metamorfizmu, jak np. jednostki Drauzug–Gurktal–Grat w południowo-wschodniej Austrii. Tzw. strefa szarogłazowa (niem. *Grauwackenzone*) ciągnie się wzdłuż południowej krawędzi Północnych Alp Wapiennych i jest zbudowana z licznych mniejszych jednostek tektonicznych (Neubauer i in., 1994). Jedną z nich jest płaszczowina norycka, zawierająca utwory górnego paleozoiku lokalnie pozostające w kontakcie sedymentacyjnym z sukcesją mezozoiku jednostek tyrolskich.

Jednostki weporska i **gemerska** w Karpatach Zachodnich wykazują wiele analogii, ale też różnic względem płaszczowin krystalicznych górnych jednostek austroalpejskich. W szczególności

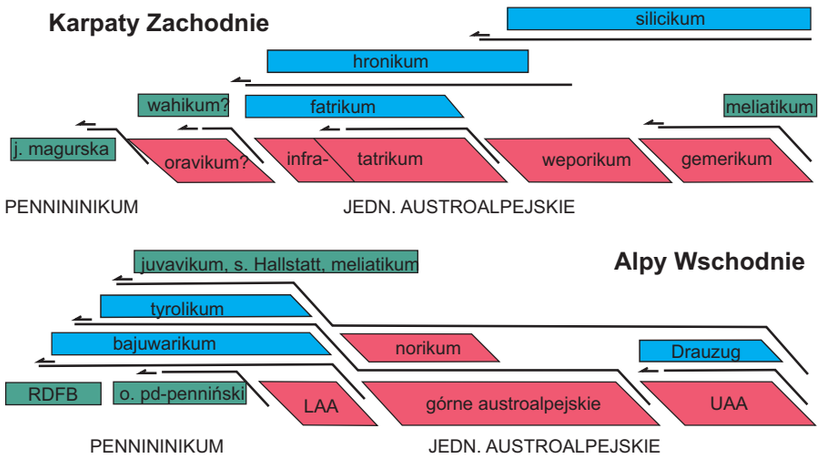


FIG. 55. Schemat strukturalny głównych, przed-oligoceńskich nasuniętych jednostek tektonicznych Karpat Zachodnich i Alp Wschodnich. Objaśnienia kolorów: czerwony – jednostki zawierające podłoże krystaliczne; niebieski – płaszczowiny bez podłoża krystalicznego; zielony – jednostki o podłożu oceanicznym; RDFB – reńsko-dunajskie pasmo fałdowe; LAA/UAA – dolne/górne jednostki austroalpejskie

mechanizm wypiętrzania i ekshumacji kopuły metamorficznej południowej części jednostki weporskiej w późnej kredzie–wczesnym paleogenie (zob. Potočny i in., 2020 oraz podrozdział 6.2.2) jest analogiczny do procesów udokumentowanych w jednostkach austroalpejskich (np. kopuła Gleinalm w południowo-wschodniej części centralnych Alp Wschodnich, zob. Neubauer i in., 1995). Najprawdopodobniej, odpowiednikami jednostki weporskiej w Alpach Wschodnich może być szereg górnych płaszczowin austroalpejskich, które uległy dodatkowym deformacjom i rozczłonkowaniu w neogenie, podczas gdy jednostka weporska zasadniczo zachowała swoją strukturę z czasów deformacji wczesnoalpejskich w kredzie i najwcześniejszym paleogenie. Również niektóre z elementów jednostki gemerskiej są porównywane z elementami górnego systemu austroalpejskiego, jak np. jednostki Ochtiná w północnej części gemerikum i Veitsch (strefa szarogłazowa, zob. Neubauer, Vozárová, 1990; Ebner i in., 2008).

Pozycja **oceanu Meliaty** na tle paleogeografii Neotetydy, dokładne położenie strefy kolizji, a nawet samo istnienie tego oceanu jako samodzielnej jednostki są przedmiotem poważnych kontrowersji (zob. Frank, Schlager, 2006; Gawlick, Missoni, 2015, 2019; Plašienka i in., 2019 oraz odniesienia w tych pracach). Możliwe odpowiedniki jednostki meliackiej można odnaleźć we wschodniej części Północnych Alp Wapiennych, w rejonach Florianikogel i Ödenhof (Mandl, Ondrejičková, 1991, 1993; Kozur, Mostler, 1992, zob. też Gawlick i in., 2009 – formacja Florianikogel). Występują tam ciemne krzemionkowe łupki i zielone radiolaryty wieku środkowojurajskiego, zawierające bloki zmetamorfizowanych skał węglanowych i czerwonych radiolarytów, o charakterze olistostrom. Jednostka Florianikogel jest częścią tzw. melanżu Hallstatt, w skład którego wchodzą także grawitacyjnie przemieszczone fragmenty płaszczowin juwawijskich, utworzonych podczas zamykania oceanu Neotetydy (Gawlick, Missoni, 2015, 2019). Wysoka (górna) pozycja strukturalna melanżu z Hallstatt w Alpach Wschodnich różni się więc od pozycji jednostki meliackiej w Karpatach, na którą są jeszcze nasunięte jednostki silicka i turnajska (fig. 6, 55).

6.9. KORELACJE JEDNOSTEK GEOLOGICZNYCH KARPAT ZACHODNICH I WSCHODNICH

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Jak wspomniano wcześniej, granica geologiczna między Karpatami Zachodnimi a Wschodnimi nie jest jednoznacznie określona. Zewnętrzne jednostki mołdawidzkie pasma fliszowego (czyli przedłużenie pasma menilitowo-krośnieńskiego w Karpatach Zachodnich) kontynuują się od wschodniej Polski i Słowacji przez Ukrainę do Rumunii. Kontynuacja jednostek: magurskiej i pienińskiego pasa skałkowego jest problematyczna, ponieważ obszary po wewnętrznej stronie obu jednostek są w całości pokryte osadami neogeńskimi i wulkanitami depresji transkarpackiej (fig. 1). Dane z otworów wiertniczych, które dotarły do podłoża neogenu, są nieliczne, często niezweryfikowane i niedające podstaw do jednoznacznej interpretacji, jeśli chodzi o ich litostratygrafię i przynależność tektoniczną. W dalszej części rozdziału krótko opisana zostanie budowa geologiczna Wschodnich Karpat w południowo-zachodniej Ukrainie i północnej Rumunii (fig. 56).

6
Mezozoiczno--kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

Zapadlisko przedkarpackie kontynuuje się z terytorium Polski dalej na południowy wschód, w stronę Karpat ukraińskich i rumuńskich. Jego wypełnienie stanowią rozmaite osady lądowe i morskie dolnego miocenu, przede wszystkim langu–serrawalu (baden–sarmat). Utwory zewnętrznej strefy zapadliska leżą w pozycji autochtonicznej na różnych elementach płyty europejskiej, natomiast strefa wewnętrzna jest przykryta płaszczowinami Karpat zewnętrznych i częściowo włączona w ich strukturę. Amplituda nasunięcia Karpat zewnętrznych na obszar zapadliska wynosi tu co najmniej 50 km (np. Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012 oraz literatura tam cytowana). Wewnętrzna strefa zapadliska, sfałdowana razem z jednostkami zewnętrznokarpackimi (tzw. grupa brzeżna płaszczowin karpackich, zob. Nowak, 1927; Żytko, 1999a), obejmuje na obszarze Polski jednostki zgłobicką i stebnicką (zob. podrozdział 6.10). Na wschód od sigmoidy przemyskiej strefa ta rozszerza się, obejmując jednostki stebnicką i samborską (sambirską) w Ukrainie (fig. 56) oraz jednostki pery- lub subkarpackie w Rumunii. Niektórzy autorzy zaliczają do tej strefy również płaszczowinę borysławsko-pokucką (ukr./ang. *Borislav-Pokuttya nappe*, Żytko, 1999a). Na obszarze Rumunii tzw. płaszczowina fałdów brzeżnych (ang. *Marginal Folds nappe,* fig. 53), strefa „fałdów marginalnych" lub płaszczowina Vrancea są zaliczane już do najbardziej zewnętrznych elementów systemu **mołdawidów** (np. Săndulescu, 2009; Miclăuș i in., 2009). System mołdawidzki stanowi zasadniczy element budowy zewnętrznych Karpat Wschodnich, natomiast jednostka magurska ulega tam znacznej redukcji (fig. 56). Płaszczowiny systemu mołdawidzkiego, wewnętrznie pofałdowane i złuskowane, ciągną się szerokim pasem wzdłuż całego łuku Karpat Wschodnich (zob. Jankowski i in., 2004, 2012). Najbardziej zewnętrzna z nich, płaszczowina skolska, kontynuuje się na obszar Ukrainy jako płaszczowina skibowa (ang. *Skyba nappe*) i na obszar Rumunii jako płaszczowina Tarcău. Jednostki te zawierają miąższe sukcesje osadów głębokomorskich od dolnej kredy po dolny miocen, z dominującymi osadami typu fliszu oraz czarnych łupków. Odpowiednikami płaszczowiny śląskiej są na Ukrainie – jednostka czarnohorska (Rogoziński, Krobicki, 2006), a w Rumunii – płaszczowiny Audia i Macla. Z kolei płaszczowinę dukielską można porównać z płaszczowiną Świdowca w Karpatach ukraińskich i płaszczowiną „konwolutnego fliszu" (ang. *Convolute Flysch nappe*) lub Teleajen (teleażeńską) w Karpatach rumuńskich.

Jednostka **dacydów zewnętrznych** lub **sewerynidów** zajmuje pozycję strukturalną pomiędzy mołdawidami a płaszczowiną magurską, znacznie już zredukowaną na obszarze Karpat Wschodnich (fig. 56).

Najniższa z jednostek tektonicznych dacydów zewnętrznych, płaszczowina porkulecka (lub burkucka), jest nasunięta na płaszczowiny dukielską i Świdowca. Zawiera ona głównie klastyczne, głębokomorskie osady wieku dolna kreda–oligocen. Jej charakterystycznym elementem jest gruba (do 4 500 m) sukcesja fliszu wapiennego formacji Sinaia (Rumunia) lub Szypot (Ukraina), zaliczana do najwyższej jury–dolnej kredy (tyton–hoteryw, zob. Melinte-Dobrinescu, Jipa, 2007). U podstawy powierzchni nasunięcia występują liczne intruzje zasadowych skał wulkanicznych (Rogoziński, Krobicki, 2006). Na płaszczowinę porkulecką, na obszarze Karpat Marmaroskich, nasunięte są płaszczowiny rachowska (ang. *Rakhiv nappe*) i Czarnego Fliszu (ang. *Black Flysch Nappe*), łączące się z płaszczowiną Ceahlău w Karpatach rumuńskich (Săndulescu, 2009). Są one najbardziej wewnętrzną częścią pasma fliszowego Karpat Wschodnich. W tych jednostkach, w skałach jurajskich, powszechnie występują świadectwa synsedymentacyjnego wulkanizmu, np. w wulkaniczno-osadowych jednostkach Czywczyna–Kamiennego Potoku (Hnylko i in., 2015). Jednostki dacydów zewnętrznych wraz z zawierającą sukcesje ofiolitowe jednostką seweryńską (ang. *Severin unit*) w Karpatach Południowych stanowią pozostałości domeny oceanicznej Ceahlău–Severin (Schmid i in., 2008; Săndulescu, 2009) lub basenu seweryńsko-mołdawidzkiego (np. Ślączka i in., 2006; Golonka i in., 2008b).

Masyw marmaroski znajdujący się na pograniczu ukraińsko-rumuńskim należy do jednostki **dacydów środkowych** (lub **wewnętrznych),** określanej też jako **centralne Karpaty Wschodnie** (Unrug, 1984; Żytko, 1999a). Jest to system płaszczowin krystalicznych, zwanych bukowińskimi (fig. 56), zawierających również jednostki przedmezozoiczne (Munteanu, Tatu, 2003), powstałych w środkowej części kredy, pokryty transgresywnymi osadami albu–cenomanu formacji Soymul (sojmulska) oraz osadami eocenu–oligocenu (Kruglov, Cypko, 1988; Oszczypko i in., 2005a).

Na północny-zachód od masywu marmaroskiego, ciągnie się strefa skałek marmaroskich (ang. *Marmarosh Klippen zone*), wciśnięta między jednostkę Monastyrca (lub monastyrecką – odpowiednik płaszczowiny magurskiej) a jednostkę porkulecką. Jest to tzw. jednostka (łuska) Vezhany (Żytko, 1999a; Rogoziński, Krobicki, 2006), składająca się z dwóch kompleksów. Kompleks dolny składa się z dużych bloków o charakterze olistostrom: różnorodnych wapieni mezozoicznych (budujących „skałki"), piaskowców, radiolarytów, granitoidów, wulkanicznych skał zasadowych oraz skał metamorficznych, pokrytych osadami formacji sojmulskiej oraz pstrymi marglami i cienkoławicowym fliszem górnej kredy. Kompleks górny tworzą dystalne osady turbidytowe eocenu oraz czarne margle najniższego oligocenu (rupelu; Oszczypko i in., 2005a). Oszczypko (2004) oraz Oszczypko i in. (2015) korelują łuskę Vezhany ze strefą przedmagurską. Na jednostkę Vezhany jest nasunięta jednostka Monastyrca, zawierająca pstre łupki górnej kredy-paleogenu oraz dystalne turbidyty i gruboławicowe piaskowce eocenu (formacja Drahovo). Według Oszczypko i in. (2015) jednostka monastyrecka może być korelowana z podjednostką raczańską płaszczowiny magurskiej. Formacja Drahovo, kontaktująca bezpośrednio z pienińskim pasem skałkowym, może być porównana z eoceńską formacją strihowiecką (*Strihovce Fm*) podjednostki krynickiej we wschodniej Słowacji, zawierającą m.in. spinele chromowe oraz inne minerały ciężkie (cyrkony) i okruchy egzotyków, dostarczane być może z oceanicznego basenu Ceahlău–Severin i/lub podłoża megajednostki Cisy-Dacji (Bónová i in., 2017, 2019, 2020, zob. też fig. 4). Jednostka Monastyrca kontynuuje się na terytorium Rumunii jako płaszczowiny Petrova i „Dzikiego Fliszu" (ang. *Wildflysch Nappe*), które również są korelowane z jednostką magurską (Oszczypko, 2004).

Alpejskie deformacje dacydów wewnętrznych przebiegały w dwóch fazach. Pierwsza z nich miała miejsce w środkowej kredzie (apt, tzw. faza „austryjska") i była związana z subdukcją skorupy oceanicznej basenu Ceahlău–Severin pod blok centralnych Karpat Wschodnich oraz akrecją płaszczowin rachowskiej i Czarnego Fliszu. Druga faza („laramijska") nastąpiła w późnej kredzie. Doszło wtedy do ostatecznego zamknięcia basenu seweryńsko-mołdawskiego, a deformacjom uległy przede wszystkim zewnętrzne strefy dacydów, na kontakcie z mołdawidami (Schmid i in., 2008; Săndulescu, 2009). Sekwencja i przyczyny wydarzeń orogenicznych w mezozoiku w centralnych Karpat Wschodnich były więc zasadniczo inne niż w centralnych Karpatach Zachodnich, gdzie główne nasunięcia miały miejsca w późnej kredzie (alb–turon) i nie były spowodowane subdukcją „zewnętrznego" oceanu pennińskiego, lecz stopniowym rozprzestrzenianiem się deformacji związanych z zamknięciem oceanu Meliaty, a więc od wewnętrznej strony orogenu (Plašienka, 2018a).

Strefa skałek marmaroskich wyklinowuje się w kierunku granicy słowacko-ukraińskiej (fig. 56). Istnieją jednak strukturalne i paleogeograficzne przesłanki wskazujące na jej kontynuację w kierunku północno-zachodnim, w postaci grzbietu marmaroskiego. Materiał z tego grzbietu (porównywanego z grzbietem południowomagurskim – zob. Poprawa i in., 2006) został udokumentowany w formacji strihowieckiej we wschodniej Słowacji (Mišík i in., 1991a, c; Teťák i in., 2019; Bónová i in., 2019, 2020), usytuowanej w najbardziej wewnętrznej strefie jednostki magurskiej, oraz w zlepieńcach z Tylicza w jednostce krynickiej (Oszczypko i in., 2016).

Okresowo wypiętrzane grzbiety, będące źródłem materiału detrytycznego w basenach Karpat zewnętrznych są rekonstruowane na podstawie architektury depozycyjnej basenów, kierunków transportu oraz składu materiału egzotykowego (Poprawa i in., 2006; Nawrocki i in., 2024). Stanowią one istotne elementy tego systemu orogenicznego, będąc związane zarówno z wczesną fazą ekstensji, jak i późniejszej kompresji. W literaturze postulowano istnienie wielu takich grzbietów (np. grzbiet Szczawiny, przedmagurski, Bukowca, Andrychowa, podśląski, kumanski, pikuiski (Winkler, Ślączka, 1992; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Teťák i in., 2019; Hnylko i in., 2021). Najlepiej udokumentowanym z nich jest grzbiet śląski. Został on wypiętrzony w wyniku późnokredowej inwersji, pomiędzy basenem przedmagurskim a śląskim. Grzbiety marmaroski i śląski najprawdopodobniej nie były ze sobą połączone, lecz oddzielone basenem przedmagursko-dukielskim i systemem uskoków kulisowych (np. Ślaczka i in., 2006; Oszczypko, 2006a; Gągała i in., 2012). Bardzo duże urozmaicenie materiału egzotykowego pochodzącego z grzbietu śląskiego świadczy o jego prawdopodobnej budowie płaszczowinowej, będącej rezultatem kompresji w środkowej kredzie (Soták, 1990, 1992; Poprawa i in., 2006). W tym ujęciu grzbiety śląski i marmaroski stanowiłyby kontynuację systemu orogenicznego dacydów. Według Nawrockiego i in. (2024) grzbiety egzotykowe Karpat zewnętrznych nie były już jednak erodowane podczas sedymentacji warstw menilitowych i krośnieńskich w oligocenie i wczesnym miocenie.

Na południe od sinistralnej strefy uskokowej Bogdan Voda występuje strefa skałkowa Poiana Botizei, na którą jest nasunięta płaszczowina Botizy (fig. 56). Według Birkenmajera (1986) jednostki te stanowią wschodnie zakończenie pienińskiego pasa skałkowego i określane są przez geologów rumuńskich jako „Pienidy" (np. Săndulescu i in., 1982). Jednak najdalej wysuniętym na wschód typowym elementem pienińskiego pasa skałkowego, odpowiadającym sukcesji czorsztyńskiej, jest słynna skałka Velykyieho Kamenca (Lewandowski i in., 2005; Reháková i in., 2011; Grabowski i in., 2019). Pieniński pas skałkowy najprawdopodobniej kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim wzdłuż południowej granicy jednostki Monastyrca–Petrova (fig. 56). Od południowego zachodu kontaktuje on z neogenem zapadliska transkarpackiego, wzdłuż stromego uskoku odwróconego, zapadającego ku północnemu

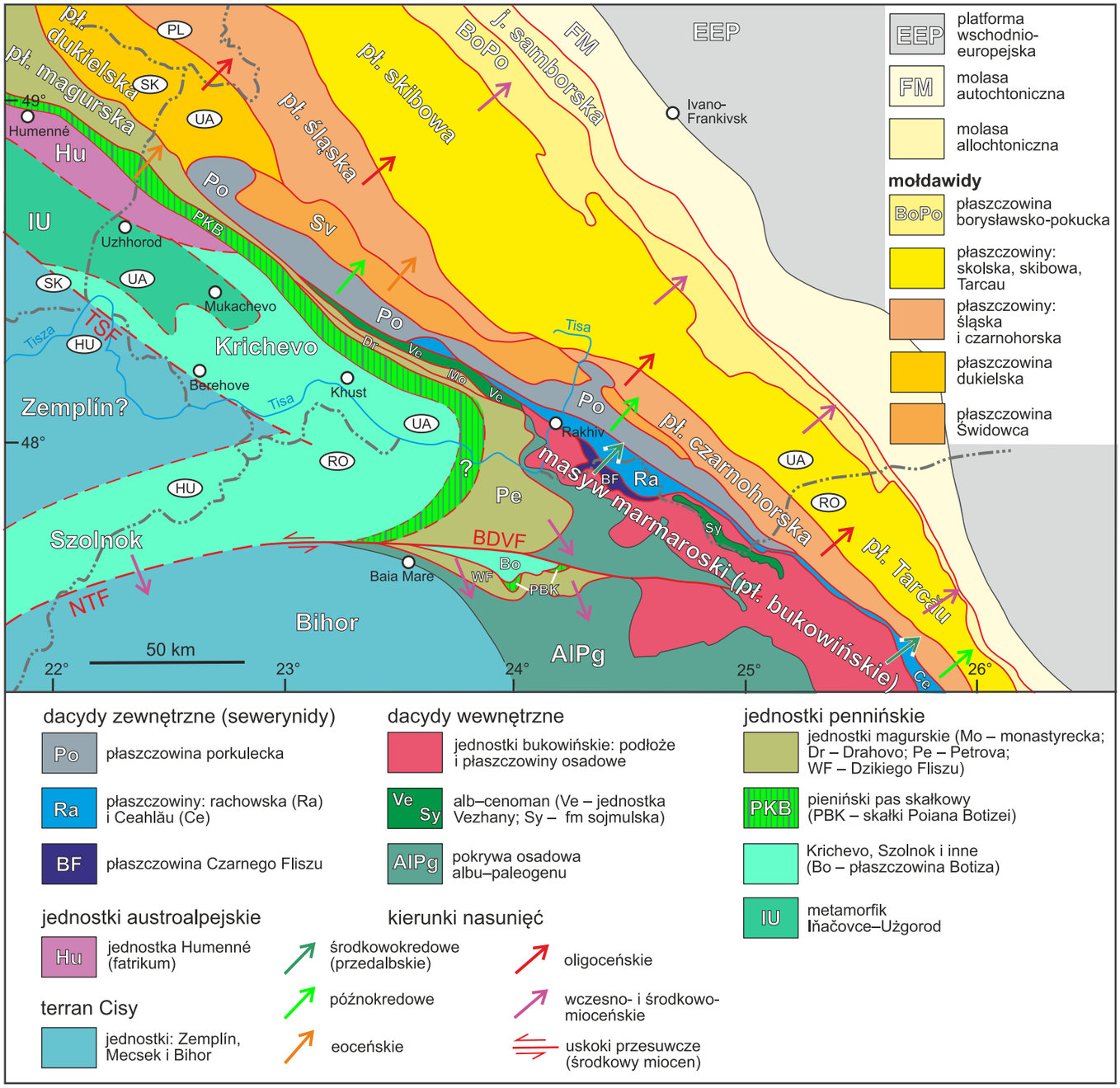


FIG. 56. Korelacje głównych jednostek tektonicznych Zachodnich i Wschodnich Karpat (kompilacja wg różnych autorów): Maheľ, 1973; Sviridenko, 1976; Săndulescu i in., 1978; Oszczypko, 2004; Săndulescu, 2012; Murovskaya i in., 2025. W Karpatach centralnych (na południe i południowy zachód of linii pienińskiego pasa skałkowego i dacydów) pokazano tylko jednostki przed-mioceńskie; strefy uskokowe: TSF – Trebišov-Someş; NTF – północnotransylwańska; BDVF – Bogdan Vodă-Dragoş Vodă

wschodowi, a częściowo jest przykryty przez górnomioceńskie wulkanity pasma Wyhorlat–Gutin (np. Kruglov, 1974).

Rekonstrukcje oparte na modelu tektoniki płyt w rumuńskiej i polskiej części Karpat pojawiły się stosunkowo wcześnie (np. Radulescu, Sandulescu, 1973; Birkenmajer, 1976; Herz, Savu, 1984), natomiast interpretacja budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego w sektorze ukraińskim była do lat 70.–80. XX w. oparta na „statycznym" modelu geosynklinalnym, który dominował wówczas w literaturze ukraińskiej i sowieckiej (np. Kruglov, 1971; Kruglov, 1974; Burov i in., 1986; Kruglov, Cypko, 1988). Autorzy ci wyróżniali na obszarze pienińskiego pasa skałkowego trzy piętra strukturalne. Piętro dolne tworzyły silnie zdeformowane jurajsko-dolnokredowe skałki wapienne, często odkłute i otoczone łupkami i marglami kredy górnej. Piętro środkowe stanowiły transgresywne brekcje paleogenu zawierające materiał skałkowy, miejscami wielkości sporych olistolitów, oraz egzotyki, przykryte głównie piaskowcowym fliszem formacji Vulkovchik (Kruglov, Smirnov, 1968). Jako piętro górne wyróżniano zalegające z dużą niezgodnością na starszych piętrach różnorodne osady mioceńskie. Transgresywny charakter osadów paleogeńskich „piętra środkowego" budzi jednak wątpliwości, gdyż często są one sfałdowane razem z utworami skałkowymi i nasunięte na płaszczowiny fliszu marmaroskiego (np. jednostki rachowską i porkulecką, zob. Ślączka i in., 2006). Warto zwrócić uwagę, że jednostki skałkowe występują w tych przekrojach strukturalnie powyżej fliszowych jednostek paleogenskich (Ślączka i in., 2006). Brekcje paleogenu przypominają składem i pozycją strukturalną brekcje z Milpoš, znane ze wschodniej Słowacji i interpretowane jako ciała olistostromowe w obrębie paleogenu formacji Proč jednostki szariskiej (Plašienka, Mikuš, 2010; Plašienka i in., 2012; Plašienka, 2012a; zob. fig. 36). "Transgresywny" charakter brekcji może więc być jedynie pozorny, a w rzeczywistości mogą one reprezentować osad synorogeniczny związany z nasunięciami wyższych jednostek strukturalnych, jak np. jednostki subpienińskiej (czorsztyńskiej). Generalnie autorzy ukraińscy nie wyróżniali poszczególnych sukcesji, jednostek skałkowych lub płaszczowin w ukraińskim sektorze pienińskiego pasa skałkowego, co było praktyką powszechnie przyjmowaną w literaturze polskiej (Birkenmajer, 1986). Sporadycznie tylko odnosili się do jednostek pienińskiej czy też subpienińskiej. Znakiem rozpoznawczym jednostki pienińskiej miała być obecność w dolnej kredzie pelagicznych wapieni kalpionellidowych typu biancone lub maiolica, określanych jako formacja Svaljava. Jak jednak wykazali Reháková i in. (2011) oraz Wierzbowski i in. (2012), wapienie formacji Svaljava przypominają pod względem mikrofacjalnym, raczej wapienie bioklastyczne formacji dursztyńskiej (Birkenmajer,

1977; zob. fig. 33), charakterystyczne dla sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej. Różnią się natomiast zasadniczo od prawdziwie pelagicznej formacji wapienia pienińskiego, występującej w sukcesjach pienińskiej i kysucko-braniskiej. Ponadto, również oznaki wczesnokredowego spłycania i brak osadów barremu–aptu, świadczą o pozycji paleogeograficznej zbliżonej do płytszych stref grzbietu czorsztyńskiego.

Formacje jury i dolnej kredy w ukraińskiej części pienińskiego pasa skałkowego wykazują pewne różnice w stosunku do równowiekowych osadów klasycznych profili znanych z Polski i Słowacji (Krobicki i in., 2003; Reháková i in., 2011; Wierzbowski i in., 2012; Aubrecht i in., 2017b). Różnice te polegają przede wszystkim na występowaniu częstych horyzontów kondensacji i luk stratygraficznych, a także obecności materiału wulkanicznego, o składzie geochemicznym typowym dla śródpłytowych bazaltów alkalicznych (np. Oszczypko i in., 2012). Profile ukraińskie wykazują pewne podobieństwa do profilu skałki Benatina, przy wschodniej granicy Słowacji (Schlögl i in., 2004).

Podsumowując, wydaje się, że w ukraińskim sektorze pienińskiego pasa skałkowego występują tylko dwie jednostki tektoniczne: dolna – szariska (lub Grajcarka) i górna – subpienińska (*sensu* Plašienka, 2018a), odpowiadająca jednostce czorsztyńskiej. Jednostka szariska składa się z osadów fliszu paleogeńskiego oraz polimiktycznych brekcji i zlepieńców, natomiast jednostce subpienińskiej odpowiadają środkowo-górnojurajskie sukcesje skałkowe wraz z ich górnokredową osłoną. Brak jest więc typowej pelagicznej sukcesji pienińskiej (lub kysucko-braniskiej), która charakteryzuje jednostkę pienińską. Ostatnie, najbardziej na wschód wysunięte odsłonięcia tej jednostki, występują w wąskich łuskach tektonicznych wzdłuż południowej krawędzi pienińskiego pasa skałkowego na zachód od Preszowa (Plašienka i in., 2013), czyli ponad 100 km na zachód od profilu Velykyieho Kamenca.

Na południe od uskoku Bogdan Vodă znajduje się strefa skałkowa Poiana Botizei, tworząca wąski pas u czoła nasunięcia płaszczowiny Botiza (fig. 56). Strefa ta jest zbudowana z szeregu łusek o dość zróżnicowanym profilu litostratygraficznym osadów jury i kredy, zdeformowanych razem z eoceńskim fliszem płaszczowiny Botiza. Sukcesja skałkowa Poiana Botizei (Săndulescu i in., 1982; Bombiţă, Savu, 1986; Bombiţă, Pop, 1991; Bombiţă i in., 1992) zawiera w spągu różnorodny materiał wulkaniczny (tufy i tufity, bazalty, bazalty andezytowe), występujące również w postaci bloków i klastów w osadach pelagicznych ze środkowej i górnej jury. Są to radiolaryty keloweju i oksfordu, późnojurajskie wapienie ziarniste, zawierające redeponowany materiał płytkowodny oraz klasty wulkaniczne, margle z aptychami i wapienie bulaste oraz krzemionkowe. W górnym tytonie i najniższej kredzie występują wapienie mikrytowe typu biancone, z przeławiceniami turbidytów wapiennych, a w hoterywie–apcie ciemne łupki formacji Tissalo (odpowiednik formacji z Kapuśnicy, zob. fig. 33). Brak osadów albu może być echem wynoszenia i erozji grzbietu czorsztyńskiego, lub też ruchów orogenicznych związanych z „fazą austryjską". Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczyna się brekcjami i czerwonymi marglami typu „puchovskiego" (lub formacji margli z Jaworek) wieku od późnego cenomanu do danu. Bombiţă i in. (1992) opisali także ciemne margle z konkrecjami syderytowymi oraz wapienie ziarniste z dużymi otwornicami z grupy orbitoidów, a także piaskowce i zlepieńce wieku kampan-mastrycht, które korelują z formacją jarmucką (zob. fig. 33).

Analogie i różnice pomiędzy strefą skałkową Poiana Botizei a pienińskim pasem skałkowym (orawikum) stanowią znany i od dawna dyskutowany problem. Podobieństwa polegają przede wszystkim na generalnej zbieżności rozwoju facjalnego i ewolucji ich basenów mezozoicznych. Zasadnicza różnica dotyczy obecności zasadowego wulkanizmu w jurze skałek Poiana Botizei i jego braku w jednostkach pienińskiego pasa skałkowego. Wulkanizm tego typu nie zaznacza się w jednostkach orawskich pienińskiego pasa skałkowego, gdzie są znane jedynie cienkie przeławicenia zasadowych, rzadziej kwaśnych tufów i domieszki materiału piroklastycznego w osadach pelagicznych (Mišík i in., 1991b; Mišík, 1992).

Nie ulega wątpliwości, że strefa skałkowa Poiana Botizei jest nasunięta na płaszczowiny systemu magurskiego. Fakt ten legł u podstaw koncepcji o bezpośredniej kontynuacji pienińskiego pasa skałkowego, w szczególności jednostki Grajcarka, i strefy skałkowej Poiana Botizei (Săndulescu i in., 1982; Birkenmajer, 1986).

Znacznie więcej trudności sprawia rekonstrukcja wyższych jednostek strukturalnych, usytuowanych po wewnętrznej (południowo-zachodniej) stronie orogenu. Kontakty pomiędzy poszczególnymi jednostkami tektonicznymi są słabo odsłonięte, często ukryte pod pokrywą osadową młodszego piętra strukturalnego. Dodatkowo, pierwotne powierzchnie nasunięć uległy na ogół modyfikacji, jako strefy uskoków przesuwczych, normalnych lub odwróconych. Wyjątkiem jest dobrze czytelne nasunięcie jednostki Botizy na strefę skałkową Poiana Botizei, które są razem nasunięte na magurską jednostkę „Dzikiego Fliszu" (fig. 56). Problemem pozostaje jednak proweniencja tektoniczna jednostki Botizy. Bombiţă, Savu (1986) przyjęli, że strefa skałkowa Poiana Botizei zajmuje pozycję bardziej zewnętrzną w stosunku do jednostki Grajcarka, byłaby więc częścią szeroko rozumianej jednostki magurskiej. Również według Oszczypko (2004), jednostka Botizy odpowiada (pod) jednostce krynickiej w obrębie płaszczowiny magurskiej. Strefę skałkową Poiana Botizei należałoby zatem, zgodnie z tą koncepcją, umiejscowić pomiędzy podjednostką Krynicy a jednostką Petrovej – „Dzikiego Fliszu" (uważanej za odpowiednik podjednostki raczańskiej płaszczowiny magurskiej). Słabością tej koncepcji jest obecność silnych deformacji i nasunięć późnokredowych „fazy laramijskiej" w strefie skałkowej Poiana Botizei, które w sposób oczywisty można porównać z analogicznymi strukturami jednostek orawskich pienińskiego pasa skałkowego. W płaszczowinie magurskiej deformacje tego wieku są słabo wyrażone, manifestując się jedynie wyniesieniem grzbietów w obrębie basenu magurskiego oraz jego częściową inwersją.

Według innych poglądów, płaszczowina Botizy może być porównana z jednostką Krichevo (lub Kričevo), znajdującą się w podłożu zapadliska transkarpackiego w Ukrainie i na Słowacji (Soták i in., 2005; Plašienka, Soták, 2015 i literatura tam cytowana). Sukcesja osadowa płaszczowiny Botizy odsłania się wzdłuż wschodniej krawędzi zapadliska transkarpackiego (fig. 56). Sukcesja ta, składająca się z czerwonych margli pelagicznych górnej kredy, pstrych łupków paleocenu i eoceńskiej sekwencji turbidytowej wykazującej wzrost wielkości ziaren w górę profilu (ang. *coarsening upward*), jest bardzo podobna do tej udokumentowanej w jednostce Krichevo (zob. Żytko, 1999a), gdzie oprócz miąższych utworów kredy i paleogenu występują także utwory jury i być może triasu. Stąd Aroldi (2001) połączył oba elementy w jedną jednostkę Botiza–Kričevo.

Schmid i in. (2008) skorelowali jednostkę Iňačovce–Kričevo–Botiza z oceanem piemoncko-liguryjskim (południowo-pennińskim lub Tetydą alpejską) i dalej, w kierunku południowo-zachodnim, z pasem fliszowym Szolnok (fig. 56; Plašienka i in., 2020). Poprzez obecny lineament śródwęgierski (fig. 1), oddzielający Karpaty Zachodnie od jednostki Cisy, jednostka ta łączyła się z oceanem Sawy i późniejszym szwem tego oceanu w obrębie Dynarydów (fig. 2, 4, 52, 53). Na obszarze wschodniej Słowacji, jednostka Iňačovce–Kričevo została podzielona na dwie części (Leško i in., 1977; Soták i in., 1993a, 1994, 2002). (Pod)jednostka Iňačovce stanowiłaby trzon metamorficzny (ang. *metamorphic core complex*) wieku neogeńskiego, składający się z łupków krystalicznych typu *Bündnerschiefer* oraz serpentynitów i intruzji bazaltowych. (Pod) jednostka Kričevo zawiera słabo lub w ogóle niezmetamorfizowane osady pelagiczne wieku jura–paleogen i nie występują tam zasadowe skały wulkaniczne (fig. 56).

Budowa, ewolucja tektono-metamorficzna oraz dostępne dane geochronologiczne z jednostki Iňačovce wykazują dobrą zgodność z analogicznymi danymi z okna tektonicznego Rechnitz, przy wschodnim krańcu Alp wschodnich, oraz innych trzonów metamorficznych, związanych z otwieraniem basenu panońskiego (Csontos i in., 2025). Częścią tej jednostki byłoby wyróżnione przez geologów rumuńskich okno tektoniczne Użgorodu (Săndulescu, 2012). Plašienka i in. (2020) wyrazili pogląd, że kontynuacją strefy Iňačovce–Kričevo–Użgorod w kierunku zachodnim mogłyby być łuski tektoniczne strefy Maruszyna-Lipnik, włączonej w strefę pienińskiego pasa skałkowego w Polsce (zob. podrozdział 6.3.2.4) i wschodniej Słowacji, wykazujące ciągłość pelagicznej sedymentacji na granicy kreda/paleogen, co odróżnia je od typowych jednostek pienińskich (orawskich). Podsumowując należy stwierdzić, że w strefie styku centralnych Karpat Zachodnich i Wschodnich występuje szereg drobnych fragmentów skorupy kontynentalnej (masyw marmaroski, jednostka Cisy, grzbiet czorsztyński, odpowiedniki jednostek austroalpejskich), otoczonych pozostałościami szwów ofiolitowych (np. oceany południowo-penniński i ocean Sawy, Transylwanii–Wardaru) i kompleksów akrecyjnych (np. jednostki seweryńska i Czarnego Fliszu, magurska). Komplikacje budowy geologicznej tego obszaru powodują, że powiązania z jednostkami Karpat Zachodnich jeszcze długo będą przedmiotem dyskusji. Przykłady takich rekonstrukcji, najczęściej różniących się szczegółami, można znaleźć w licznych pracach (np. Haas, Péró, 2004; Csontos, Vörös, 2004; Golonka i in., 2008b; Schmid i in., 2008; Sandulescu, 2009; Császár i in., 2013).

Jednostka Szolnok, rozciągająca się na południowy-zachód od jednostki Iňačovce–Kričevo, jest zbudowana z intensywnie złuskowanych, ale niezmetamorfizowanych ciemnych łupków środkowej kredy, pstrych margli górnej kredy oraz fliszu eocenu–oligocenu (Nagymarosy, Báldi-Béke, 1993). Po oligocenie, utwory te zostały nasunięte ku południowemu-wschodowi na północno-zachodni skraj terranu Cisy. Jednostka Szolnok kontynuuje się wzdłuż lineamentu środkowo-węgierskiego aż po rejon Zagrzebia, gdzie zakręca wokół południowo-zachodniego skraju terranu Cisy i łączy się z dynarskim szwem oceanu Sawy (np. Schmid i in., 2008, 2020; Kováč i in., 2016; fig. 2, 52, 53).

6.10. ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE

Piotr Krzywiec, Grzegorz Staryszak

6.10.1. Baseny przedgórskie i ich systemy osadowe – wprowadzenie

Baseny przedgórskie są związane ze strefami kolizji kontynentalnej i formują się w efekcie nasunięcia orogenu na płytę przedpola, co prowadzi do powstania strefy subsydencji tektonicznej ulokowanej wzdłuż frontu orogenu (fig. 57a). Można wymienić cztery zasadnicze czynniki wpływające na rozwój wypełnienia osadowego basenów przedgórskich (Allen, Allen, 1990; DeCelles, 2012; por. Krzywiec, 2006). Są to:

1) ugięcie płyty litosferycznej przedpola determinowane przez jej własności mechaniczne: efektywną miąższość sprężystą (ang. *efective elastic thickness* – EET) i sztywność zginania (ang. *flexural rigidity* – D);
2) ekstensja ugięciowa, czyli rozwój ekstensyjnych deformacji nieciągłych w obrębie stropowej partii uginanej płyty przedpola;
3) propagacja orogenu fałdowo-nasuwczego oraz jego erozja;
4) sedymentacja i erozja w obrębie zapadliska przedgórskiego.

W przypadku basenów związanych ze strefami kolizji płyt litosferycznych, powstanie przestrzeni akomodacyjnej potencjalnie zdolnej do wypełnienia przez osady jest wywoływane przede wszystkim uginaniem dolnej płyty litosferycznej. Najszerzej stosowane modele geodynamiczne dla tego typu zjawiska zakładają, że dzisiejsza konfiguracja układu orogen – płyta litosferyczna przedpola – zapadlisko przedgórskie jest bezpośrednio związana z procesami, które doprowadziły do utworzenia się strefy subdukcji i kolizji płyt litosferycznych, a procesy postorogeniczne, takie jak na przykład erozja orogenu i jego przedpola, czy izostatyczna kompensacja oraz związane z nią ruchy pionowe tylko w niewielkim stopniu zmodyfikowały regionalną budowę geologiczną badanej strefy kolizji (Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1985; Royden, Karner, 1984; Moretti, Royden, 1988; Royden, 1988, 1993a; Krzywiec, Jochym, 1996, 1997). Opierając się na tych założeniach, można sformułować ogólne zależności pomiędzy obserwowaną wielkoskalową geometrią strefy kolizji (topografia orogenu, głębokość stropu płyty litosferycznej pogrążanej pod orogenem i związana z nią geometria basenu przedgórskiego) a parametrami mechanicznymi charakteryzującymi subdukującą płytę litosferyczną, rozkładem i znaczeniem poszczególnych sił działających w strefie subdukcji i ogólną charakterystyką geologiczną danej strefy kolizji kontynentalnej.

Liczne opublikowane prace wykazały, że jako pierwsze przybliżenie dla stref kolizji płyt litosferycznych służyć może model, w którym uginanej płycie litosferycznej odpowiada cienka (tj. o miąższości dużo mniejszej w stosunku do długości), sprężysta płyta znajdująca się ponad astenosferą traktowaną w tym przypadku jako pozbawiona lepkości ciecz (Turcotte, 1979; Turcotte, Schubert, 1982; Karner, Watts, 1983; Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1985; Nunn i in., 1987; Royden, 1988, 1993a, b; Royden, Karner, 1984; Zoetemeijer i in., 1999). Pierwszym, który zastosował ten model dla opisania deformacji w skali litosfery, był wybitny polski fizyk Marian Smoluchowski (Smoluchowski, 1909; por. Turcotte, 1979). W trakcie uginania litosfery jest deformowana również powierzchnia Moho, rozdzielająca skorupę i płaszcz, charakteryzujące się dość znacznymi różnicami gęstości, w efekcie czego pod orogenem tworzy się tzw. korzeń orogeniczny związany z pogrążeniem lżejszej materii skorupy poniżej regionalnego poziomu Moho, co jest związane z powstaniem charakterystycznej, regionalnej ujemnej anomalii grawimetrycznej. W niektórych analizach wykorzystywany był też lepko-sprężysty model reologiczny litosfery (np. Beaumont, 1980; Beaumont i in., 1987, 1988; Quinlan, Beaumont, 1984), jednak ze względu na słabe rozpoznanie mechanizmów relaksacji naprężeń w czasie geologicznym oraz ich zależności od zmian pola geotermalnego przyjmuje się, że sprężysty model reologiczny litosfery (często z różnymi modyfikacjami) stanowi wiarygodniejsze przybliżenie deformacji w obrębie litosfery (por. Flemings, Jordan, 1989; Ford, 2004; Watts, 2023).

Płyta sprężysta jest charakteryzowana przez sztywność zginania i bezpośrednio z nią związaną efektywną miąższość sprężystą. Im mniejsza EET, tym płyta łatwiej się zgina, i odwrotnie, im EET jest większa, tym płyta jest sztywniejsza i zgina się trudniej. Tak zdefiniowana płyta litosferyczna podlega uginaniu pod wpływem: (a) obciążeń powierzchniowych wywołanych ciężarem orogenu i osadów (oraz ewentualnie wody) wypełniających zapadlisko przedgórskie oraz (b) obciążeń podpowierzchniowych związanych z procesami zachodzącymi na dużych głębokościach w strefie subdukcji, jak na przykład z pogrążaniem do głębokości rzędu 20–30 km anomalnie ciężkich ciał ultramaficznych, pogrążaniem do głębokości rzędu 50–150 km gęstej skorupy oceanicznej lub też działaniem sił poziomych związanych z przepływem materii w obrębie komórek konwekcyjnych płaszcza (Doglioni, 1992; Royden, 1993). Profil ugięciowy cienkiej sprężystej płyty składa się z trzech stref determinujących rozwój basenów przedgórskich: strefę zasadniczego ugięcia płyty gdzie lokuje się orogen nasuwczy i zapadlisko przedgórskie, strefę wypiętrzenia przedgórskiego (inaczej: wybrzuszenia peryferycznego, ang. *forebulge* lub *peripheral bulge*), oraz strefę zaplecza wypiętrzenia przedgórskiego (ang. *backbulge*) (DeCelles, 2012; fig. 57a). W oparciu o analizy relacji między orogenem, efektywną miąższością sprężystą dolnej płyty oraz geometrią basenu przedgórskiego postawiona została teza, że można oszacować własności mechaniczne litosfery (tj. EET), analizując paleogeometrię basenu przedgórskiego (Sinclair, 1996). Podejście takie wydaje się słuszne, jednak wymaga wiarygodnego odtworzenia dystalnego zasięgu basenu przedgórskiego, co ze względu na procesy postorogeniczne, w szczególności częstą i rozległą erozję stref krawędziowych basenów przedgórskich, może być trudne (por. Zweigel, Zweigel, 1998; Sinclair, 1996, 1998).

Omówione elementy układu orogen – płyta litosferyczna przedpola – basen przedgórski stanowią model teoretyczny, od którego w naturze obserwujemy różnego rodzaju odstępstwa. Obok procesów związanych bezpośrednio z kolizją kontynentalną, znaczny wpływ na ewolucję basenów przedgórskich wywiera również budowa płyty litosferycznej przedpola i miała ona również szczególne znaczenie podczas mioceńskiej ewolucji geologicznej zapadliska przedkarpackiego. Własności mechaniczne i kontrolowane przez nie deformacje sprężyste w obrębie całej litosfery wpływają na wielkoskalową ewolucję basenów przedgórskich. Innym regionalnym zjawiskiem, działającym na nieco mniejszą skalę, jest występowanie w obrębie uginanej płyty przedpola szeroko rozprzestrzenionych deformacji ekstensyjnych (Bradley, Kidd, 1991). Ekstensja w stropowej części dolnej płyty litosferycznej pogrąża-

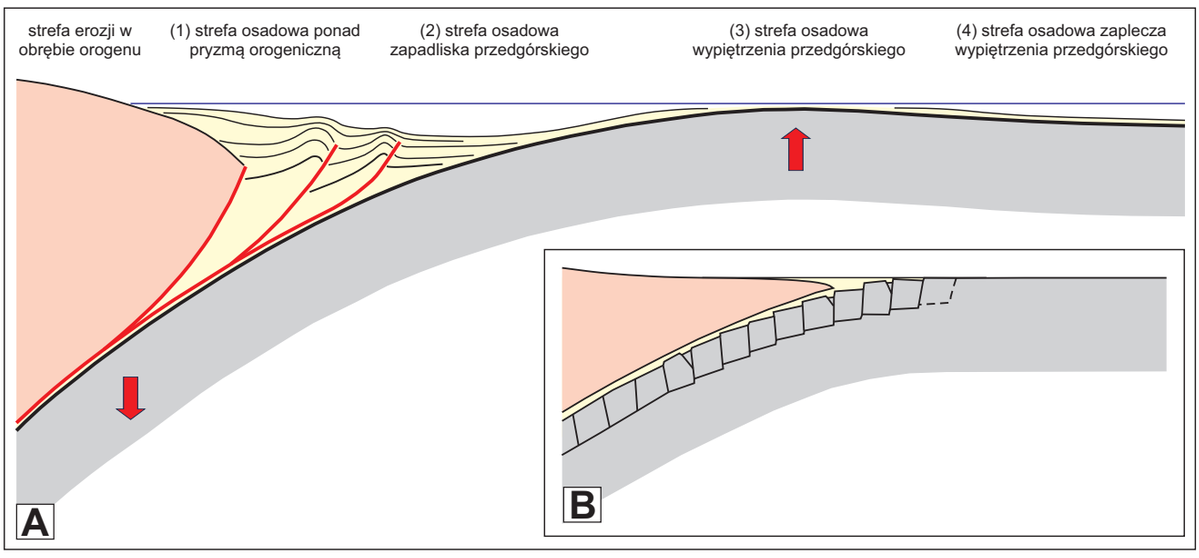


FIG. 57.
A – Schematyczny model systemu osadowego basenu przedgórskiego powstałego w związku z rozwojem pasma fałdowo-nasuwczego nasuniętego na płytę przedpola (por. DeCelles, Giles, 1996; Krzywiec, 2006). 1-4: strefy osadowe w obrębie basenu przedgórskiego opisane w tekście;
B – ilustracja ekstensji ugięciowej zachodzącej w stropie płyty przedpola pogrążanej pod orogenem (wg Bradley, Kidd, 1991 – uproszczone).

nej pod orogenem, czyli tak zwana ekstensja ugięciowa, często modyfikuje prosty profil ugięciowy pogrążanej w strefie subdukcji płyty przedpola (fig. 57b). W trakcie ekstensji ugięciowej powstają przede wszystkim uskoki normalne o zrzucie w kierunku orogenu (uskoki syntetyczne), notowane są też uskoki antytetyczne, choć generalnie rzadziej i o mniejszym zrzucie. Obserwuje się również wyraźną zmianę wartości zrzutu w miarę oddalania się od frontu orogenu – od kilkuset metrów bądź nawet kilku kilometrów w bezpośrednim sąsiedztwie orogenu do kilku metrów w dystalnych częściach basenu przedgórskiego (Bradley, Kidd, 1991). Od tych ogólnych reguł notowane są jednak odstępstwa, co jest wynikiem heterogeniczności budowy geologicznej płyty przedpola i występowania w jej obrębie starszych walnych stref uskokowych reaktywowanych w trakcie rozwoju orogenu fałdowo-nasuwczego i basenu przedgórskiego. Uskoki w obrębie płyty przedpola mogą być reaktywowane jako uskoki normalne, co prowadzi do powstania lokalnych stref subsydencji tektonicznej o charakterze ekstensyjnym (np. Lutz i in., 2024, patrz też niżej) bądź też jako uskoki odwrócone, co prowadzić może do segmentacji basenu przedgórskiego (por. Horton i in., 2022). W każdym z tych przypadków jest możliwe też występowanie składowej przesuwczej, szczególnie w sytuacji, kiedy główny kierunek kolizji kontynentalnej jest ukośny w stosunku do struktur przedpola.

W znakomitej większości przypadków baseny przedgórskie charakteryzują się strefą maksymalnej subsydencji tektonicznej zlokalizowaną w bezpośrednim sąsiedztwie frontu związanego z nimi orogenu. W trakcie postępującej kolizji kontynentalnej strefa ta migruje wraz z nasuwanym orogenem w kierunku przedpola, w efekcie czego bardzo charakterystyczną cechą zapadlisk przedgórskich jest przesunięcie w planie osadów deponowanych w trakcie ich ewolucji. W czasie ruchów nasuwczych część osadów wypełniających baseny przedgórskie jest również deformowana i nasuwana oraz tworzy często najmłodsze, najdalej w kierunku przedpola położone jednostki tektoniczne orogenu nasuwczego (fig. 57a).

Pogrążanie płyty przedpola i ruchy nasuwcze w obrębie orogenu odbywają się na ogół w czasie aktywnej sedymentacji w basenie przedgórskim. Kolejne etapy ewolucji orogenu mogą być zapisane w osadach zapadliska w postaci regionalnych niezgodności erozyjnych związanych z wielkoskalowymi ruchami litosfery. Najistotniejszą z nich może być niezgodność wywołana powstaniem wypiętrzenia przedgórskiego, jego migracją w stronę przedpola orogenu oraz zlokalizowaną ponad nim erozją (Crampton, Allen, 1995).

Zaproponowano różne modele wypełniania basenów przedgórskich osadami w nawiązaniu do etapów rozwoju tektonicznego i morfologicznego orogenu. Heller i in. (1988) sugerują, że w przypadku basenu przedgórskiego zdominowanego przez sedymentację lądową pulsy subsydencji tektonicznej w jego obrębie są związane z etapami ruchów nasuwczych w obrębie orogenu oraz z depozycją miąższych serii osadów gruboklastycznych w obszarze proksymalnym do frontu orogenu, natomiast w dystalnych partiach basenu są deponowane niewielkiej miąższości osady dostarczane z przedpola. Okres spokoju tektonicznego to etap erozji w obrębie orogenu i wywołane nią izostatyczne pionowe ruchy wypiętrzające. Efektem tego jest rozwój regionalnej niezgodności oraz sedymentacja przesunięta w stronę centrum basenu.

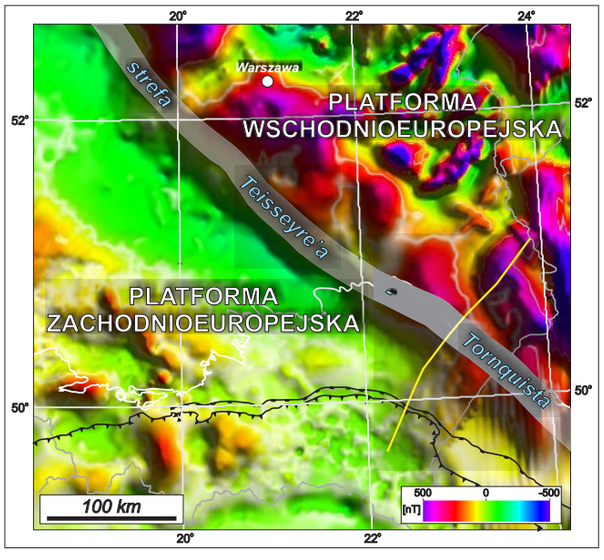


FIG. 58. Mapa magnetyczna północnych Karpat i ich przedpola (por. Wybraniec, 1999). Czarne linie z zębami: frontalne nasunięcia orogenu karpackiego; biała linia: północny zasięg utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (wg: Żytko, 1989, uzupełnione; por. fig. 59); żółta linia: fragment głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST pokazanego na Fig. 61. Przebieg strefy Teisseyre'a-Tornquista wg Mazura i in. (2015)

Na fig. 57a jest pokazany schematyczny model systemu osadowego basenu przedgórskiego (za: DeCelles, Giles, 1996, zmodyfikowane; patrz też Sinclair, 2012), w obrębie którego są wyróżnione cztery podstawowe strefy depozycyjne: (1) obszar depozycji ponad pryzmą orogeniczną, (2) zapadlisko przedgórskie *sensu stricto* ulokowane bezpośrednio przed frontem orogenu, (3) obszar wypiętrzenia przedgórskiego oraz (4) strefa ulokowana poza wypiętrzeniem przedgórskim.

W obrębie strefy 1 są deponowane na ogół osady gruboziarniste, z licznymi niezgodnościami i lokalnymi zmianami miąższości, w ramach depozycji syntektonicznej. Strefa ta odpowiada tzw. basenom niesionym (ang. *piggy-back basins*) opisanym pierwotnie w Apeninach (Ricci-Lucchi, 1986; Artoni, 1997, 2013). Sedymentacja w tym obszarze jest szczególnie uzależniona od procesów erozji zachodzących w obrębie orogenu, gdyż aktywność poszczególnych nasunięć wiąże się z lokalną redukcją przestrzeni akomodacyjnej i rotacją powierzchni depozycyjnych, co w efekcie prowadzi do powstawania lokalnych niezgodności i redukcji miąższości (np. Deramond i in., 1993; Burbank, Verges, 1994; Schlunegger, Jordan, 1997; Verges i in., 2002; Ford, 2004). W strefie tej „konkurują" ze sobą dwa procesy odmiennie wpływające na subsydencję dna basenu: (1) uginanie płyty przedpola, zwiększające się wraz z nasuwaniem orogenu i skutkujące zwiększoną subsydencją oraz (2) ewolucja pryzmy orogenicznej związana z powiększeniem jej objętości, co skutkuje unoszeniem dna basenu powstałego ponad orogenem i tym samym redukcją subsydencji. Od skali i intensywności obu tych procesów zależy finalny charakter subsydencji tektonicznej i ewentualne włączenie części basenu przedgórskiego do obszaru erozji. Analizując osady zapadliska przedgórskiego ulokowane ponad strukturami nasuwczymi, należy wziąć pod uwagę również fakt, iż postorogeniczną konfigurację brzeżnej strefy orogenu ukształtować mogły dwa zupełnie odmienne procesy. Z jednej strony, utwory basenu przedgórskiego mogą być deponowane ponad ewoluującym orogenem w obrębie basenu niesionego, natomiast drugi proces jest czysto tektoniczny i związany jest z tzw. tektoniką klinową i powstawaniem stref trójkątnych oraz nasunięć wstecznych, w efekcie czego część wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego może znaleźć się ponad orogenem (Krzywiec, Aleksandrowski, 2004). W pierwszym przypadku kontakt utworów zapadliska przedgórskiego i orogenu będzie sedymentacyjny, a w drugim obie te jednostki rozdzielone będą powierzchnią walnej niezgodności tektonicznej. Ma to duże znaczenie również dlatego, że oba te scenariusze implikują odmienne datowanie procesów orogenicznych: scenariusz pierwszy oznacza, że najpierw uformowana została pryzma orogeniczna, a potem zdeponowane zostały ponad nią osady zapadliska przedgórskiego, natomiast drugi oznacza, że najpierw zostały zdeponowane osady zapadliska, które następnie w efekcie ruchów tektonicznych i powstania nasunięcia wstecznego ponad strefą trójkątną znalazły się ponad orogenem.

Strefa 2 to często obszar depozycji szelfowej/deltowej. Osady tam zdeponowane są w trakcie rozwoju orogenu sukcesywnie włączane w jego obręb i w efekcie migrują w obręb strefy 1. W obszarze tym dochodzi często do nałożenia odmiennych kierunków depozycji materiału osadowego: jednego związanego z bezpośrednią dostawą osadów od strony erodowanego orogenu i drugiego, związanego z osiowym transportem osadów odbywającym się generalnie wzdłuż frontu orogenu (Mutti i in., 2003; Mastalerz i in., 2006).

Obszar wypiętrzenia przedgórskiego (strefa 3) to często obszar erozji, migrujący w stronę przedpola wraz z nasuwanym orogenem (por. Crampton, Allen, 1995). W sytuacji, kiedy poziom morza jest wystarczająco wysoki, wypiętrzenie przedgórskie może być związane z płytkowodną sedymentacją węglanową bądź z płytkowodno – przybrzeżną sedymentacją klastyczną (Leszczyński, Nemec, 2014).

Poza wypiętrzeniem przedgórskim (strefa 4) znajduje się obszar sedymentacji płytkowodnej charakteryzujący się znacznie mniejszymi miąższościami osadów niż zapadlisko przedgórskie. Osady tam złożone często ulegają erozji w związku z migracją wyniesienia przedgórskiego, bądź też w efekcie zjawisk bardziej regionalnych zachodzących po głównym etapie orogenezy i wywołanych izostazją.

6.10.2. Regionalna struktura i ewolucja zapadliska przedkarpackiego

Zapadlisko przedkarpackie jest peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne, którego powstanie związane było z mioceńską ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych (Książkiewicz, 1972, 1977c; Ney i in., 1974; Oszczypko, Ślączka, 1985, 1989; Oszczypko, 1998, 1999a, b, 2006a, b; Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012).

6 Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

W związku ze specyficznym usytuowaniem polskiej części zapadliska przedkarpackiego w stosunku do płyty europejskiej (fig. 59), wpływ struktury płyty przedpola na ewolucję tej części zapadliska był szczególnie duży. Płyta ta składa się z dwóch części (domen) rozdzielonych strefą Teisseyre'a-Tornquista (Mazur i in., 2015). Pierwsza z nich to platforma wschodnioeuropejska, zbudowana ze skonsolidowanej w prekambrze skorupy krystalicznej pokrytej niezdeformowanymi osadami paleozoicznymi i mezozoicznymi. Drugi fragment płyty europejskiej to platforma zachodnioeuropejska, która uległa konsolidacji w orogenezie waryscyjskiej, a następnie została przykryta osadami permsko-mezozoicznymi basenu polskiego (patrz podrozdział 5.2.1). Wpływ struktury płyty przedpola na budowę geologiczną zapadliska przedkarpackiego dobrze widać na wynikach modelowań ugięcia litosfery wykonanych dla czterech regionalnych transektów przecinających polski segment Karpat (fig. 59), skonstruowanych w oparciu o profile geologiczne z mapy Żytki i in. (1989) (Krzywiec, Jochym, 1996, 1997). Uzyskane wyniki pokazują istotny wzrost EET przy przejściu z obszaru platformy zachodnioeuropejskiej (10 i 8 km dla transektów 1 i 2) na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (20 i 25 km dla transektów 3 i 4). W przypadku transektu 4, w trakcie obliczeń pominięto lokalne obniżenie stropu płyty przedpola w obrębie rowu tektonicznego Wielkich Oczu, powstałe w wyniku mioceńskiej ekstensji ugięciowej (patrz niżej). Obserwowana lateralna zmienność EET jest związana z wyraźną zmianą właściwości sprężystych płyty litosferycznej pogrążanej pod orogenem karpackim. W zachodniej części polskich Karpat stosunkowo niska efektywna miąższość sprężysta EET charakteryzuje litosferę o dużej podatności na zginanie, natomiast wyższe wartości EET we wschodniej części związane są z dużo bardziej sztywną płytą litosferyczną. Jest to również zgodne z trendem wzrostu EET wzdłuż całego łuku Karpat z zachodu ku wschodowi: dla Karpat ukraińskich uzyskano wartość EET rzędu 40 km (Royden, 1993a), a na obszarze Karpat rumuńskich EET osiąga wielkość 30 km (Royden, Karner, 1984).

Budowa geologiczna stropowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego jest bardzo zróżnicowana: na zachodzie są to utwory paleozoiku bloku górnośląskiego, w części centralnej utwory mezozoiczne zdeponowane w obrębie basenu polskiego, a w części wschodniej utwory paleozoiku i prekambru, odsłonięte spod pokrywy mezozoicznej w efekcie inwersji basenu polskiego i wydźwignięcia oraz erozji antyklinorium środkowopolskiego (fig. 60). Na północy utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego sięgają Roztocza i południowej części Gór Świętokrzyskich. W kierunku zachodnim zasięg basenu stopniowo się zmniejsza, w okolicach Krakowa zapadlisko jest najwęższe, a następnie ponownie się poszerza w kierunku Górnego Śląska. Obszar ten jest widoczny również w morfologii terenu, wyróżniając się wyrównaną powierzchnią w otoczeniu wyniesionych starszych utworów Karpat, Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Śląskiej. Południowy zasięg zapadliska przedkarpackiego nie jest ustalony ze względu na głębokie pogrążenie pod orogenem karpackim.

Obecnie mioceńskie osady zapadliska karpackiego znajdują się głównie przed frontem orogenu, częściowo włączone w jego obręb, tworząc najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne (jednostka zgłobicka, jednostka stebnicka i jednostka borysławska; patrz niżej), lokalnie występują też ponad orogenem, niezgodnie przykrywając płaszczowiny karpackie w rejonie Nowego Sącza (Oszczypko-Clowes i in., 2009) i Rzeszowa (Uroda, 2020). Zachowane zostały również w pozycji autochtonicznej pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi. W obrębie zapadliska przedkarpackiego wydziela się dwie strefy. Osady tzw. zapadliska wewnętrznego, wieku eger-baden, znajdują się obecnie pod płaszczowinami karpackimi

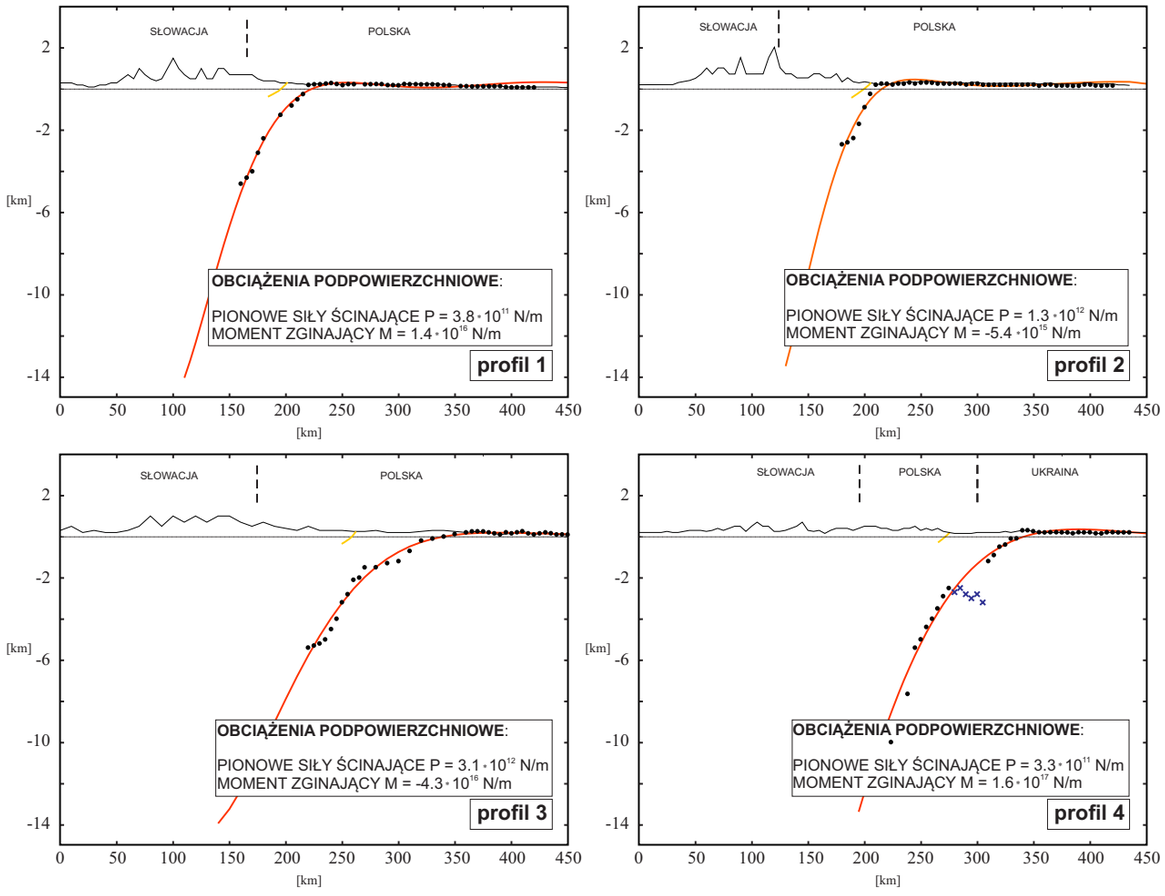


FIG. 59. Wyniki modelowań ugięcia litosfery dla regionalnych transektów przecinających polski segment Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, Jochym, 1996, 1997; por. Oszczypko i in., 2006). Lokalizacja transektów pokazana jest na tle mapy magnetycznej Polski i obszarów otaczających (por. Wybraniec, 1999)

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

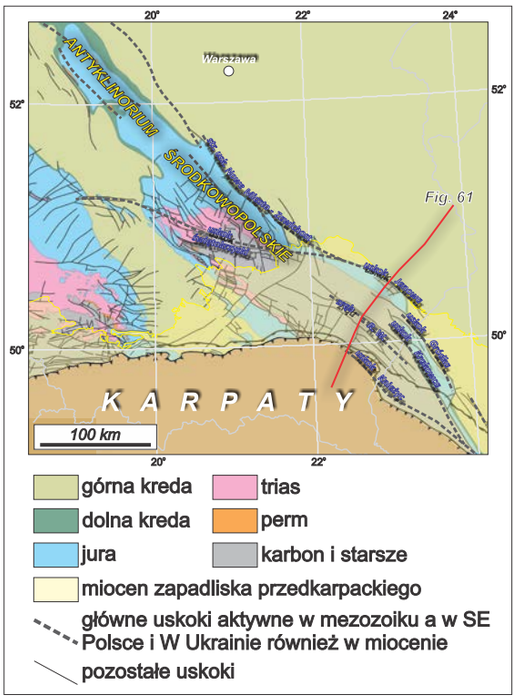


FIG. 60. Mapa geologiczna południowo-wschodniej Polski i obszarów otaczających bez utworów kenozoiku (wg. Dadlez i in., 2000; Oszczypko i in., 2006; Pożaryski, 1979, uproszczone). Czerwona linia: fragment głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST pokazanego na fig. 61, zrąb R. *W*: zrąb Ryszkowej Woli (por. Krzywiec i in., 2005).

w pozycji autochtonicznej oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej, budując jednostkę stebnicką (samborską), na obszarze Polski występującą w obrębie sigmoidy przemyskiej (Oszczypko i in., 2006; Szaniawski i in., 2017). Pod Karpatami miąższość utworów miocenu nie przekracza 1000 m. Osady dolnomioceńskie są głównie pochodzenia lądowego, podczas gdy środkowomioceńskie mają genezę morską.

Osady zapadliska zewnętrznego znajdują się w większości przed dzisiejszym czołem orogenu karpackiego. Zapadlisko zewnętrzne jest wypełnione środkowomioceńskimi osadami morskimi o miąższości od kilku / kilkunastu - kilkudziesięciu / kilkuset metrów do ok. 3500 m. Osady te zostały częściowo włączone w obręb orogenu karpackiego i tworzą obecnie jednostkę zgłobicką (Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004). Warstwy baranowskie, rozpoczynające sekwencję mioceńską zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego (dolny baden, formacja z Pińczowa; Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1997; Śliwiński i in., 2012), powstawały w środowiskach przybrzeżnych i zalegają transgresywnie na utworach mezozoiku, paleozoiku i prekambru budujących płytę przedpola Karpat (Dziadzio i in., 1997, 2006; Dziadzio, 2000). Są one przykryte przez górnobadeńskie utwory ewaporatowe formacji z Wieliczki (Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1997; Peryt, 2006; Oszczypko i in., 2006; Śliwiński i in., 2012). Ewaporaty te, będące bardzo ważnym markerem chronostratygraficznym i sejsmicznym, występują na niemal całym obszarze zapadliska przedkarpackiego, brak ich jest jedynie w obrębie tzw. „wyspy bezanhydrytowej" (Komorowska-Błaszczyńska, 1965; patrz też niżej). Powyżej ewaporatów występują klastyczne utwory górnego badenu i sarmatu zaliczane do formacji z Machowa. We wschodniej i centralnej części zapadliska przedkarpackiego są to utwory raczej drobnoklastyczne, ilasto-mułowcowo-margliste, natomiast w strefie przykarpackiej są reprezentowane przez facje gruboklastyczne o znacznej miąższości dochodzącej do kilkuset metrów, co wskazuje na ich syntektoniczny charakter i kierunek dostawy materiału osadowego z południa, od strony erodowanego orogenu (np. Dziadzio i in., 1997, 2006; Krzywiec, 2001; Porębski i in., 2003; Oszczypko i in., 2006; Krzywiec i in., 2008; Porębski, Warchoł, 2006). W osiowej części basenu jest notowany wpływ sedymentacji wzdłuż osi zapadliska przedkarpackiego (Mastalerz i in., 2006).

Północna, brzeżna strefa basenu zapadliska przedkarpackiego pozostawała pod stałym wpływem oddziaływania lądu i była strefą akumulacji materiału terygenicznego w płytkim morzu o głębokości do kilkunastu metrów (Radwański, 1969; Wysocka, 2002; Leszczyński, Nemec, 2014; Wysocka i in., 2016).

Regionalna, głęboka struktura zapadliska przedkarpackiego oraz orogenu karpackiego wraz z ich podłożem we wschodniej części polskiego segmentu zapadliska zobrazowana została na głębokim, 200-kilometrowym profilu sejsmicznym POLCRUST (fig. 61; por. Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015). Północną granicę zapadliska przedkarpackiego definiuje uskok Janowa. Na północny wschód od niego znajdują się utwory jury i kredy puławskiego segmentu synklinorium kościerzyńsko-puławskiego zdeponowane ponad eksternidami waryscyjskimi (pasmem fałdowo-nasuwczym Radom–Kraśnik–Rawa Ruska) i basenem lubelsko–lwowskim (por. Krzywiec i in., 5.1.4.2). Na południowy zachód od uskoku Janowa utwory mioceńskie stopniowo zwiększają swoją miąższość, która maksimum osiąga w brzeżnej strefie orogenu karpackiego, zgodnie z klasycznymi modelami basenów przedgórskich opisanymi powyżej. Mniej więcej w środku tej części zapadliska znajduje się zrąb tektoniczny Ryszkowej Woli o genezie przesuwczej (por. Krzywiec i in., 2005; patrz też niżej).

W najbliższym sąsiedztwie frontalnego nasunięcia karpackiego, w obrębie utworów mioceńskich zaznacza się układ progradacyjny zbudowany z klinoform zapadających na północ–północny wschód i związanych z dostawą materiału osadowego od strony erodowanego orogenu do basenu przedgórskiego (por. Krzywiec i in., 2008).

Pod Karpatami utwory mioceńskie mają znacznie mniejszą miąższość, po części najprawdopodobniej zredukowaną tektonicznie w trakcie nasuwania orogenu.

Podłoże utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego tworzą skały dolnego paleozoiku i prekambru, zaliczane przez Żelaźniewicza i in. (2011) do bloku małopolskiego i tzw. pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich, które rozgraniczone miałyby być strefą uskokową Ryszkowej Woli. Bardzo liczne dane sejsmiczne pomierzone na obszarze wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w Polsce nie zobrazowały jednak żadnych struktur fałdowo-nasuwczych między strefą uskokową Ryszkowej Woli a uskokiem Janowa, od którego na północny wschód takowe struktury w obrębie paleozoiku i ediakaru są doskonale widoczne (Krzywiec i in., 2017a, b; patrz też podrozdział 5.1.4.2). Biorąc to pod uwagę, struktury fałdowo-nasuwcze w tej strefie nie zostały zaznaczone na profilu POLCRUST (fig. 61), choć nie można wykluczyć, że udokumentowane na tym obszarze utwory najniższego paleozoiku i prekambru znajdują się w stropie fałdów rozwiniętych ponad głęboko zakorzenionymi nasunięciami w obrębie bardziej wewnętrznej części waryscyjskich eksternidów (por. Krzywiec i in., 2017b). Z analizy fragmentu profilu POLCRUST (fig. 61) wynika, iż uskok Janowa stanowi jedną z głównych stref uskokowych na tym obszarze. Budowa geologiczna bezpośredniego otoczenia tego uskoku pokazana została na fig. 62. Widać tam generalnie płogo zalegające utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego, oddzielone od utworów mezozoiku stromym uskokiem Janowa. Jura charakteryzuje się niewielkim, stopniowym wzrostem miąższości w kierunku uskoku, co sugeruje położenie osi maksymalnej subsydencji dalej na południowy zachód, w obrębie bruzdy środkowo-

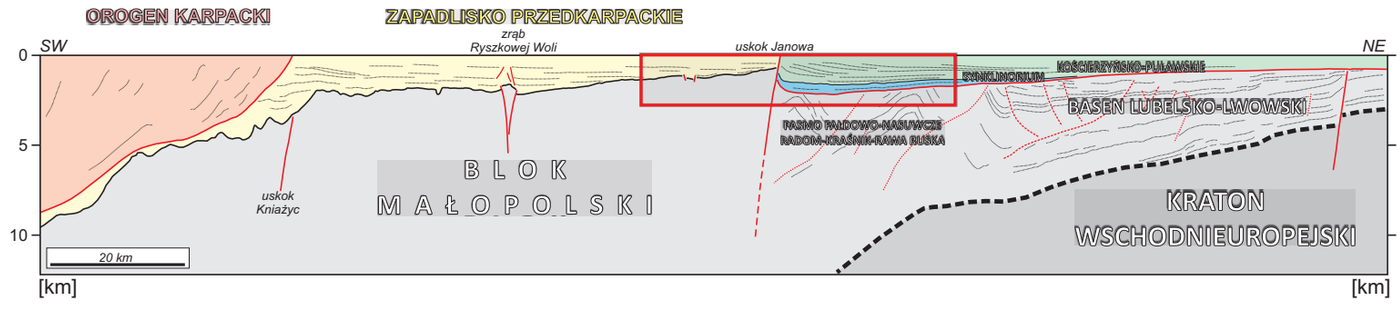


FIG. 61. Struktura orogenu karpackiego i jego przedpola w oparciu o głęboki profil sejsmiczny POLCRUST (por. Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015). Nazewnictwo głównych jednostek tektonicznych za Żelaźniewiczem i in. (2011). Czerwona ramka: fig. 62. Lokalizacja patrz fig. 58 i 60

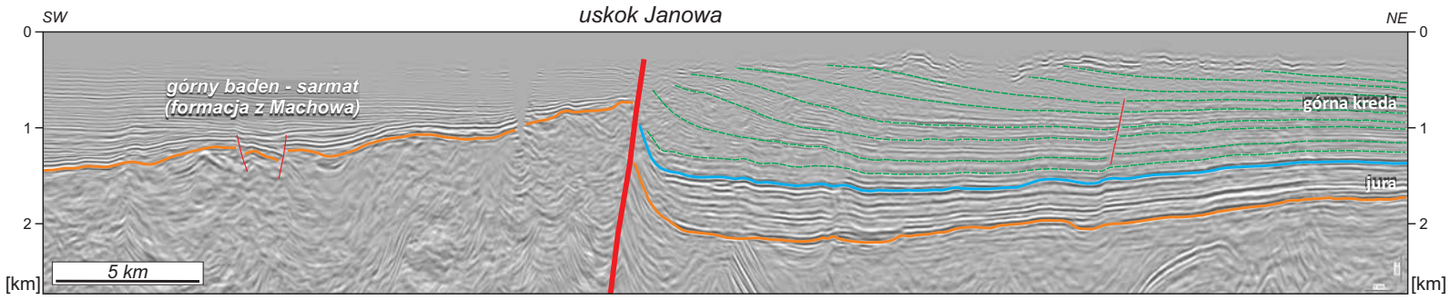


FIG. 62. Fragment profilu POLCRUST obrazujący północną część zapadliska przedkarpackiego, uskok Janowa będący jego północną granicą oraz przyległą część segmentu puławskiego synklinorium kościerzyńsko-puławskiego zbudowanego z utworów jury i kredy zdeponowanych w brzeżnej, północnowschodniej części basenu polskiego

polskiej (por. podrozdział 5.2.1). Bardzo charakterystyczna i ważna dla rekonstrukcji ewolucji uskoku Janowa i otaczającego go obszaru jest architektura depozycyjna górnej kredy, z wyraźnie widoczną progradacją osadów ku północnemu zachodowi. Tego typu geometria jest identyczna z tym, co widać na północny wschód od uskoku Nowe Miasto–Zawichost (fig. 60). Uskok ten na etapie subsydencji basenu polskiego stanowił północno-wschodnią granicę bruzdy środkowopolskiej, a w trakcie jego inwersji – północno-wschodnią granicę antyklinorium środkowopolskiego (Krzywiec i in., 2009, 2018; patrz też podrozdział 5.2.1). Jakościowy model kredowo–mioceńskiej ewolucji tego obszaru pokazany jest na fig. 63. Ilustruje on, jak na etapie inwersji basenu polskiego była unoszona wzdłuż uskoków odwróconych (w tym wypadku – uskoku Janowa) osiowa część basenu, przekształcona na etapie inwersji w antyklinorium środkowopolskie (fig. 63a). Osady w tej części zbiornika były dostarczane od erodowanego antyklinorium na północny wschód, co jest udokumentowane przez zapadające w tym kierunku klinoformy w obrębie utworów górnej kredy (turon?–mastrycht; Krzywiec i in., 2009). W końcowej fazie inwersji (późny mastrycht–paleogen) antyklinorium zostało wydźwignięte na tyle wysoko, że erozja usunęła całą mezozoiczną pokrywę osadową, w efekcie czego w obrębie skrzydła stropowego uskoku Janowa na powierzchni znalazły się skały dolnego paleozoiku i/bądź prekambru (fig. 63b). W miocenie, w związku z narastającym obciążeniem od strony nasuwanych Karpat i postępującego ugięcia płyty przedpola, uskok ten został reaktywowany jako uskok normalny, a ponad jego skrzydłem stropowym zdeponowane zostały utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (fig. 63c). Model ten ilustruje również, jak we wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego uskokowanie współdziałało z regionalnym uginaniem płyty przedpola (patrz też niżej).

Jak wyżej wspomniano, struktura i ewolucja centralnej oraz wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego pod wieloma względami znacznie się różniły (por. Krzywiec, 2001, 2006). Zasadnicze różnice omówione są poniżej w oparciu o regionalne transekty z obu części zapadliska. Ich lokalizacja pokazana jest na fig. 64.

Na mapie z fig. 60 jest pokazana budowa geologiczna podłoża zapadliska przedkarpackiego. Widać na niej, że wschodnia część zapadliska ulokowana jest ponad antyklinorium środkowopolskim, które powstało w efekcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji basenu polskiego, a wcześniej, w permo-mezozoiku, stanowiło strefę maksymalnej subsydencji, czyli bruzdę środkowopolską (por. podrozdział 5.2.1). Zarówno subsydencja, jak i inwersja były związane z aktywnością głęboko zakorzenionych uskoków (stref uskokowych) Janowa, Gródka, Krakowca oraz, być może, również Ryszkowej Woli i Kniażyc (fig. 60). Z wyjątkiem uskoku Janowa, uskoki te kontynuują się na obszar Ukrainy (Zayats, 2015). Mioceńska aktywność stref uskokowych w obrębie podłoża miała kluczowe znaczenie dla ukształtowania morfologii stropu podłoża zapadliska. Drugim ważnym czynnikiem była głęboka erozja, która doprowadziła do powstania sieci głębokich dolin, obecnie wypełnionych osadami mioceńskimi (fig. 65). Głębokość stropu podłoża zapadliska zmienia się od kilku metrów na północnych wychodniach do ok. 3000 m w rejonie północnego brzegu orogenu karpackiego, a pod Karpatami wartości te wynoszą odpowiednio od 500 do 4500 m w ich części zachodniej oraz od 2000 do 7000 m w części wschodniej (fig. 65; Żytko i in., 1989; Gągała i in., 2012).

Centralna część zapadliska przedkarpackiego, zilustrowana na transekcie 1 (fig. 66), charakteryzuje się stosunkowo szeroką strefą deformacji kompresyjnych rozwiniętą w obrębie utworów mioceńskich, czyli w jednostce zgłobickiej (Tołwiński, 1956; Wdowiarz, 1976; Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004), w obrębie której znajduje się charakterystyczna struktura strefy trójkątnej (Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007). W obrębie jednostki zgłobickiej można wyróżnić szereg przykładów syntektonicznej sedymentacji – lokalnych zmian miąższości, lokalnych układów progradacyjnych,

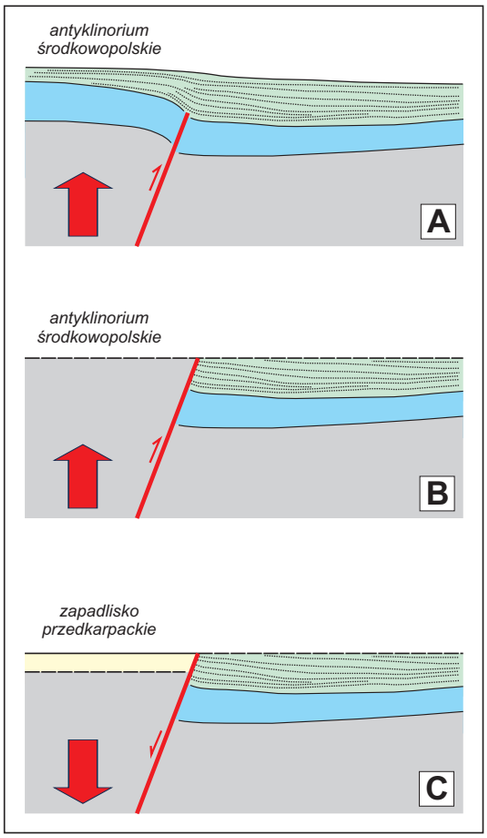


FIG. 63. Model ilustrujący ewolucję północnej krawędzi zapadliska przedkarpackiego w okresie od późnej kredy do miocenu.
A – synsedymentacyjna inwersja późnokredowa połączona z progradacją osadów syninwersyjnych w kierunku północno-wschodnim, czyli na zewnątrz od unoszonego w efekcie inwersji antyklinorium środkowopolskiego (por. Krzywiec, 2002; Krzywiec i in., 2009, 2018);
B – etap po finalnej inwersji, wydźwignięciu antyklinorium środkowopolskiego i post-inwersyjnej erozji, która odsłoniła skały dolnego paleozoiku i/bądź prekambru budujące masyw małopolski znajdujący się obecnie w osi antyklinorium;
C – reaktywacja uskoku odwróconego obrzeżającego od północnego wschodu antyklinorium środkowopolskie (w tym wypadku – uskoku Janowa) jako uskoku normalnego, połączona z depozycją utworów mioceńskich w dystalnej części zapadliska przedkarpackiego

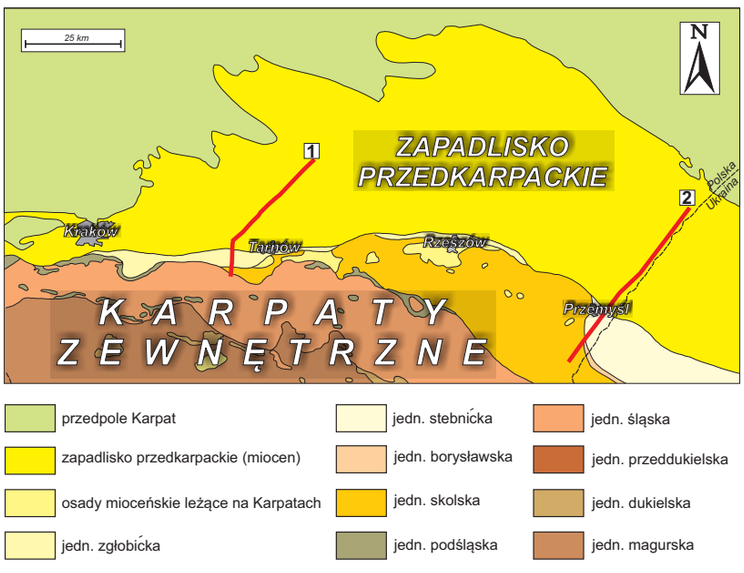


FIG. 64. Uproszczona mapa geologiczna Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem (wg: Krzywiec i in., 2014). Czerwone linie: lokalizacja regionalnych transektów sejsmicznych 1 i 2, pokazanych na fig. 66

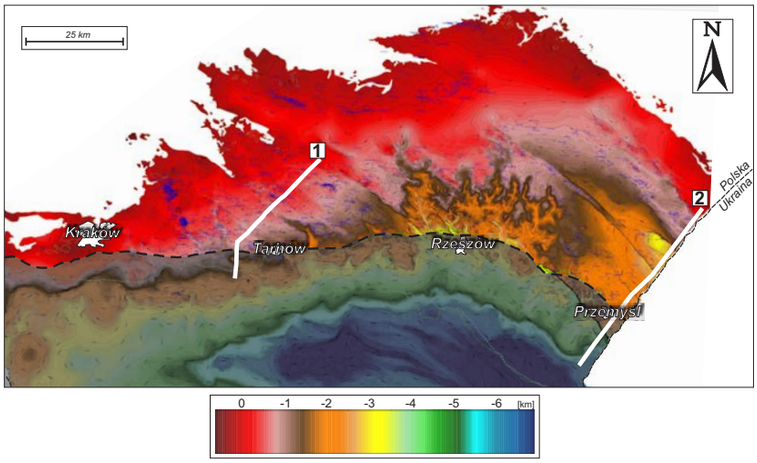


FIG. 65. Mapa strukturalna stropu podłoża polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Staryszak, 2022). Białe linie: lokalizacja regionalnych transektów sejsmicznych 1 i 2, pokazanych na fig. 66. Obszar przyciemniony odpowiada zasięgowi orogenu karpackiego (wg Żytko i in., 1989)

niezgodności kątowych oraz zrotowanych pakietów osadowych, szczególnie dobrze widocznych w otoczeniu frontalnego nasunięcia pryzmy orogenicznej (Krzywiec, 2001; Krzywiec i in., 2004). Na południe od omawianego obszaru, w rejonie Nowego Sącza, znajdują się utwory mioceńskie leżące niezgodnie na fliszu karpackim. Najprawdopodobniej stanowią one erozyjną pozostałość po mioceńskiej pokrywie osadowej zdeponowanej w obrębie szerokiej strefy osadowej ulokowanej ponad orogenem (Oszczypko, Ślączka, 1985; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Na północ od jednostki zgłobickiej utwory mioceńskie charakteryzują się regionalnym układem progradacyjnym, związanym z sukcesywnym zasypywaniem basenu osadowego zapadliska przedkarpackiego przez osady dostarczane od strony erodowanego orogenu karpackiego (por. Oszczypko, Ślączka, 1985, 1989; Krzywiec, 2001; Porębski i in., 2003). Strop podłoża w tej części zapadliska stosunkowo łagodnie zanurza się pod orogen, zgodnie z regularnym profilem ugięciowym omówionym powyżej. Dla północnego obrzeżenia tej części zapadliska zaproponowany został model sedymentacyjny odnoszący się do strefy depozycyjnej wypiętrzenia przedgórskiego (Leszczyński, Nemec, 2014; por. fig. 57). Nieregularności morfologiczne obserwowane w stropie płyty przedpola związane są z przedmioceńską erozją, często skoncentrowaną wzdłuż stref uskokowych rozwiniętych w utworach mezozoiku i paleozoiku.

Strefa trójkątna, której powstanie było efektem tzw. tektoniki klinowej (Krzywiec, Aleksandrowski, 2004; Jardin i in., 2007; von Hagke, Malz, 2018), występuje w obrębie jednostki zgłobickiej na obszarze od Wieliczki do Dębicy (fig. 67). W rejonie Wieliczki jądro strefy trójkątnej jest zbudowane ze zdupleksowanych utworów ewaporatowych, w obrębie których jest ulokowana kopalnia soli (Krzywiec, Vergés, 2007; Burliga i in., 2018; Rowan i in., 2020). Na froncie zatoki gdowskiej strefa trójkątna rozwinęła się w efekcie uniesienia utworów mezozoiku i dolnego miocenu (warstw skawińskich) ponad nasunięciem zakorzenionym w podłożu podmioceńskim (fig. 67a; Bukowski i in., 2010; Krzywiec i in., 2012; por. Garlicki, 1960; Połtowicz, 1962). W strefie Brzesko – Wojnicz strefa trójkątna to tzw. łuska Wojnicza (por. Krzywiec i in., 2004), wypełniona mocno zdeformowanymi utworami nadewaporatowymi formacji z Machowa (fig. 67b; Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007; por. Kirchner, Połtowicz, 1974), natomiast na północ od zatoki pilzneńskiej strefa trójkątna objęła miąższe utwory

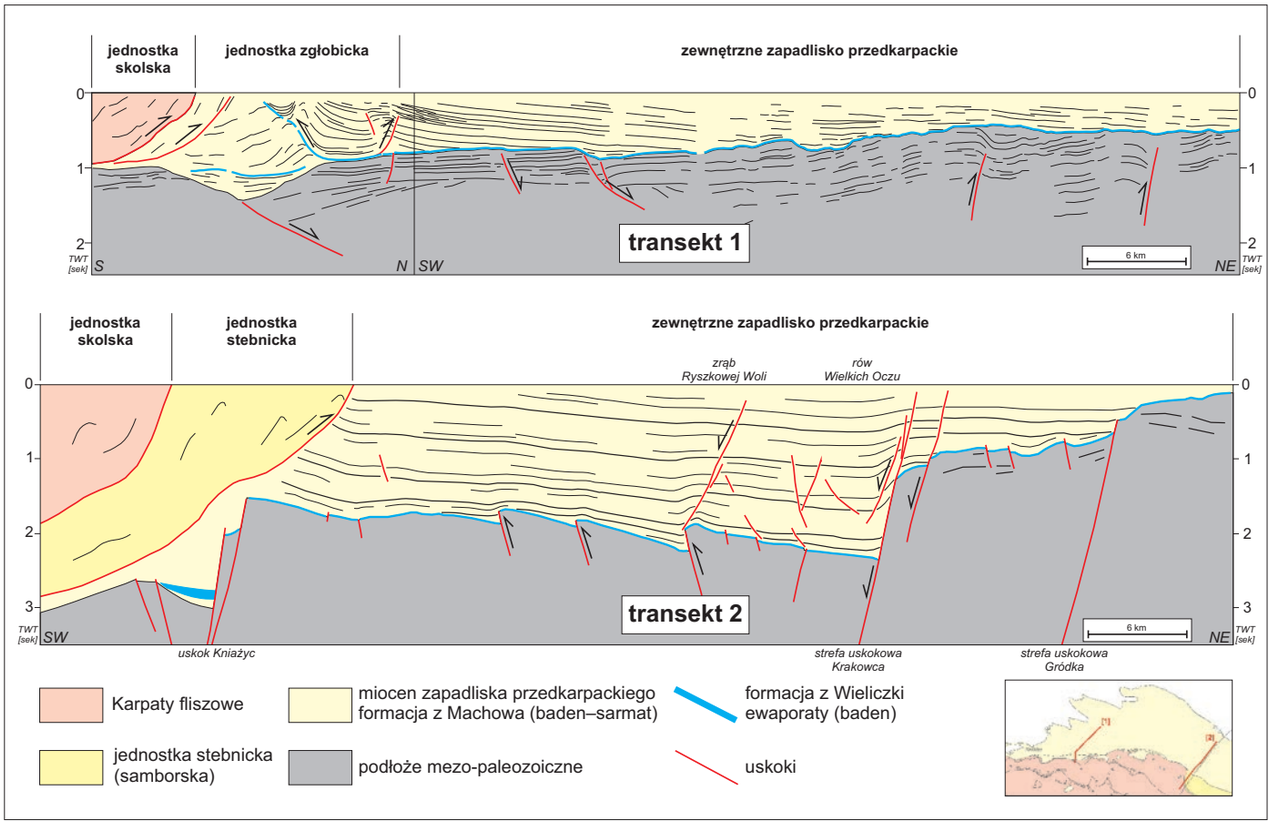


FIG. 66. Regionalne transekty sejsmiczne z centralnej i wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, 2006; SW część transektu 2 uzupełniona za Bukowskim i in., 2020). Skala pionowa czasowa, ok. 3–4-krotne przewyższenie głębokościowe. Niebieski horyzont – górnobadeński poziom ewaporatowy (formacja z Wieliczki), szary kolor: podłoże mezo-paleozoiczne, ciemnożółty kolor: utwory wewnętrznego zapadliska przedkarpackiego tworzące jednostkę stebnicką (samborską), jasnożółty kolor: utwory górnego badenu – sarmatu (formacja z Machowa) zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego.

Transekt 1: przed sfałdowanymi zewnętrznymi Karpatami fliszowymi (kreda–paleogen) występuje stosunkowo szeroka (do ok. 10 km) strefa zdeformowanych kompresyjnie utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (jednostka zgłobicka), w tym strefa trójkątna (por. Krzywiec i in., 2004). Lokalne redukcje miąższości oraz niewielkie progradujące formy klinowe (delty stożkowe?) dokumentują syntektoniczny charakter znacznej części mioceńskich utworów nadewaporatowych. W obrębie podłoża występują uskoki normalne, ponad którymi rozwinęły się wcięte paleodoliny, oraz uskoki odwrócone będące kontynuacją struktur kompresyjnych z obszaru niecki nidziańskiej powstałych w trakcie inwersji basenu polskiego (Słonka, Krzywiec, 2022a, b; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Słonka, Krzywiec, 2020a, b);

Transekt 2: front orogenu karpackiego charakteryzuje się prostą budową, natomiast podłoże zapadliska jest pocięte systemem uskoków normalnych i odwróconych, będących efektem mioceńskiej reaktywacji starszych stref uskokowych (por. Krzywiec, 1999, 2001; Oszczypko i in., 2006, oraz fig. 62)

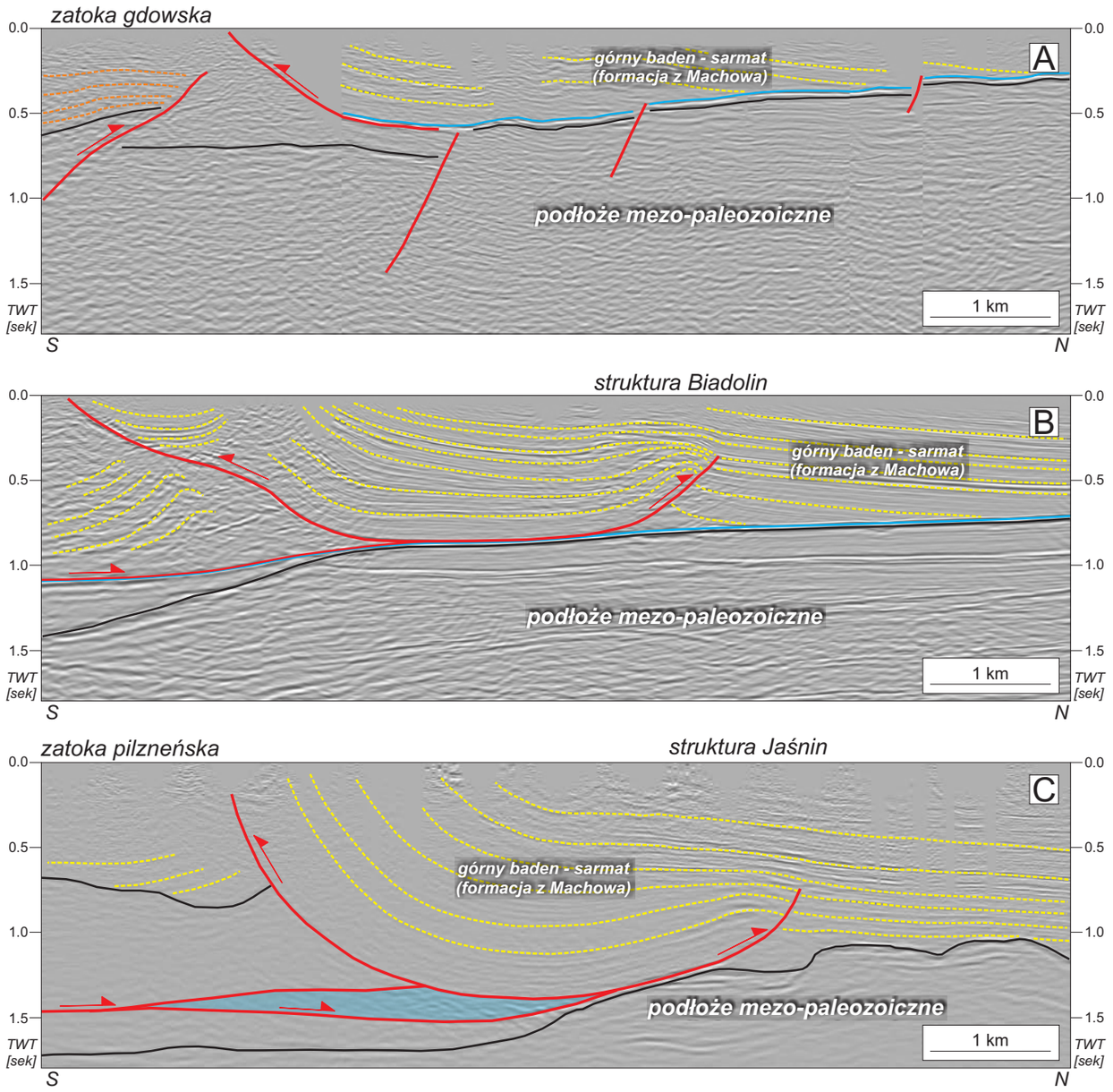


FIG. 67. Profile sejsmiczne obrazujące jednostkę zgłobicką na obszarze od Wieliczki do Dębicy charakteryzującą się występowaniem tektoniki klinowej, stref trójkątnych i nasunięć wstecznych (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004): A – rejon zatoki gdowskiej (wg Krzywiec i in., 2012); B – rejon Wojnicza (wg Krzywiec i in., 2004; Krzywiec i Vergés, 2007), oraz [C] rejon zatoki pilzneńskiej i jej przedpola (wg Krzywca i in., 2014)

ewaporatowe zdeponowane w osiowej części głębokiej paleodoliny wyciętej w stropie podłoża miocenu (fig. 67c; Krzywiec i in., 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016; por. Połtowicz, 1963). Na obszarze od mniej więcej Bochni po Pilzno, na północ od strefy trójkątnej występuje frontalne ślepe nasunięcie definiujące północny front całego orogenu karpackiego (Nemčok i in., 2006a), zwane strukturą Biadolin (Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007), bądź strukturą Jaśnin (Jawor, 1983; Krzywiec i in., 2014). Nasunięcie to rozwinęło się jako struktura synsedymentacyjna w trakcie depozycji osadów górnego badenu i sarmatu zapadliska przedkarpackiego (fig. 68). Wskazują na to wyraźne redukcje miąższości w przegubie fałdu naduskokowego, powstające w efekcie redukcji przestrzeni akomodacyjnej dla osadów ponad elewacją w dnie basenu sedymentacyjnego, utworzoną w związku z unoszeniem przegubu tego fałdu (por. Hardy i in., 1996; Shaw i in., 2004). Tego typu synsedymentacyjne frontalne nasunięcia zostały zidentyfikowane za pomocą danych sejsmicznych m.in. we frontalnej części Apeninów (Artoni, 2007, 2013).

Dane sejsmiczne ze strefy Brzesko-Wojnicz udokumentowały również występowanie w stropowej części utworów mioceńskich niewielkich delt stożkowych, których powstanie było efektem erozji zachodzącej wzdłuż frontu nasuwanego orogenu (fig. 68; Krzywiec, 2001, 2006; Krzywiec i in., 2004). Stanowią one odpowiednik podobnych struktur sedymentacyjnych opisanych np. w obrębie zatoki gdowskiej (Doktor, 1983).

Tektonika płyty przedpola Karpat bezpośrednio wpłynęła na morfologię jej stropu. Głęboko zakorzenione uskoki aktywne w mezozo-

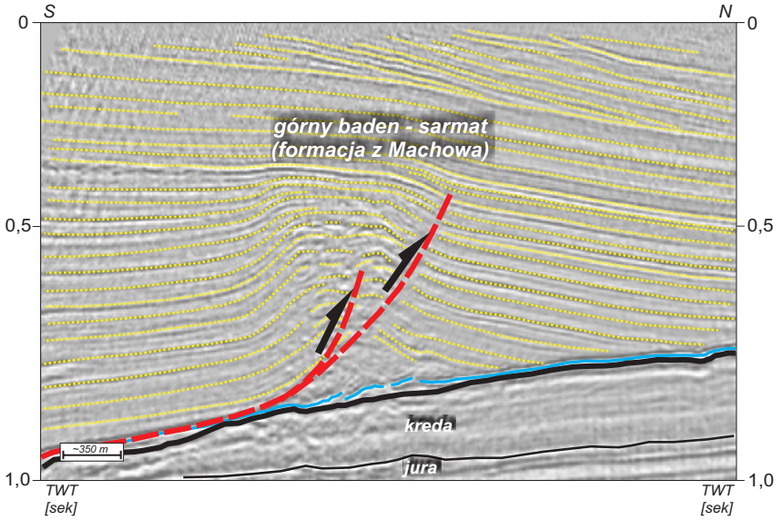


FIG. 68. Późnobadeńsko-sarmackie utwory syntektoniczne zdeponowane w otoczeniu fałdu naduskokowego (struktura Biadolin, por. fig. 67).
Niebieski horyzont – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki) (wg Krzywca, 2006; por. Krzywiec, 2001; Oszczypko i in., 2006; Nemčok i in., 2006)

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

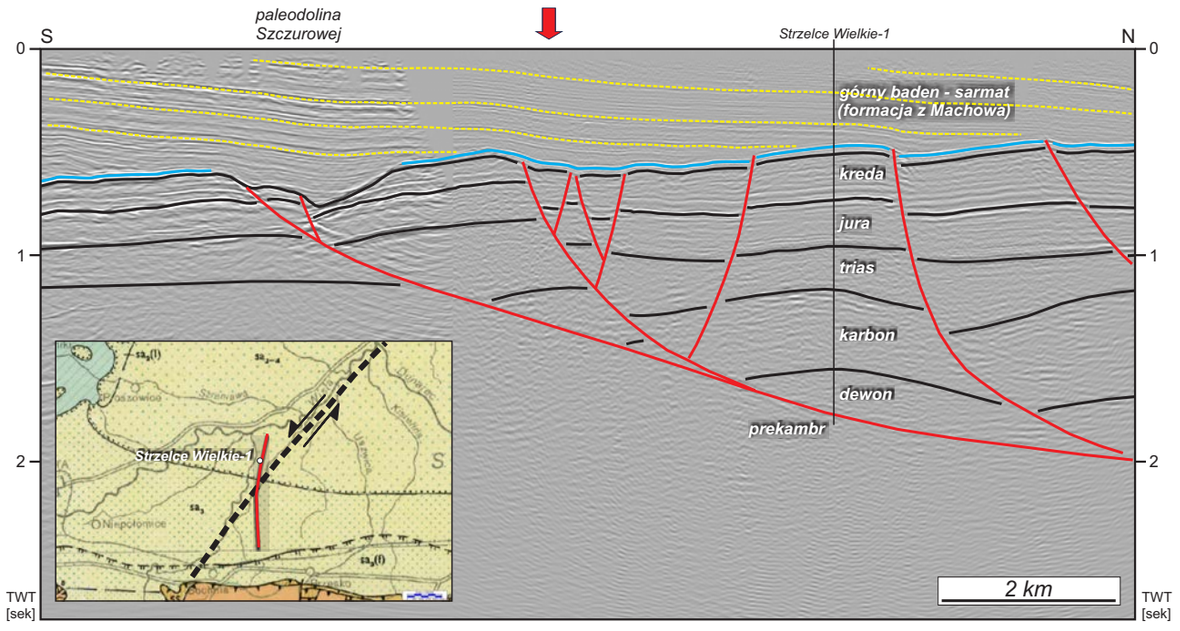


FIG. 69. Profil sejsmiczny z centralnej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego pokazujący relacje wciętych paleodolin do tektoniki podłoża mezo-paleozoicznego. Niebieska linia – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki); czerwona strzałka – lokalizacja regionalnej strefy przesuwczej Kurdwanów–Zawichost, postulowanej przez Krysiak (2000), pokazanej na mapce lokalizacyjnej (Żytko i in., 1989) czarną przerywaną linią; czerwona linia na mapce – lokalizacja profilu sejsmicznego

iku mogły ulec mioceńskiej reaktywacji – zjawisko to, szczególnie silne we wschodniej części zapadliska, opisane zostało powyżej na przykładzie uskoku Janowa (fig. 62, 63); poniżej znajduje się dużo bardziej szczegółowy opis tego procesu. W części centralnej skala uskokowania mioceńskiego, opisanego np. w rejonie Krakowa (Dżułyński, 1953; Bogacz, 1967; Rutkowski, 1989), była znacznie mniejsza i objęła utwory podewaporatowe, ewaporaty i jedynie spągową część utworów nadewaporatowych (fig. 69). Wzdłuż stref uskokowych działała znaczna erozja, która doprowadziła do powstania głębokich paleodolin (fig. 69; Krzywiec i in., 2004; Urbaniec i in., 2021). W osiach tych paleodolin miejscami zidentyfikowano osady paleogeńskie (Moryc, 1995; Gedl, Worobiec, 2020), co wskazuje na ich powstanie w efekcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji południowej części basenu polskiego i rozległej erozji na obszarze wydźwigniętego w efekcie tej inwersji antyklinorium środkowopolskiego. Podobne paleodoliny są znane również z czeskiego i ukraińskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Nehyba i in., 2019, 2022; Picha i in., 2006). Jedną z głównych stref tektonicznych, która miała kontrolować rozwój północnej krawędzi zapadliska w jego centralnej części, miała być, postulowana jeszcze przez Wawrzyńca Teisseyre'a (1921) strefa Kurdwanów–Zawichost o charakterze uskoku przesuwczego (Krysiak, 2000). Profil sejsmiczny pokazany na fig. 69 przecina miejsce, gdzie miałaby znajdować się ta domniemana strefa uskokowa, jednak nie wykazuje tam żadnych deformacji w obrębie utworów mioceńskich.

W północno-wschodniej części transektu 1 (fig. 66), w obrębie podłoża pre-mioceńskiego widoczne są uskoki odwrócone i związane z nimi fałdy naduskokowe, deformujące utwory kredy i starsze. Struktury te powstały w trakcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji południowego segmentu basenu polskiego (Słonka, Krzywiec, 2020a, b).

Zupełnie odmienną geometrię zapadliska przedkarpackiego obserwujemy we wschodniej jego części, co zostało zobrazowane na transekcie 2 z fig. 66. (por. Ney i in., 1974; Dziadzio, Jachowicz, 1996; Krzywiec, 1999, 2001, 2006; Oszczypko i in., 2006). W tym rejonie front orogenu jest związany z jedną, dobrze zdefiniowaną powierzchnią nasunięcia frontalnego jednostki stebnickiej (samborskiej), na północ od której znajdują się miąższe, niezdeformowane kompresyjnie utwory mioceńskie (Kuśmierek, Baran, 2008, 2016; Kuśmierek, 2010; Gągała i in., 2012; Bukowski i in., 2020). W odróżnieniu od części centralnej omówionej powyżej, w części wschodniej występują mioceńskie uskoki o znacznym zrzucie, tnące strop podłoża przedmioceńskiego i jego wypełnienie osadowe: uskoki Kniażyc, Krakowca i Gródka (por. fig. 60). Uskoki te związane są z mioceńską reaktywacją starszych stref uskokowych aktywnych na etapie subsydencji i inwersji basenu polskiego, podobnie do uskoku Janowa opisanego powyżej (fig. 63; por. też Krzywiec i in., 2009; patrz też podrozdział 5.2.1). Uskoki normalne definiują zasadniczą geometrię tej części zapadliska przedkarpackiego, podrzędniejszą rolę mają występujące tu rów-

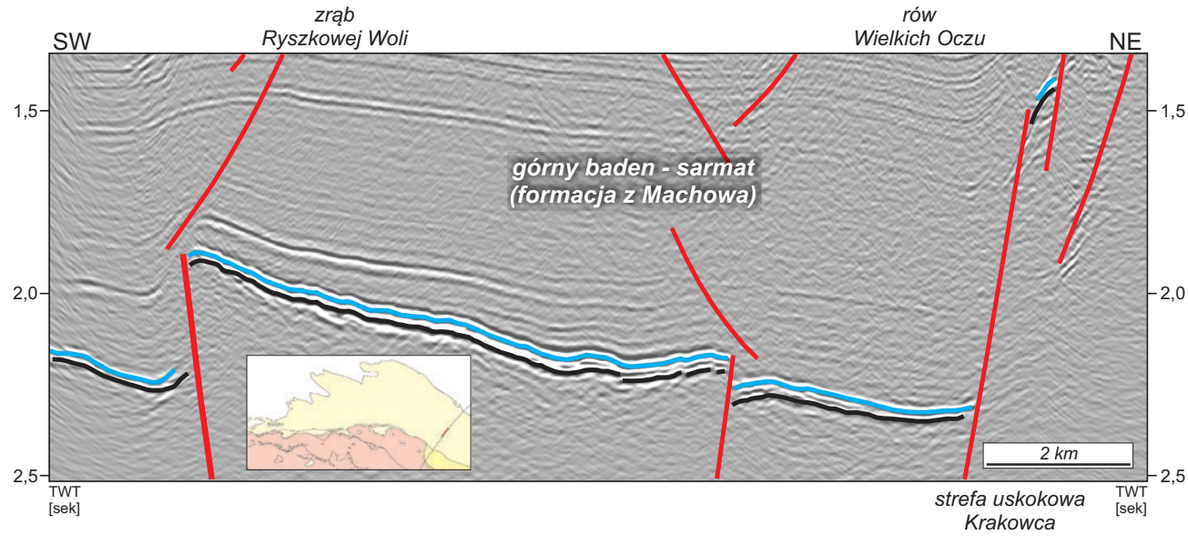
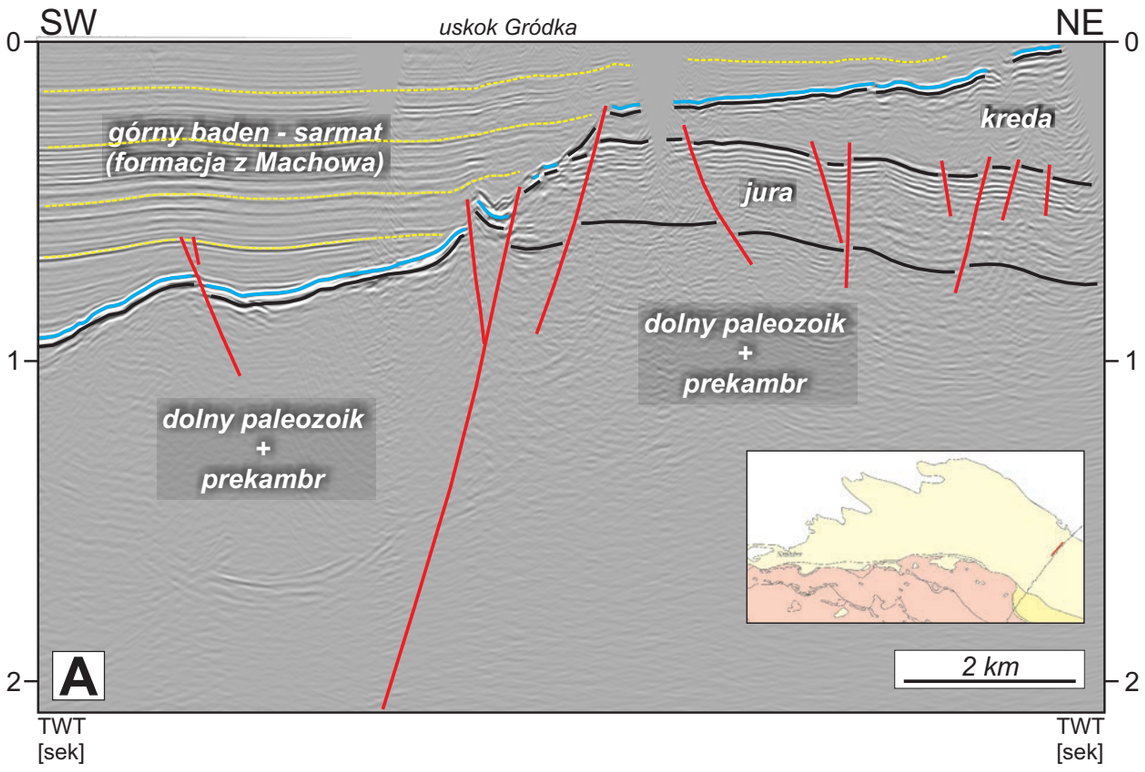


FIG. 70. Profil sejsmiczny obrazujący mioceńskie wypełnienie osadowe osiowej części rowu Wielkich Oczu. Spągowa część sukcesji nadewaporatowej charakteryzuje się rozbieżnym układem horyzontów sejsmicznych w kierunku uskoku normalnego Krakowca, charakterystycznym dla depozycji w trakcie aktywnej ekstensji (por. transekt 2 z fig. 66 oraz Krzywiec, 1999)



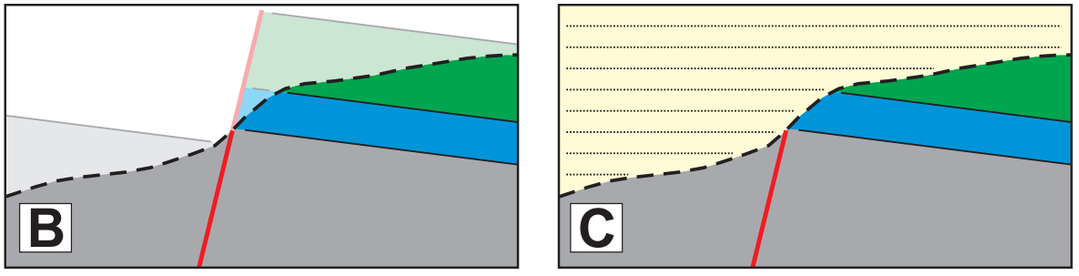


FIG. 71. A – profil sejsmiczny obrazujący utwory jury i kredy zerodowane w obrębie skrzydła spągowego uskoku Gródka (por. transekt 2 z fig. 66). Model powstania dzisiejszej geometrii części zapadliska przedkarpackiego w otoczeniu uskoku Gródka; B – erozja; C – depozycja utworów mioceńskich ponad powierzchnią erozyjną

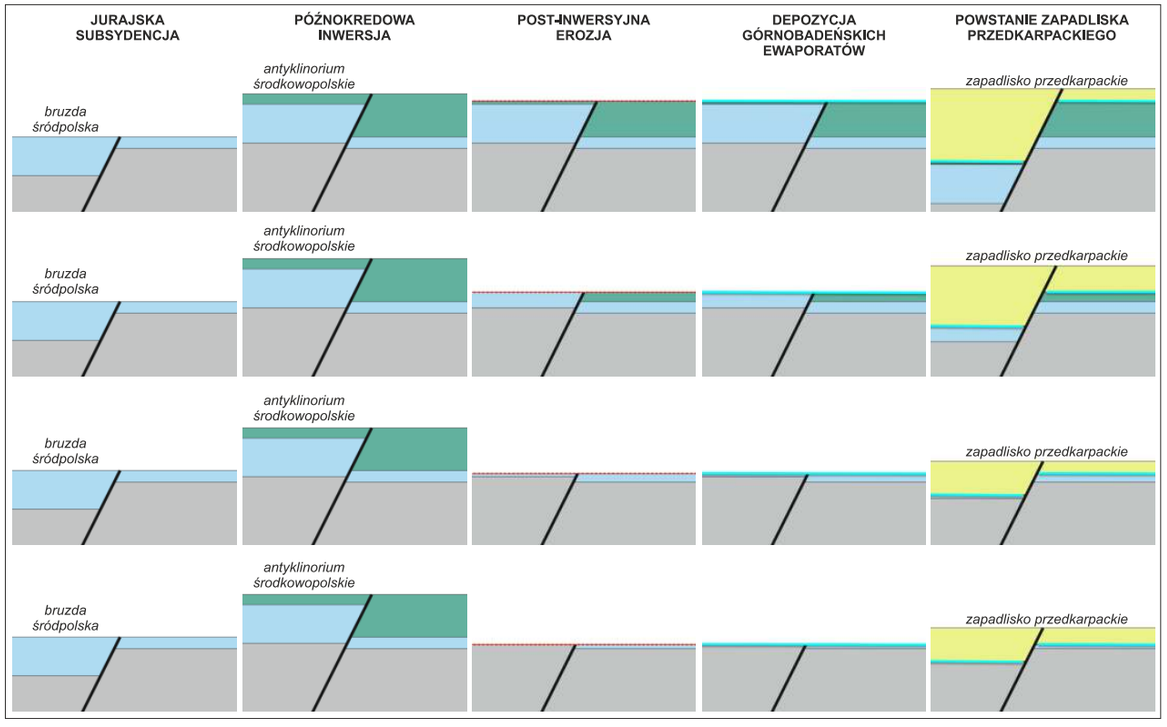


FIG. 72. Cztery konceptualne modele jurajsko-kredowo-mioceńskiej ewolucji stref uskokowych z północno-wschodniej krawędzi zapadliska przedkarpackiego w południowo wschodniej Polsce i zachodniej Ukrainie. Kolory: szary – podłoże pre-mezozoiczne; niebieski – jura; zielony – kreda; żółty – miocen

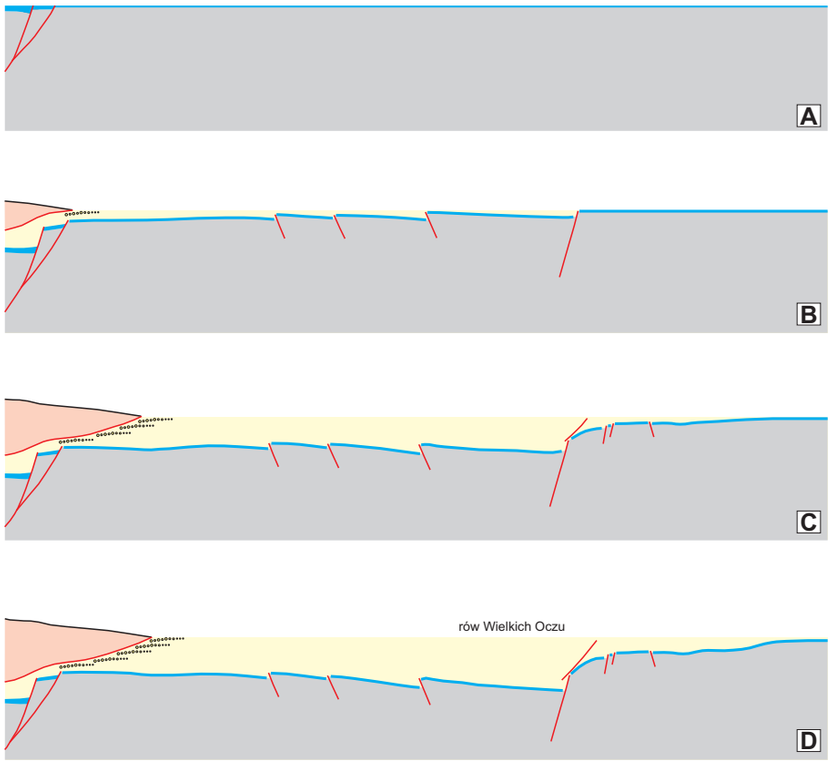


FIG. 73. Schematyczny model ilustrujący ewolucję wschodniego segmentu polskiej części zapadliska przedkarpackiego, zdominowaną przez reaktywację uskoków w podłożu zapadliska. Kolory: szary – podłoże pre-mioceńskie; niebieski – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki); żółty – utwory nadewaporatowe formacji z Machowa; pomarańczowy – nasuwający się orogen karpacki; etapy A–D opisane są w tekście

nież uskoki odwrócone. Ich mioceńska aktywność rozpoczęła się zaraz po depozycji górnobadeńskich ewaporatów i była związana z rotacją bloków podłoża oraz depozycją osadów synekstensyjnych w obrębie lokalnych depresji, takich jak rów Wielkich Oczu, co jest udokumentowane charakterystycznym wzrostem miąższości utworów nadewaporatowych w kierunku uskoku Krakowca (fig. 70; por. Krzywiec, 1999). Innym zjawiskiem powiązanym z rotacją bloków podłoża była erozja ich krawędzi (fig. 71), co jest dobrze rozpoznanym zjawiskiem w basenach ekstensyjnych (np. Alves, Cupkovic, 2018; Platt i in., 2024; Martinez i in., 2024). W tym przypadku, jednak, należy pamiętać, że omawiane uskoki mają skomplikowaną, wieloetapową historię związaną z jurajską ekstensją, kredową inwersją i mioceńską ekstensją, w związku z czym datowanie erozji syn- i post-tektonicznej nie jest jednoznaczne.

Na fig. 72 pokazane są cztery uproszczone scenariusze ewolucji jurajsko–kredowo–mioceńskiej wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (por. też fig. 63). Dla wszystkich tych modeli dwa pierwsze etapy przebiegają identycznie – najpierw mamy do czynienia z jurajską ekstensją i maksymalną subsydencją w obrębie bruzdy środkowopolskiej (por. Gaździcka, 1998; patrz też podrozdział 5.2.1), a następnie z kompresją i inwersją, w wyniku których powstało antyklinorium środkowopolskie. Następnie, w zależności od głębokości erozji post-inwersyjnej, w skrzydle spągowym i stropowym zostały odsłonięte skały różnego wieku: jurajskie, kredowe bądź pre-mezozoiczne podłoże, które w trakcie ostatniego etapu, czyli rozwoju zapadliska przedkarpackiego, zostały przykryte osadami mioceńskimi. Scenariuszy tego rodzaju można zaproponować znacznie więcej, modyfikując skalę jurajskiej ekstensji i subsydencji, skalę kredowej inwersji oraz głębokość erozji post-inwersyjnej, jednak wszystkie one ilustrują i tłumaczą ważną cechę budowy geologicznej podłoża wschodniej części zapadliska przedkarpackiego – występowanie różnego wieku utworów w skrzydłach spągowych i stropowych uskoków Janowa, Gródka oraz Krakowca (Pożaryski i in., 1979; Oszczypko i in., 1989, 2006).

Sukcesywne nasuwanie orogenu karpackiego na przedpole we wschodniej części zapadliska skutkowało ugięciem płyty przedpola, reaktywacją odziedziczonych uskoków i sedymentacją utworów mioceńskich w tak powstałej przestrzeni akomodacyjnej (por. Gągała i in., 2012). Jakościowy model ewolucji tej części zapadliska przedkarpackiego jest pokazany na fig. 73. Na etapie depozycji ewaporatów górnego badenu ekstensja była zlokalizowana w obrębie strefy uskokowej Kniażyc, co doprowadziło do depozycji ewaporatów o znacznie większej miąższości niż w bardziej północnej części basenu (fig. 73a; por. Bukowski i in., 2020). W następnym etapie doszło do reaktywacji uskoków znajdujących się dalej na północ – północny wschód (uskok Krakowca) i do zapoczątkowania depozycji klastycznej w asymetrycznych półrowach tektonicznych ze strefami maksymalnych miąższości w ich północno-wschodnich częściach (fig. 73b). W kolejnych etapach dominować zaczęła ekstensja wzdłuż uskoków zapadających na południowy zachód (uskok Krakowca), na ten lokalny trend nałożyło się też lateralne zwiększenie zasięgu subsydencji, związane z sukcesywnym pogrążaniem płyty przedpola pod orogenem, w efekcie czego strefa subsydencji utworów mioceńskich przemigrowała ku północnemu wschodowi (fig. 73c). Przed czołem migrującego na północ i zarazem rosnącego ku górze orogenu karpackiego deponowane były bardziej gruboklastyczne osady stożków podmorskich, które obecnie tworzą skały zbiornikowe dla złoża gazu ziemnego „Przemyśl" (fig. 73d; Dziadzio, 2000; Dziadzio i in., 1997, 2006; Karnkowski, 1993; Myśliwiec, 2004). Ponad tektonicznie kontrolowanymi elewacjami podłoża rozwijały się też uskoki kompakcyjne. Głęboko zakorzenione uskoki Gródka, Krakowca i Kniażyc kontynuują się w ukraińskim segmencie zapadliska przedkarpackiego (Oszczypko i in., 2006; Zayats, 2015; fig. 60), a podobne struktury, związane ze znacznymi zmianami miąższości utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego, zidentyfikowane zostały również w jego rumuńskiej części (Tărăpoancă i in., 2003).

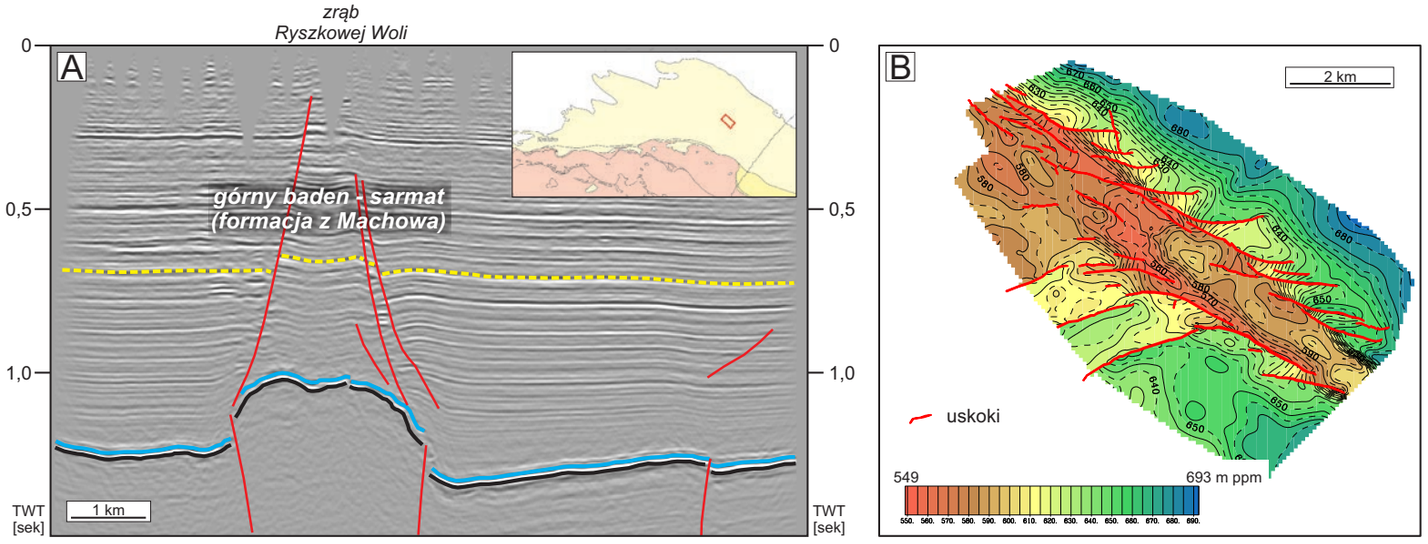


FIG. 74. Zrąb Ryszkowej Woli (Krzywiec i in., 2005).
A – zinterpretowany profil wyekstrahowany z bloku danych 3D, niebieska linia: górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki);
B – mapa mioceńskiego horyzontu sejsmicznego zaznaczonego na panelu [A] obrazująca systemy uskoków typu końskiego ogona charakterystyczne dla stref przesuwczych

Powstanie skomplikowanego systemu uskoków we wschodniej części zapadliska było skutkiem interakcji mioceńskiej ekstensji ugięciowej oraz regionalnej kompresji wywołanej kolizją kontynentalną (por. Krzywiec, 1999, 2001). Jednym z przejawów mioceńskiej aktywności tektonicznej były również ruchy przesuwcze wzdłuż niektórych z tych uskoków. Główną strefą przesuwczą była strefa uskokowa, w obrębie której powstał zrąb tektoniczny Ryszkowej Woli (fig. 74; Krzywiec i in., 2005). Ruchy przesuwcze były związane z lewoskrętną reaktywacją stromych uskoków odwróconych powstałych po depozycji ewaporatów, wzdłuż których wyniesiony został blok podłoża, będący typową strukturą z wyciśnięcia (ang. *pop-up structure*; fig. 74a). Ruchy przesuwcze w podłożu doprowadziły do powstania systemu uskoków nadprzesuwczych w obrębie górnobadeńsko–sarmackiego wypełnienia osadowego tej części zapadliska przedkarpackiego o charakterystycznej geometrii kulisowej w planie (ang./fr. *en-echelon*; fig. 74b; por. Richards, Krantz, 1991). Były to stosunkowo młode ruchy tektoniczne, gdyż zaangażowały stropową część utworów sarmackich (por. Lelek i in., 2016), a miejscami ich efekty są widoczne na powierzchni (Nescieruk i in., 2007). Analogiczne ruchy przesuwcze zostały udokumentowane niedawno za pomocą danych sejsmicznych 3D ponad strefą uskokową Krakowca, ograniczającą od północnego wschodu rów Wielkich Oczu (fig. 75; Łukaszewski i in., 2021).

Mioceńskie ruchy przesuwcze o generalnym kierunku NW-SE, zgodnym z przebiegiem stref uskokowych w podłożu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, były już wcześniej postulowane w oparciu o dane terenowe z rejonu Machowa (Jarosiński, 1992) i Roztocza (Jaroszewski, 1977).

Z ostatnią fazą deformacji tektonicznych w obrębie zapadliska przedkarpackiego związane było powstanie w obrębie osadów klastycznych serii machowskiej licznych uskoków listrycznych o genezie kompakcyjnej (fig. 76). Główny wpływ na powstawanie tego typu struktur miały silne deniwelacje podłoża, które spowodowały duże zróżnicowanie miąższościowe słabo zdiagenezowanych osadów miocenu (por. Krzywiec i in., 2008).

Na fig. 76 widać również górnobadeńskie ewaporaty wypełniające osiowe części głębokich paleodolin wyerodowanych w stropie podłoża zapadliska. Występują one w obrębie tzw. wyspy bezanhydrytowej, która nie powinna jednak być traktowana jako rozległy obszar pozbawiony ewaporatów, tak jak to wcześniej postulowano (Komorowska-Błaszczyńska, 1965).

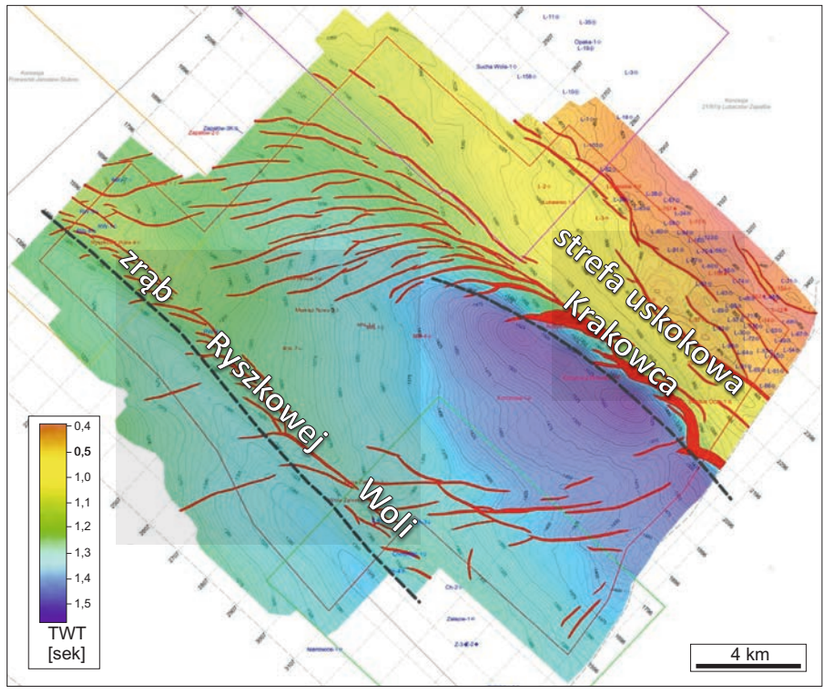


FIG. 75. Czasowa sejsmiczna mapa strukturalna mioceńskiego horyzontu sejsmicznego oparta na danych sejsmicznych 3D, obrazująca systemy uskoków typu końskiego ogona powstałych w trakcie sarmackich ruchów przesuwczych w obrębie mioceńskiego wypełnienia osadowego zapadliska przedkarpackiego ponad strefą uskokową Krakowca w obrębie rowu Wielkich Oczu oraz ponad zrębem Ryszkowej Woli (Łukaszewski i in., 2021; por. Krzywiec i in., 2005 i fig. 66)

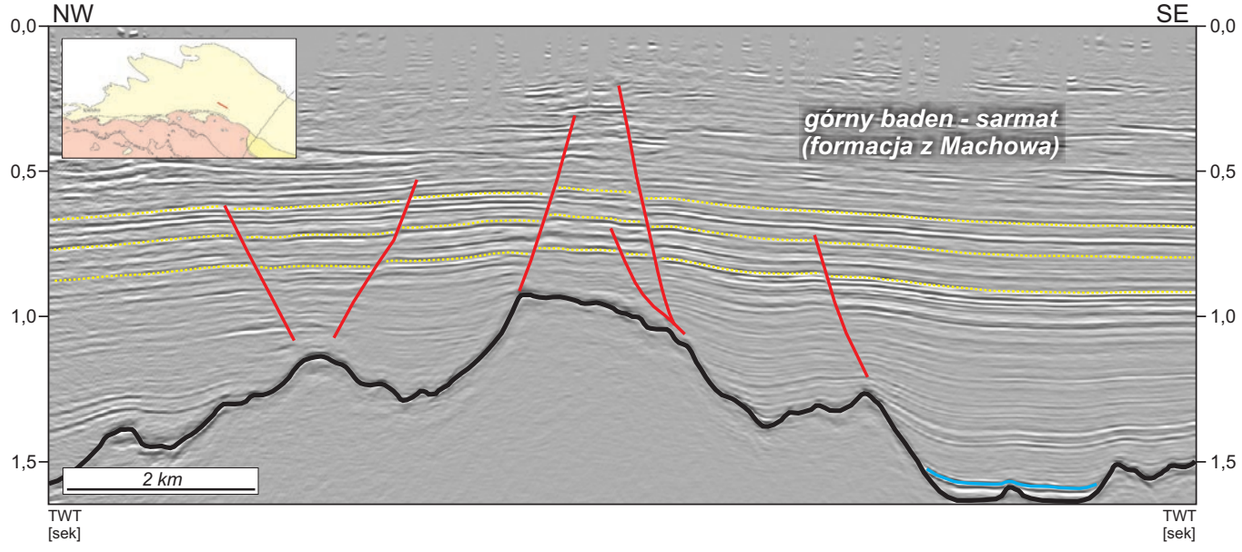


FIG. 76. Uskoki kompakcyjne rozwinięte ponad erozyjnymi wyniesieniami podłoża. Niebieska linia – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki)

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1985. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.

Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry (Structural geology of the Magura nappe in the Mt. Babia Góra region, Western Outer Carpathians). Studia Geologica Polonica, 96: 1–149.

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 26: 470–471.

Allen P.A., Allen J.R., 1990. Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications.

Alves T.M., Cupkovic T., 2018. Footwall degradation styles and associated sedimentary facies distribution in SE Crete: Insights into tilt-block extensional basins on continental margins. Sedimentary Geology, 367: 1–19.

Anczkiewicz A.A., Anczkiewicz R., 2016. U-Pb zircon geochronology and anomalous Sr-Nd-Hf isotope systematics of late orogenic andesites: Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, South Poland. Chemical Geology, 427: 1–16.

Anczkiewicz A.A., Zattin M., Środoń J., 2005. Cenozoic uplift of the Tatras and Podhale Basin from the perspective of the apatite fission track analyses. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 25: 261–264.

Anczkiewicz A.A., Środoń J., Zattin M., 2013. Thermal history of the Podhale Basin in the internal Western Carpathians from the perspective of apatite fission track analyses. Geologica Carpathica, 64: 141–151.

Anczkiewicz A.A., Danišík M., Środoń J., 2015. Multiple low–temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mountains: new implication for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. Tectonics, 34: 2296–2317.

Andreucci B., Castelluccio A., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2013. Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: discriminating the role of thrusting and post–thrusting extension. Tectonophysics, 608: 866–883.

Andrusov D., 1929. Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. IV. Les klippes Piénines. Vestnik Státneho Geologického Ústavu CSR (Praha), 5: 327–342.

Andrusov D., 1938. Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III. Tektonika: Rozpravy Státneho Geologickeho Ústavu ÈSR, 9.

Andrusov D., 1959. Geológia československých Karpát, zv. II. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

Andrusov D., Köhler E., 1963. Nummulites, facies et development pretectonique des Karpates Occidentales Centrales au Paleogene. Geologický Zborník, 14: 175–192.

Andrusov D., 1965. Aperçu générale sur la géologie des Carpathes occidentales. Bulletin de la Société Géologique de la France, 7: 1029–1062.

Andrusov D., 1968. Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

Andrusov D., 1974. The Pieniny Klippen Belt. *W*: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (red. M. Maheľ): 145–158. Dionýz Štúr Geological Institute, Bratislava.

Andrusov D., Bystrický J., Fusán O., 1973. Outline of the structure of the West Carpathians. X Congress of Carpathian–Balkan Geological Association.

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.

Árkai P., 1983. Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. Acta Geologica Hungarica, 26: 83–101.

Árkai P., Balogh K., Dunkl I., 1995. Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, Hungary. Geologische Rundschau, 84: 334–344.

Árkai P., Faryad S.W., Vidal O., Balogh K., 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. International Journal of Earth Sciences, 92: 68–85.

Aroldi C., 2001. The Pienides in Maramureş – sedimentation, tectonics and paleogeography. Cluj University Press, Cluj-Napoca.

Artoni A., 2007. Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-foreland basin system of Central Apennine (Italy). Bollettino della Società geologica italiana, 126: 531–556.

Artoni A., 2013. The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology, 42: 82–106.

Aubrecht R., 1997. Indications of Middle Jurassic emergence in the Czorsztyn unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 48: 71–84.

Aubrecht R., Túnyi I., 2001. Original orientation of neptunian dykes in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. Contributions to Geophysics and Geodesy, 31: 557–578.

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., Sýkora M., Uher P., Li X.-H., Yang Y.-H., Putiš M., Plašienka D., 2017a. Provenance of the Lunz Formation (Carnian) in the Western Carpathians, Slovakia: Heavy mineral study and in situ LA-ICP-MS U-Pb detrital zircon dating. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 471: 233–253.

Aubrecht R., Schlögl J., Krobicki M., Wierzbowski A., 2017b. Czorsztyn Ridge was not uniform: new data from the Ukrainian part of the Pieniny Klippen Belt (Eastern Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 9: 115–137.

Aubrecht R., Bačík P., Mikuš T., Bellová S., 2020a. Detritic tourmalines with complex zonation in the Cretaceous exotic flysches of the Western Carpathians: Where did they come from? Lithos, 362–363, 105443.

Aubrecht R., Bellová S., Mikuš T., 2020b. Provenance of Albian to Cenomanian exotics–bearing turbidites in the Western Carpathians: a heavy mineral analysis. Geological Quarterly, 64: 658–680.

Aubrecht R., Mikuš T., Holický 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.

Bac M., 1971. Tectonics of the Bobrowiec unit in the Western Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 279–317.

Bac-Moszaszwili M., 1993. Structure of the western termination of the Tatra massif. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 167–193.

Bac-Moszaszwili M., 1995. Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in Tatra Mountains. Folia Quaternaria, 66: 131–144.

Bac-Moszaszwili M., 1998. Geology of the Subtatric units, Western Tatra Mts, Poland. Studia Geologica Polonica, 111: 113–136.

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. Geological map of the Polish Tatra Mts, 1:30,000 scale. Inst. Geol., Warszawa.

Bac-Moszaszwili M., Gamkrelidze I.P., Jaroszewski W., Schroeder E., Stojanov S., Tznankov T.V., 1981. Thrust zone of the Krížna Nappe at Stoły in Tatra Mts (Poland). Studia Geologica Polonica, 68: 61–73.

Bac-Moszaszwili M., Jaroszewski W., Passendorfer E., 1984. On the tectonics of Czerwone Wierchy and Giewont area in the Tatra Mts., Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 67–88.

Badakowa M., Liszkowa J., Nowak W., 1973. Zagadnienie pozycji tzw. margli żegocińskich. Kwartalnik Geologiczny, 17: 652–653.

Barski M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2010. On some aspects of the detailed dinoflagellate cyst stratigraphy of the “black flysch” (Pieniny Klippen Belt of Poland). Grzybowski Foundation Special Publications, 17: 70–71.

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.

Bartholdy J., Bellas S.M., Ćosović V., Fuček V.P., Keupp H., 1999. Processes 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.

Baumgart-Kotarba M., 1981. Tectonic movement on the eastern Podhale in the light of an analysis of Quaternary terraces of the Białka Tatrzańska valley and the lineaments from satellite image. Przegląd Geograficzny, 53: 725–736.

Baumgart-Kotarba M., 1983. Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). Prace Geograficzne IGPZ PAN, 145.

Baumgart-Kotarba M., 1996. On origin and age of the Orava Basin, West Carpathians. Studia Geomorphologica Carpatho–Balcanica, 30: 101–116

Baumgart-Kotarba M., 1989, Proba rekonstrukcji rozwoju stozka aluwialnego Czarnego Dunajca w okresie poznego glacjalu i holocenu. Sprawozdania z Posiedzen Komisji Naukowych PAN, 2: 115–116.

Baumgart-Kotarba M., 2001. Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from Late Badenian to the present–day. Geologica Carpathica, 52: 103–110.

Baumgart-Kotarba M., Král J., 2002. Young tectonic uplift of the Tatra Mts (fission track data and geomorphological arguments). Geologica Carpathica, 53, Special Issue.

Baumgart-Kotarba M., Hojny-Kołoś M., 1998. Relacja czwartorzędowego zapadliska Wróblówki do neogeńskiego zapadliska orawskiego w świetle badań geomorfologicznych i trzęsienia ziemi z dnia 11 września 1995. Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń PAU, 61: 102–106.

Baumgart-Kotarba M., Dec J., Ślusarczyk R., 2001. Quaternary tectonic grabens of Wróblówka and Pieniążkowice and their relations to Neogene strata of the Orava Basin and Pliocene sediments of the Domański Wierch series in Podhale, Polish Western Carpathians. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 35: 101–119.

Baumgart-Kotarba M., Marcak H., Márton E., 2004, Rotation along the transverse transforming Orava strike-slip fault: based on geomorphological, geophysical and paleomagnetic data (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 55: 219–226.

Bazhenov M., Began A., Birkenmajer K., Burtman V.S., 1981. Paleomagnetic evidence of the tectonic origin of the curvature of the West Carpathian Arc. Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences. Series des Sciences de Terre, 28: 281–290.

Literatura

Bąk K., Bąk M., 2013. Foraminiferal and radiolarian biostratigraphy of the youngest (Late Albian trough Late Cenomanian) sediments of the Tatra massif, Central Western Carpathians. Acta Geologica Polonica, 63: 223–237.

Beaumont C., 1980. Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65: 291–329.

Beaumout C., Quinlan G.M., Hamilton J., 1987. The Alleghanian orogeny and its relationship to the evolution of the Eastern Interior. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 12: 425–445.

Beaumout C., Quinlan G.M., Hamilton J., 1988. Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the Eastern Interior of North America. Tectonics, 7: 389–416.

Beidinger A., Decker K., 2016. Paleogene and Neogene kinematics of the Alpine-Carpathian fold-thrust belt at the Alpine–Carpathian transition. Tectonophysics, 690: 263–287.

Bednárik M., Papčo J., Pohánka V., Bezák V., Kohút I., Brimich L., 2016. Surface strain rate colour map of the Tatra Mountains region (Slovakia) based on GNSS data. Geologica Carpathica, 67: 509–524.

Bella P., Bosák P., Pruner P., Głazek J., Hercman H., 2011. The development of the River Biela Valley in relation to the genesis of the Belianska Cave. Geografický časopis, 63: 369–387.

Bezák V. (red.), Broska I., Ivanička J., Reichwalder P., Vozár J., Polák M., Havrila M., Mello J., Biely A., Plašienka D., Potfaj M., Žec B., Vass D., Elečko M., Janočko J., Pereszlényi M., Marko F., Maglay J., Pristaš J., 2004. Tectonic map of Slovak Republic 1:500,000 with explanations. State Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava.

Bieda F., 1959. Nummulite fauna in the Tatra Eocene. Biuletyn Instytut Geologicznego, 141: 5–13.

Biely A., Fusán O., 1967. Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geologické práce, Zprávy, 42: 51–64.

Bill M., O'Dogherty L., Guex J., Baumgartner P.O., Masson H., 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. Geological Society of America Bulletin, 113: 129–143.

Birkenmajer K., 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sciences géologiques et géographiques, 1: 271–274.

Birkenmajer K., 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część I – Szkic geologiczny pasa skałkowego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1959a. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sciences géologiques et géographiques, 7: 123–128.

Birkenmajer K., 1959b. A new Klippen Series in the Pieniny Mts., Carpathians – the Czertezik Series. Acta Geologica Polonica, 9: 499–517.

Birkenmajer K., 1960. Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien), 103: 1–36.

Birkenmajer K., 1968. Geological map of the Pieniny Klippen Belt, Bór na Czerwonem sheet, scale 1:10 000. Inst. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1970. Pre–Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland. Studia Geologica Polonica, 31: 1–77.

Birkenmajer K., 1974. Carpathian Mountains. *W*: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts – data for orogenic studies (ed. A.M. Spencer): 127–157. Geological Society Special Paper, Edinburgh–London.

Birkenmajer K., 1976. The Carpathian orogen and plate tectonics. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-2 (101): 43–53.

Birkenmajer K., 1976. Pleistocene tectonic deformations at Szaflary, West Carpathians, Poland. Annales de la Société Géologique de Pologne, 66: 309–323.

Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 45: 1–158.

Birkenmajer K., 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1985. Major strike–slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-16, 175: 101–115.

Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 88: 7–32.

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., 1996. Mioceńskie intruzje andezytowe rejonu Pienin: ich formy geologiczne i rozmieszczenie w świetle badań geologicznych i magnetycznych. Geologia, 22: 15–25.

Birkenmajer K., 1999. Late Tertiary fault system of the Biała Woda valley, Tatra Mountains, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 239–246.

Birkenmajer K., 2000. Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the Lower Subtatric Nappe. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 48: 117–133.

Birkenmajer K., 2003. Post-collisional Late Middle Miocene (Sarmatian) Pieniny Volcanic Arc, Western Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 51: 79–89.

Birkenmajer K., 2006. Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. Pieniny – Przyroda i Człowiek, 9: 9–22.

Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. Studia Geologica Polonica, 127: 7–50.

Birkenmajer K., 2008. The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Branisko and Pieniny successions, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians). Studia Geologica Polonica, 131: 229–235.

Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. Monografie Pienińskie. Tom 3. Pieniński Park Narodowy, Krościenko n.D.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1991. Middle to Late Palaeocene Nannoplankton Zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 47–52.

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., Jednorowska A., 1983. Upper Cretaceous and Lower Paleogene deposits at Maruszyna, Pieniny Klippen Belt, Poland. Studia Geologica Polonica, 77: 27–53.

Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., Kutyba J., 1987. Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Palaeocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian orogeny in Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). 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., Lorenc M.W., 2008. Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. Studia Geologica Polonica, 131: 237–246.

Birkenmajer K., Myczyński R., 1977. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura succession, near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Acta Geologica Polonica, 27: 337–400.

Birkenmajer K., Pazdro O., 1968. On the so-called "Sztolnia beds" in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Acta Geologica Polonica, 18: 325–365.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 155–169.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000a. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland: a supplement. Studia Geologica Polonica, 117: 7–25.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000b. Early Cretaceous K-Ar age of a large basalt olistolith at Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 117: 27–35.

Birkenmajer K., Wieser T., 1990. Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 97: 7–67.

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.

Blaicher J., Sikora W., 1969. W sprawie ogniwa zwanego aalenem fliszowym w pienińskim pasie skałkowym Polski. Kwartalnik Geologiczny, 13: 716–717.

Blaicher J., Sikora W., 1972. On a new Albian flysch facies in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Kwartalnik Geologiczny. 16: 1067–1068 (in Polish).

Błaszyk J., 1968. Ostracods from the Sztolnia creek profile in the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 18: 367–373.

Bogacz K., 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN, O/Kraków, 41.

Bombiță G., Savu H., 1986. Sur les roches volcaniques associées aux klippes Piénines de Poiana Botizii (Maramureș, Roumanie). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 337–348.

Bombiță G., Pop G., 1991. Mesozoic formations from Poiana Botizii, Pieniny Klippen Belt of Romania. Geologica Carpathica, 42: 139–146.

Bombiță G., Antonescu E., Malata E., Müller C., Neagu T., 1992. Pieniny–type Mesozoic formations from Maramureș, Romania (Second part). Acta Geologica Hungarica, 35: 117–144.

Bónová K., Spišiak J., Bóna J., Kováčik M., 2017. Chromian spinels from the Magura Unit (Western Carpathians, Eastern Slovakia) – their petrogenetic and palaeogeographic implications. Geological Quarterly, 61: 3–17.

Bónová K., Bóna J., Pańczyk M., Kováčik M., Mikuš T., Laurinc D., 2019. Origin of deep-sea clastics of the Magura Basin (Eocene Makovica sandstones in the Outer Western Carpathians) with constraints of framework petrography, heavy mineral analysis and zircon geochronology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolpgy, 514: 768–784.

Bónová K., Pańczyk M., Bóna J., 2020. Surface microtextures and new U-Pb dating of detrital zircons from the Eocene Strihovce sandstones in the Magura Nappe of the External Western Carpathians: implications for their provenance. International Journal of Earth Sciences, 109: 1565–1587

Boorová D., Filo I., 2013. Štúdium párnického súvrstvia na stratotypovom profile Žaškov (krížňanský príkrov). Mineralia Slovaca, 45: 61–68.

Boorová D., Filo I., 2014. Litologické, mikrofaciálne a biostratigrafické štúdium párnického súvrstvia na lokalite Kraľovany (krížňanský príkrov, Západné Karpaty). Geologické práce, Správy, 123: 41–77.

Boratyn J., Kmieciak M., 2022. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Nowy Targ (1049) – reambulacja. Państw. Inst. Geol. - PIB, Warszawa.

Literatura

Borza K., 1966. Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o Zemi (Science of the Earth), Geologica, 2.

Borza K., 1980. Litologicko–mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). Geologické práce, Správy, 74: 33–56.

Borza K., Michalík J., 1987. Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství vysockého príkrovu Malých Karpát. Knih. Zem. Pl. Naft., Misc. Micropalaeont., II/1, 203214.

Borza K., Gašpariková V., Michalík J., Vašíček Z., 1980. Upper Jurassic–Lower Cretaceous sequence of the Krížna-nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). Geologický zborník – Geologica Carpathica, 31: 541–562.

Bradley D.C., Kidd W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Geological Society of America Bulletin, 103: 1416-1438.

Broska I., Janák M., Svojtka M., Yi K., Konečný P., Kubiš M., Kurylo S., Hrdličk aM., Maraszewska M., 2022. Variscan granitic magmatism in the Western Carpathians with linkage to slab break-off. Lithos, 412–413, 106589.

Brunarska I., Anczkiewicz R., 2019. Geochronology and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the petrogenesis of teschenites from the type-locality in the outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 70: 222–240.

Buczek K., Górnik M., 2020. Evaluation of tectonic activity using morphometric indices: case study of the Tatra Mts. (Western Carpathians, Poland). Environmental Earth Sciences, 79: 1–14.

Bukała M., Barnes C.J., Hidas K., Mikołajczak M., Mazur S., 2024. One mica to rule them all, one to bring them all: Variscan assembly of Tatra Mountain crystalline basement. Mineralogia – Special Papers, 52, 41.

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, S Poland), radio-isotopic dating and stratigraphic position. Geological Quarterly, 54: 449–464.

Bukowski K., Galamay A., Krzywiec P., Maksym A., 2020. Geochemical data and fluid inclusion study of the Middle Miocene halite from deep borehole Huwniki-1, situated in the inner zone of the Carpathian Foredeep in Poland. Minerals, 10, 1113.

Buła Z., Habryn R., 2011a. Structural map of the top of clastic Carboniferous in the Western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki). The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology – Department of Fossil Fuels, Kraków.

Buła Z., Habryn R., 2011b. Structural map of the top of carbonate Devonian–Carboniferous aquifer in the Western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki). The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology – Department of Fossil Fuels, Kraków.

Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone, Southern Poland. Geological Magazine, 134: 669–677.

Burbank D.W., Vergés J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. Journal of Geophysical Research, 99: 20281–20297.

Burchart J., 1963. Remarks on the directions of the slickesides and fault striae in the crystalline rocks of the Goryczkowa “crystalline island” in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 13: 27–40.

Burchart J., 1968. Rubidium-strontium isochron ages of the crystaline core of the Tatra Mts., Poland. American Journal of Science, 266: 895–907.

Burchart J., 1970. Skały krystaliczne Wyspy Goryczkowej w Tatrach. Studia Geoleologica Polonica, 32.

Burchart J., 1972. Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. Earth and Planetary Science Letters, 15: 418–422.

Burchfiel B.C., Royden L.H., 1982, Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. AAPG., 66: 1179–1195.

Burda J., Gawęda A., 2009. Shear-influenced partial melting in the Western Tatra metamorphic complex: Geochemistry and geochronology. Lithos, 110: 373–385.

Burda J., Klötzli U., 2011. Pre-Variscan evolution of the Western Tatra Mountains: new insights from U-Pb zircon dating. Mineralogy and Petrology, 102: 99–115.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2011. Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians). Mineralogy and Petrology, 103: 19–36.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013a. Geochronology and petrogenesis of granitoid rocks from the Goryczkowa Unit, Tatra Mountains (Central Western Carpathians). Geologica Carpathica, 64: 419–435.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013b. U-Pb zircon age of the youngest magmatic activity in the High Tatra granites (Central Western Carpathians). Geochronometria, 40: 134–144.

Burda J., Klötzli U., Majka J., Chew D., Li Q.-L., Liu Y., Gawęda A., Wiedenbeck M., 2021. Tracing proto-Rheic-Qaidam Ocean vestiges into the Western Tatra Mountains and implications for the Palaeozoic palaeogeography of Central Europe. Gondwana Research, 91: 188–204.

Burliga S., Krzywiec P., Dąbroś K., Przybyło J., Włodarczyk E., Źróbek M., Słotwiński M., 2018. Salt tectonics in front of the Outer Carpathian thrust wedge in the Wieliczka area (S Poland) and its exposure in the underground salt mine. Geology, Geophysics & Environment, 44: 71–90.

Burov V.S., Višniakov I.B., Gluško V.V., Dosin G.D., Kruglov S.S. (red.), 1986. Tektonika Ukrajinskich Karpat. Min. Geol. Ukr. SSR, UkrNIGRI, Kiev.

Burtan J., 1978. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Mszana Dolna (1016). Wydaw. Geol., Warszawa.

Catlos E.J., Broska I., Kohút M., Etzel T.M., Kyle R.J., 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, 74: 517–544.

Cieszkowski M., 1992, Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. Geologia, 18: 1–2.

Cieszkowski, M., 1995. Marine Miocene deposits close to Nowy Targ and their importance for determining age of the Orava–Nowy Targ basin, south Poland. Kwartalnik AGH, 21: 153–168.

Cieszkowski M., Sikora W., 1976. Geologiczne wyniki otworu Obidowa IG-1 (polskie Karpaty Zachodnie). Kwartalnik Geologiczny, 20: 441–442.

Cieszkowski M., Witek K., Wójcik A., 1977. Nowe stanowisko osadów miocenu koło Dubiecka. Przegląd Geologiczny, 25: 363–366.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Oszczypko N., Waśkowska A., Wendorff M., 2009a. The Northern Carpathian plate tectonic evolutionary stages and origin of olistolithes and olistostromes. Geodinamica Acta, 22: 101–126.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Waśkowska A., Wendorff M., 2009b. Olistolity w serii śląskiej i ich związek z fazami rozw oju basenu śląskiego. Geologia, 35: 13–21.

Cieszkowski M., Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., 2012. Role of olistostromes and olistoliths in tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in the Outer West Carparhians. Tectonophysics, 568–569: 248–265.

Chmelík F., 1957. Report on geological study of the Central-Carpathian Paleogene in Šariš region between Šambron and Sabinov. Zprávy o geologických výzkumech, 1957: 81–88.

Chowaniec J., 2009. Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 434: 1–98.

Chowaniec J., 2012. „Gorąca kopalina” Niecki Podhalańskiej na tle innych niecek przytatrzańskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 229–238.

Chowaniec J., Sokołowski J., 1986. Głęboki otwór wiertniczy Maruszyna IG-1. *W*: Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 69–71.

Chowaniec J., Poprawa D., Witek K., 2001. Występowanie wód termalnych w polskiej części Karpat. Przegląd Geologiczny, 49: 734–742.

Chrobak A., Ugolini F., Pearlmutter D., Raschi A., 2020. Thermal tourism and geoheritage: examining visitor motivations and perceptions. Resources, 9, 58.

Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (southern Poland). Minerals, 14, 155.

Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009. Litostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej. *W*: LXXIX Zjazd Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Coney P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. Geological Society of America Memoir, 153: 7–31.

Crampton S.L., Allen P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. AAPG Bulletin, 79: 1495–1514.

Császár G., Szinger B., Piros O., 2013. From continental platform towards rifting of the Tisza Unit in the Late Triassic to Early Cretaceous. Geologica Carpathica, 64: 279–290.

Csontos L., 1999. Structural outline of the Bükk Mountains (Northern Hungary). Földtani Közlöny, 129: 611–651.

Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210: 1–56.

Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the Intracarpathian area: a model. Tectonophysics, 208: 221–241.

Csontos L., Dunkl I., Koroknai B., Tari G., Soós B., Magyari Á., Nyíri D., Soták J., Wórum G., Tóth T., Kovács G., 2025. The formation and deformation of the Neogene Pannonian Basin: a structural overview. *W*: The Miocene extensional Pannonian Superbasin, Volume 1: Regional geology (red. G. Tari i in.). Geological Society London, Special Publication.

Cymerman Z., 2007. Profesor Zbgniew Kotański – przewodnik geologiczny po Tatrach. Przegląd Geologiczny, 55: 938–946.

Cymerman Z., 2024. Mapa tektoniczna Tatr 1:50 000. Państw. Inst. Geol. - PIB, Warszawa.

Czarnecka K., 1986. Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. Przegląd Geologiczny, 10: 556–560.

Czarnecka K., 2004. Próby interpretacji wyników badania współczesnej dynamiki pienińskiego pasa skałkowego w okolicy Czorsztyna. *W*: Geodynamical studies of the Pieniny Klippen Belt – Czorsztyn region (red. K. Czarnecki): 83–99. Politechnika Warszawska.

Czarnecki K., Mojzeš M., 2000. Geodynamics of Tatra Mountains – present status and development of the project. Reports on Geodesy, 7: 123–124.

Literatura

Czarnecki K., Barlik M., Czarnecka K., Olszak T., Pachuta A., Szpunar R., Walo J., 2002. Geodynamic studies of The Pieniny Klippen Belt (Czorsztyn Region). Acta Montana IRSM AS Ser. A, 20: 85–91.

Dąbrowska M., Jurewicz E., 2013. Character and structural evolution of the Mała Łąka Fault in the Tatra Mts., Carpathians, Poland. Acta Geologica Polonica, 63: 137–151.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., Van Wees J.-D., 1995. Tectonic evolution of the Mid–Polish Trough: modeling implications and significance for Central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dal Piaz G.V., Martin S., Villa I.M., Gosso G., Marschalko R., 1995. Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution. Tectonics, 14: 874–885.

Dallmeyer R.D., Neubauer F., Fritz H., 2008. The Meliata suture in the Carpathians: regional significance and implications for the evolution of high–pressure wedges within collisional orogens. Geological Society London, Special Publication, 298: 101–115.

DeCelles P.G., 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. *W:* Tectonics of Sedimentary Basins, recent advances (red. C. Busby, A. Azor): 405–426. Blackwell Publishing Ltd.

DeCelles P.G., Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105–123.

Decker K., 1990. Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep–sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). Sedimentary Geology, 67: 85–99.

Decker K., Peresson H., Hinsch R., 2005. Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform Fault. Quaternary Science Reviews, 44: 305–320.

Decker K., Nescieruk P., Reiter F., Rubinkiewicz J., Ryłko W., Tokarski A.K., 1997. Heteroaxial shortening, strike–slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. Przegląd Geologiczny, 45: 1070–1071.

Deditius A., 2004. Charakterystyka i wiek izotopowy blastezy muskowitów ze stref mylonitycznych w skałach krystalicznych Tatr Zachodnich. Geologia, 16.

De Doliwa Zieliński L., Bukała M., Kośmińska K., Majka J., Kooijman E., Janak M., 2024. The investigation of metamorphic history in the core of the Tatra Mountains. Mineralogia – Special Papers, 52.

De Doliwa Zieliński J., Kośmińska K., Janak M., Bukała M., Kooijman E., Whitehouse M., Mazur S., Majka J., 2026. A Himalaya-type metamorphic sandwich in the Tatra Mts. of the Western Carpathians. Geological Magazine (w druku).

Deramond J., Souquet P., Fondecave-Walles M., Specht M., 1993. Relationship between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society London, Special Publication, 71: 193–219.

Doglioni C., 1992. Main differences between thrust belts. Terra Nova, 4: 152–164.

Doktor M., 1983. Sedymentacja osadów żwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. Studia Geologica Polonica, 68: 6–107

Dostal J., Owen J.V., 1998. Cretaceous alkaline lamprophyres from the northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. Geologische Rundschau, 87: 67–77.

Dostal J., Vozár J., Keppie J.D., Hovorka D., 2003. Permian volcanism in the Central Western Carpathians (Slovakia): basin–and–range type rifting in the southern Laurussian margin. International Journal of Earth Sciences, 92: 27–35.

Dudziak J., 1990. Stratygrafia paleogenu jednostki maruszyńskiej w Szaflarach (pieniński pas skałkowy) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Studia Geologica Polonica, 97: 79–107.

Dumont T., Wieczorek J., Bouillin J.-P., 1996. Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High–Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae, 89: 181–202.

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., Liszka B., Maksym A., Staryszak G., 1997. Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeżnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów-Albigowa-Krasne. Nafta-Gaz, 9: 407–414.

Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 413–420.

Dżułyński S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geologica Polonica, 3: 1-44

Ebner F., Vozárová A., Kovács S., Kräutner H.-G., Krstić B., Szederkényi T., Jamičić D., Balen D., Belak M., Trajanova M., 2008. Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. Geologica Carpathica, 59: 159–195.

Eliáš M., Schnabel W., Stráník Z., 1990. Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. *W*: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (red. D. Minaříková, H. Lobitzer): 37–46. Federal Geological Survey; Prague, Geological Survey.

Eliáš M., Martinec P., Reháková D., Vašíček Z., 1996. Geology and stratigraphy of the Kurovice Limestone and Tlumačov Marl Formation at the Kurovice quarry (Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Outer Western Carpathians, Czech Republic). Věstník Českého geologického ústavu, 71: 259–275.

Embey-Isztin A., Downes H., James D.E., Upton B.G.J., Dobosi G., Ingram G.A., Harmon R.S., Scharbert H.G., 1993. The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, eastern central Europe. Journal of Petrology, 34: 317–343.

Faryad S.W., 1995a. Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata Unit, West Carpathians, Slovakia. Journal of Metamorphic Geology, 13: 701–714.

Faryad S.W., 1995b. Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments of the Meliata Unit, Western Carpathians, Slovakia. European Journal of Mineralogy, 7: 71–87.

Faryad S.W., Henjes-Kunst F., 1997. Petrological and K-Ar and ^{40}Ar-^{39}Ar age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata Unit, Western Carpathians (Slovakia). Tectonophysics, 280: 141–156.

Faryad S.W., Schreyer W., 1997. Petrology and geological significance of high-pressure metamorphic rocks occurring as pebbles in the Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt (West Carpathians, Slovakia). European Journal of Mineralogy, 9: 547–562.

Faryad S.W., Ivan P., Jedlička R., 2020. Pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Gemer Unit: mineral textures and their geodynamic implications for Variscan Orogeny in the Western Carpathians. International Journal of Earth Sciences, 109: 1547–1564.

Faupl P., Pober E., Wagreich M., 1987. Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. H.W. Flügel, P. Faupl): 142–155. Deuticke, Wien.

Fijałkowska A., Uchman A., 1993. Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. Przegląd Geologiczny, 41: 373–375.

Filipović I., Jovanović D., Sudar M., Pelikán P., Kovács S., Less Gy., Hips K., 2003. Comparison of the Variscan–Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and "Bükkium" (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. Slovak Geological Magazine, 9: 23–40.

Finger F., Broska I., Haunschmid B., Hraško Ľ., Kohút M., Krenn E., i in.. 2003. Electron-microprobe dating of monazites from western Carpathian basement granitoids: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. International Journal of Earth Sciences, 92: 86–98.

Flemings P.B., Jordan T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research, 94: 3851–3866.

Fodor L., Franců J., Krejčí O., Stráník Z., 1996. Paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian Flysch Belt of South Moravia. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, 3: 45–47.

Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. Geological Society London, Special Publication, 156: 295–334.

Ford M. 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external wedges and flexural foreland basins. Basin Research, 16: 361–375.

Frank W., Schlager W., 2006. Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. International Journal of Earth Sciences, 95: 431–450.

Frisch W., 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60: 121–139.

Frisch W., 1981. Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. Geologische Rundschau, 70: 402–411.

Frisch W., 1984. Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic Windows of the Eastern Alps. Geologische Rundschau, 73: 33–45.

Frisch W., Gawlick H.-J., 2003. The nappe structure of the Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. International Journal of Earth Sciences, 92: 712–727.

Frisch W., Gommeringer K., Kelm U., Popp F., 1987. The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – a key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. H.W. Flügel, P. Faupl): 55–69. Franz Deuticke, Wien.

Fritz H., Neubauer F., Janák M., Putiš M., 1992. Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians II: kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. Terra Nova, 2: 24.

Froitzheim N., Manatschal G., 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). Geological Society of America Bulletin, 108: 1120–1133.

Froitzheim N., Schmid S.M., Frey M., 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. Eclogae Geologicae Helvetiae, 89: 81–110.

Froitzheim N., Plašienka D., Schuster R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. *W*: The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 1141–1232. Geological Society, London.

Garecka M., 2005. Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathians, Poland). Studia Geologica. Polonica, 124: 353–369.

Literatura

Garlicki A., 1960. Złoże soli kamiennej Łężkowice-Siedlec w zatoce gdowskiej. Przegląd Geologiczny, 8: 43–45.

Gaweł A., 1959. Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149.

Gawęda A., 2001. Alaskity Tatr Zachodnich. Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji w prakontynencie Karpat. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach.

Gawęda A., 2007. Variscan granitoid magmatism in Tatra Mountains – the history of subduction and continental collision. *W*: Granitoids in Poland (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska): 319–332. University of Warsaw.

Gawęda A., Piwkowski R., 2000. Struktura i geneza pseudotachylitów Tatr Wysokich. Przegląd. Geologiczny, 48: 722–726.

Gawęda A., Burda J., Klötzli U., Golonka J., Szopa K., 2016a. Episodic construction of the Tatra granitoid intrusion (Central Western Carpathians, Poland/Slovakia): consequences for the geodynamics of Variscan collision and Rheic Ocean closure. International Journal of Earth Sciences, 105: 1153–1174.

Gawęda A., Szopa K., Chew D., Klötzli U., Müller A., Sikorska M., Pyka P., 2016b. Age and origin of fluorapatite-rich dyke from Baranec Mt. (Tatra Mts., Western Carpathians): a key to understanding of the post-orogenic processes and element mobility. Geologica Carpathica, 67: 417–432.

Gawęda A., Burda J., Golonka J., Klötzli U., Chew D., Szopa K., Wiedenbeck M., 2017. The evolution of Eastern Tornquist-Paleoasian Ocean and subsequent continental collisions: a case study from the Western Tatra Mountains, Central Western Carpathians (Poland). Gondwana Research, 48: 134–152.

Gawęda A., Szopa K., Chew D., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J., 2018. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-PB dating and rare earth element analyses. Chemical Geology, 484: 191–209.

Gawęda A., Szopa K., Włodyka R., Burda J., Crowley Q., Sikorska M., 2019. Continuous magma mixing and cumulate separation in the High Tatra Mountains open system granitoid intrusion, Western Carpathians (Poland/Slovakia): a textural and geochemical study. Acta Geologica Polonica, 69: 549–570.

Gawlick H.-J., Missoni S., 2015. Middle Triassic radiolarite pebbles in the Middle Jurassic Hallstatt Mélange of the Eastern Alps: implications for Triassic-Jurassic geodynamic and palaeogeographic reconstructions of the western Tethyan realm. Facies, 61, 13.

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.

Gawlick H.-J., Missoni S., Schlagintweit F., Suzuki H., Frisch W., Krystyn L., Blau J., Lein R., 2009a. Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. Journal of Alpine Geology, 50: 1–152.

Gaździcka E., Gaździcki A., Filipczak K., Uchman A., 2009. Płaszczowina reglowa górna (choczańska) między Doliną Lejową a Doliną Chocholowską 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., 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. Palaentologica Polonica, 44: 109–169.

Gaździcki A., Lefeld J. (red.), 1997. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. *W*: Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 46–48.

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.

Gaździcki A., Michalik J., 1980. Uppermost Triassic sequence (Choč Nappe) of the Strážovská hornatina and the Western Carpathians. Acta Geologica Polonica, 30: 67–76.

Gaździcki A., Michalik 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.

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Gaździcka E., 1998. Jura górna (z dln. beriasem). *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaži P., Marko F., 2006. The Zázrivá Fault – paleostress history and kinematics (Pieniny Klippen Belt, North Slovakia). Geolines, 20: 37–38.

Gebhardt H., 2021. Lower Miocene olistostromes and giant-ilistoliths: a new interpretation of the Eocene Waschberg Limestone occurrences and consequences for the structural composition of the southern Waschberg-Ždánice Unit in Lower Austria. Geologica Carpathica, 72: 48–67.

Gedl P., 1999. The age of base and top of the Podhale Palaeogene flysch (Central Carpathians, Poland), based on dinocysts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 77–102.

Gedl P., 2000. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part I–II. Studia Geologica Polonica, 117: 89–303.

Gedl P., 2008a. The age of the Szlachtowa Formation (the so-called "black flysch") and the Opaleniec Formation (Pieniny Klippen Belt, Poland) based on dinoflagellate cyst studies. Przegląd Geologiczny, 56: 245–252.

Gedl P., 2008b. Organic–walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Studia Geologica Polonica, 131: 7–227.

Gedl P., 2008c. Głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 212–220.

Gedl P., Worobiec E., 2020. Origin and timing of palaeovalleys in the Carpathian Foredeep basement (Sędziszów Małopolski-Rzeszów area; SE Poland) in the light of palynological studies. Marine and Petroleum Geology, 115, 104277.

Głazek J., Zastawniak E., 1999. Terrestrial plant fossils in the transgressive Paleogene littoral/flysch sequence of the Tatra Mountains (Central Carpathians). Acta Paleobotanica. Supplement, 2: 293–301.

Głowacka A., 2010. Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego na Spiszu (Słowacja). Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Głuchowski E., Krawczyk A.J., Myszkowska J., Słomka T., 1986. Litofacje i fauna wapienia krynoidowego bajosu jednostki czorsztyńskiej koło Dursztyna (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 88: 143–155.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. A deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep Basin near Pilzno and its control on Badenian (Middle Miocene) evaporite facies. Geological Quarterly, 60: 493–516.

Goetel W., Sokołowski S., 1930. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego. Rocznik PTG, 6: 1–69.

Golonka J., 2007a. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 297–307.

Golonka J., 2007b. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic. Geologia, 33: 211–264.

Golonka J., Krobicki M., 2001. Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and palaeoclimatic perspective. Geological Quarterly, 45: 15–32.

Golonka J., Krobicki M., 2004. Jurassic palaeogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 110: 5–14.

Golonka J., Rączkowski W., 1984. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Piwniczna. Wydaw. Geol., Warszawa.

Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Ślączka A., Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). The Geological Society, 208: 138–158.

Golonka J., Vašiček Z., Skupien P., Waśkowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślączka A., Słomka T., 2008a. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Geologia, 34: 9–31.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašiček Z., Skupien P., 2008b. Główne elementy paleogeograficzne zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. Geologia, 34: 61–72.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślączka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. Geological Magazine, 152: 269–286.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018. The Pieniny Klippen Belt in Poland. Geology, Geophysics and Environment, 44: 111–125.

Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska K., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. Swiss Journal of Geosciences, 112: 475–506.

Golonka J., Chowaniec J., Waśkowska A., 2025. Outline of the Geological structure of the western part of the Pieniny Klippen Belt in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 1–16.

Golonka J., Aleksandrowski P., Aubrecht R., Chowaniec J., Chrustek M., Cieszkowski M., Florek R., Gawęda A., Jarosiński M., Kępińska B., Krobicki M., Lefeld J., Lewandowski M., Marko F., Michalik M., Oszczypko N., Picha F., Potfaj M., Słaby E., Ślączka A., Stefaniuk M., Uchman A., Żelźniewicz A., 2005. The Orava Deep Drilling Project and post Palaeogene tectonics of the Northern Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 211–248.

Gołąb J., 1952. Tektonika Podhala. Geologiczny Biuletyn Informacyjny, 1: 12–13.

Gołąb J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 225–237.

Gorek A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny. Geologický Sborník Slovenskej Akadémie Vied, 9: 203–241.

Gorek A., 1959. An outline of geological and petrographical relationships in the crystalline complexes of the Tatra Mts. Geologický Zborník SAV, 10: 13–88.

Gorek A., Veizer J., 1965. Der Charakter der alpinen Tektonik in der Hohen Tatra. Geologický Sborník Slovenskej Akademie vied 16: 265–272.

Grabowska-Hakenberg H., 1957. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach. Kwartalnik Geologiczny, 12: 400–414.

Grabowski J., 1997. Paleomagnetic results from the Cover (High Tatric) unit and Nummulitic Eocene in the Tatra Mts (Central West Carpathians, Poland) and their tectonic implications. Annales Societatis. Geologorum Poloniae, 67: 13–23.

Literatura

Grabowski J., 2000. Palaeo- and rock magnetism of Mesozoic carbonate rocks in the Sub-Tatric Series (Central West Carpathians) – palaeotectonics implications. Polish Geological Institute Special Papers, 5: 1–88.

Grabowski J., 2005. New Berriasian paleopole from the Central west Carpathians (Tatra Mts, southern Poland): does it look Apulian? Geophysical Journal International, 161: 65–80.

Grabowski J., 2026. Tatry. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 583–586. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Grabowski J., Gawęda A., 1999. Preliminary palaeomagnetic study of the High Tatra granites, Central West Carpathians, Poland. Geological Quarterly, 43: 263–276.

Grabowski J., Nemčok M., 1999. Summary of palaeomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous-Early Tertiary transpression. Physics and Chemistry of the Earth, Part A, 24: 681–685.

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (Central Western Carpathians, Poland): changes at the Jurassic/Cretaceous bondary. Cretaceous Revearch, 27: 398–417.

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski M., Pecskay Z., Wójtowicz A., 2003. Geochronology of the 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., Krzemiński L., Nescieruk P., Starnawska E., 2006. Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for the tectonic rotations in the Silesian unit. Geophysical Journal International, 166: 1077–1094.

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., Michalík J., Szaniawski R., Grotek I., 2009. Syn-thrusting remagnetization of the Krížna Nappe: high resolution palaeo- and rock magnetic study in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts, Central West Carpathians (Slovakia). Acta Geologica Polonica, 59: 137–155.

Grabowski J., Michalík J., Pszczółkowski A., Lintnerová O., 2010. Magneto-, and isotope stratigraphy around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Vysoká Unit (Malé Karpaty Mountains, Slovakia): correlations and tectonic implications. Geologica Carpathica, 61: 309–326.

Grabowski J., Bakhmutov V., Kdyr Š., Krobicki M., Pruner P., Reháková 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, 1092016.

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: 1–45.

Gradziński M., Tyszka J., Uchman A., Jach R., 2004. Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Toarcian deposits: case study from the Tatra Mountains. Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 213: 133–151.

Grecula P., Együd K., 1977. Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians. Mineralia Slovaca, 9: 449–462.

Grecula P., Roth Z., 1978. Kinematic model of the Western Carpathians. Sborník Geologických Věd, Geologie, 32: 49–73.

Grecula P., Varga I., 1979. Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. Mineralia Slovaca, 11: 389–403.

Grodzicki J., Kardaś R.M., 1989. Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 275–293.

Gross P., 2008. Lithostratigraphy of Western Carpathians: Paleogene – Podtatranská Group. State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.

Gross P., Vaškovský I., Halouzka R., 1979. Geologická Mapa Liptovskej Kotliny. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Gross P., Köhler E., Borza K., 1982. Conglomerate submarine fans from the Central-Carpathians Paleogene near Pucov. Geologické Práce, Správy, 77: 75–86.

Gross P., Köhler E., Samuel O., 1984. Lithostratigraphic division of the Central-Carpathian Paleogene (in Slovak, English summary). Geologické práce – Správy, 81: 103–117.

Gross P., Köhler E., Haško J., Halouzka R., Mello J., Nagy A., 1993. Geológia južnej a východnej Oravy. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Gross P., Pleuger J., Handy M.R., 2022. Rift–related paleogeography of the European margin in the Eastern Alps (Central Tauern Window). Swiss Journal of Geosciences, 115, 27.

Guterch B., 2006. Seismic events in the Orava-Nowy Targ Basin, Western Carpathians. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 3: 85–95.

Guzik K., Kotański Z., 1963. Tektonika regli zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 387–427.

Guterch B., Kozák J. (red.), 2015. Studies of Historical Earthquakes in Southern Poland. Springer.

Guterch B., Lewandowska-Marciniak H., Niewiadomski J., 2005. Earthquakes recorded in Poland along the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 53: 27–45.

Hajdukiewicz M., Wyżga B., Hajdukiewicz H., Mikuś P., 2019. Photogrammetric reconstruction of changes in vertical river position using archival aerial photos: case study of the Czarny Dunajec River, Polish Carpathians. Acta Geophysica, 67: 1205–1221.

Halicki B., 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 5: 81–97.

Halicki B., 1963. Tektonika Podhala. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 349–362.

Haas J., Péró C., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. International Journal of Earth Sciences, 93: 297–313.

Haas J., Mioč P., Pamić J., Tomljenović B., Árkai P., Bérczi-Mak A., Koroknai B., Kovács S., Felgenhauer E.R., 2000. Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. International Journal of Earth Sciences, 89: 377–389.

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád G., Koroknai B., 2014. Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes for (re-Cenozoic geological map of Hungary 1:500 000). Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

Haas J., Pelikán P., Görög Á., Józsa Š., Ozsvárt P., 2013. Stratigraphy, facies and geodynamic settings of Jurassic formations in the Bükk Mountains, North Hungary: its relations with other areas of the Neotethyan realm. Geological Magazine, 150: 18–49.

Hacquet B., 1796. Neuste physikalisch-politische Reisen im Jahre 1794 und 95 durch die Dacischen und Sarmatischen oder Nrdlischen Karpathen, Vierter Theil. Verlag der Raspeschen Buchhandlung, Nürnberg.

Handy M.R., 1996. The transition from passive to active margin tectonics: a case study from the Zone of Samedan (eastern Switzerland). Geologische Rundschau, 85: 832–851.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews, 102: 121–158.

Handy M.R., Ustaszewski K., Kissling E., 2015. Reconstructing the Alps-Carpathians-Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. International Journal of Earth Sciences, 104: 1–26.

Hardy S., Poblet J., McClay K., Waltham D., 1996. Mathematical modeling of growth strata associated with fault-related fold structures. Geological Society of London Special Publication, 99: 265–282.

Havrila M., 2011. Hronicum: palaeogeography and stratigraphy (late Pelsonian–Tuvalian), deformation and structure. Geologické Práce, Správy, 117: 7–103.

Havrila M., Olšavský M., 2015. Report about geological mapping of the Kozol succession between the Turská dolina and Porubský potok valleys. Geologické Práce, Správy, 127: 7–79.

Haynes L.L., Hönisch B., 2020. The seawater carbon inventory at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Proceedings of the National Academy of Sciences, 117, 39.

Häusler H., 1987: The northern Austroalpine margin during the Jurassic: breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. P. Faupl, H. Flügel): 103–111. Deuticke, Wien.

Häusler H., 1988. Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Brecciense rien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 131: 21–125.

Häusler H., Plašienka D., Polák M., 1993. Comparison of Mesozoic successions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 715–739.

Hercman H., Gradziński M., Bella P., 2008. Evolution of Brestovská Cave based on U-series dating of speleothems. Geochronometria, 32: 1–12.

Herz N., Savu H., 1974. Plate tectonics history of Romania. Geological Society of America Bulletin, 85: 1429–1440.

Hnylko O., Krobicki M., Feldman-Olszewska A., Iwańczuk J., 2015. Geology of the volcano–sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvchyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. Geological Quarterly, 59: 145–156.

Hnylko O., Hnylko S., Heneralova L., Tsar M., 2021. An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River basin). Geological Quarterly, 65, 47.

Höck V., Ślączka A., Gasiński M.A., Bąk M., 2005. Konradsheim Limestone of the Gresten Klippen Zone (Austria): new insight into its stratigraphic and paleogeographic setting. Geologica Carpathica, 56: 237–244.

Hók J., Pešková I., Potfaj M., 2009. Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). Mineralia Slovaca, 41: 313–320.

Hók J., Kysel R., Kováč M., Moczo P., Kristek J., Kristeková M., Šujan M., 2016b. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of Slovakia. Geologica Carpathica, 67: 273–288.

Hók J., Pelech O., Teťák F., Németh Z., Nagy A., 2019: Outline of the geology of Slovakia (Western Carpathians). Mineralia Slovaca, 51: 31–60.

Hók J., Schuster R., Pelech O., Vojtko R., Šamajová L., 2022. Geological significance of Upper Cretaceous sediments in deciphering of the Alpine tectonic evolution at the contact of the Western Carpathians, Eastern Alps and Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences, 111: 1805–1822.

Homayoun M., Faupl P., 1992. Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38: 1–20.

Literatura

Horton B.K., Capaldi T.N., Mackaman-Lofland C., Perez N.D., Bush M.A., Fuentes F., Constenius K.N., 2022. Broken foreland basins and the influence of subduction dynamics, tectonic inheritance, and mechanical triggers. Earth-Science Reviews, 234, 104193.

Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics, 226: 333–357.

Horwitz L., 1926. Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1925 sur le territoire des feuilles “Szczawnica” et “NowyTarg” (in Polish with French summary). Posiedz. Nauk. Panst. Inst. Geol., 14: 15–16.

Horwitz L., 1935. Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 79–133.

Horwitz L., Rabowski F., 1930. Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18-21 V. 1929 r.). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 6: 1–49.

Hrouda F., Krejčí O., Potfaj M., Stráník Z., 2009. Magnetic fabric and weak deformation in sandstones of accretionary prisms of the Flysch and Klippen Belts of the Western Carpathians: mostly offscraping indicated. Tectonophysics, 479: 254–270.

Hrušecký I., Jacko S., Hurai V., Zlinská A., Kotulová J., Biroň A., Kráľ J., Pereszlényi M., Janočko J., Pospíšil L., Nemčok M., Andrejeva-Grigorovičová A., Jetel J., Töröková I., Žecová K., Fejdi V., 2001. Niektoré nové výsledky výskumu východného úseku Západných Karpát vzťahujúce sa na uhľovodíkový potenciál tohto regiónu. Geologické práce, Správy, 105: 83–91.

Hrušecký I., Pospišil L., Kohút M., 2002. Geological interpretation of the reflection seismic profile 753/92. *W*: Hydrocarbon potential of the Eastern Slovakian Basin and Adjacent Areas (red. I. Hrušecký). GSSR, Bratislava.

Hurai V., Lexa O., Schulmann K., Montigny R., Prochaska W., Frank W., Konečný P., Kráľ J., Thomas R., Chovan M., 2008. Mobilization of ore fluids during Alpine metamorphism: evidence from hydrothermal veins in the Variscan basement of Western Carpathians, Slovakia. Geofluids, 8: 181–207.

Hurai V., Paquette J.-L., Lexa O., Konečný P., Dianiška I., 2015. U-PB-Th geochronology of monazite and zircon in albitite metasomatites of the Rožňava-Nadabula ore field (Western Carpathians, Slovakia): implications for the origin of hydrothermal polymetallic siderite veins. Mineralogy and Petrology, 109: 519–530.

Iwanow A., Wieczorek J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 35: 525–528.

Ivan P., Sýkora M., Demko R., 2006. Blueschists in the Cretaceous exotic conglomerates of the Klape Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): their genetic types and implications for source areas. Geologia, 32: 47–63.

Iwańczuk J., Grabowski J., 2026. Tatry. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 531–537. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

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.

Jablonský J., 1978. Contribution to knowledge of the Albian of the Zliechov Group in the Strážovské vrchy Mts. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát (red. J. Vozár i in.): 175–187. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Jablonský J., Marschalko R., 1992. Pre-flysch olistostromes in Central Western Carpathians, Barremian-Aptian of Krížna Nappe, Slovakia. Geologica Carpathica, 43: 15–20.

Jablonský J., Sýkora M., Aubrecht R., 2001. Detritic Cr-spinels in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Carpathians (overview of the latest knowledge). Mineralia Slovaca, 33: 487–498.

Jach R., 2002. 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., 2005. Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Križna Unit, Western Tatra Mountains, Poland. Facies, 50: 561–572.

Jach R., 2007. Bositra limestones – a step towards radiolarites: case study from the Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 161–170.

Jach R., Ruchliński T., Uchman A., 2014. Skały osadowe Tatr. Wydaw. Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Jach R., Djerić N., Goričan Š., Reháková D., 2014. Integrated stratigraphy of the Middle-Upper Jurasic of the Krížna Nappe, Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 1–33.

Jach R., Reháková D., 2019. Middle to Late Jurassic carbonate-biosiliceous sedimentation and palaeoenvironment in the Tethyan Fatricum Domain, Krížna Nappe, Tatra Mts, Western Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 1–46.

Jacko S., 2000. Kinematic evolution of the Subtatric-Ružbachy Fault System in the Spišská Magura region (Slovakia). Journal of Czech Geological Society, 45: 234–235.

Jacko S., Farkašovský R., 2000. Tertiary semi-ductile shear event within Margecany and related shear zones. Mineralia Slovaca, 32: 175–178.

Jacko S., Janočko J., 2000. Kinematic evolution of the Central-Carpathian Paleogene Basin in the Spišská Magura region (Slovakia). Slovak Geological Magazine, 6: 40–418.

Jaglarz R., Rychlinski T., 2005 Struktury wynurzeniowe w utworach triasu jednostki wierchowej i križniańskiej Tatr. Przegląd Geologiczny, 53: 880–881.

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.

Jamrichová M., Józsa Š., Aubrecht R., Schlögl J., 2012. Lower Cretaceous palaeokarst in a klippe of the Czorsztyn Succession north of Zázrivá (Pieniny Klippen Belt, Orava sector, northern Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 4: 75–90.

Janák M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from $^{39}Ar/^{40}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. Geologica Carpathica, 45: 293–300.

Janák M., Onstott T., 1993. Pre-Alpine tectono-thermal evolution of metamorphism in the Tatra Mts., Western Carpathians: P-T paths and $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating. Terra Nova, 5: 238

Janák M., Kahan S., Jancula D., 1988. Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. Geologica Carpathica, 39: 455–488.

Janák M., O’Brien P.J., Hurai V., Reutel C., 1996. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet–clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. Lithos, 39: 57–79.

Janák M., Hurai V., Ludhová L., O’Brien P.J., Horn E.E., 1999. Dehydration melting and devolatilization during exhumation of high-grade metapelites: the Tatra Mountains, Western Carpathians. Journal of Metamorphic Geology, 17: 379–395.

Janák M., Plašienka D., Frey M., Cosca M., Schmidt S.Th., Lupták B., Méres Š., 2001. Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ UV laser probe dating of metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 19: 197–216.

Janák M., Froitzheim N., Lupták B., Vrabec M., Ravna E.J.K., 2004. First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. Tectonics, 23, TC5014.

Janák M., Petrík I., Konečný P., Kurylo S., Kohút M., Madarás J., 2022. Variscan metamorphism and partial melting of sillimanite-bearing metapelites in the High Tatra Mts. constrained by Th-U-Pb dating of monazite. Geologica Carpathica, 73: 97–122.

Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27–52.

Jankowski L.S., 2015, Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu-PIB, 202.

Jankowski L., Kopciowski R., 2014, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz 1039 – Nowy Żmigród (M-34-92-A). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Hnylko O., Pavlyuk M., Tsarnenko P., Anastasiu N., Dragan E., Popa M., Roban R., 2004. Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, scale 1:200,000. Pol. Geol. Inst., Warszawa.

Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Tsarnenko P.N., Hnylko O., 2012. Lithostratigraphic correlation of the outer Carpathian borderlands of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449: 87–98.

Jankowski L., Margielewski W., 2024. Stop 3. Szczawnica. Przełom Dunajca przez Pieniny w świetle nowych koncepcji. *W*: I Kongres Polskiej Unii Czwartorzędu POLQUA 2024.

Janků J., Pospíšil L., Vass D., 1984. Contribution of remote sensing to the knowledge of West Carpathians structure. Mineralia Slovaca, 16: 121–137.

Janočko J., Jacko S., 1998. Marginal and deep-sea deposits of Central-Carpathians Palaeogene Basin, Spišská Magura region, Slovakia: implication for basin history. Slovak Geological Magazine, 4: 281–292.

Janočko J., Gross P., Buček S., Karoli S., Žec B., Rakús M., Potfaj M., Halouzka R., 2000. Geologická mapa Spišskej Magury 1:50 000. Ministerstvo Životného Prostredia – Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Jardin A., Chaker R., Krzywiec P., 2007. Understanding seismic propagation through triangle zones. *W:* Thrust Belts and Foreland Basins (red. O. Lacombe i in.): 63–74. Springer, Berlin.

Jarosiński M., 1992. Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzegu w świetle analizy mezostrukturalnej. Geological Quarterly, 36: 121–150.

Jarosiński M., 1998. Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. Tectonophysics, 297: 91–119.

Jarosiński M., 1999. Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur breakouts. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 56: 1–147.

Jarosiński M., 2005. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.

Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Wyglądała M., Kępiński M., 2024, Are the Carpathians tectonically active?: Geomechanical study in deep boreholes in the outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 890, 230505.

Jaroszewski W., 1965. Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 429–500.

Literatura

Jaroszewski W., 1977. Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu środkowym. Przegląd Geologiczny, 25 (8-9): 418–427.

Jaroszewski W., 1982. Hydrotectonic phenomena at the base of the Krížna nappe, Tatra Mts. *W*: Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone (red. M. Mahel'): 137–148. Veda, Bratislava.

Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 375: 43–60.

Jawor E., 1983. Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. Przegląd Geologiczny, 31: 635–640.

Jawor E., Sikora W., 1979, Jednostka Obidowej-Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna Polskich Karpat fliszowych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 499–501.

Jeřábek P., Faryad S.W., Schulmann K., Lexa O., Tajčmanová L., 2008. Alpine burial and heterogeneous exhumation of Variscan crust in the West Carpathians: insight from thermodynamic and argon diffusion modelling. Journal of the Geological Society, London, 165: 479–498.

Jeřábek P., Lexa O., Schulmann K., Plašienka D., 2012. Inverse ductile thinning via lower crustal flow and fold-induced doming in the West Carpathian Eo-Alpine collisional wedge. Tectonics, 31, TC5002.

Jiříček R., 1979. Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. *W*: Tektonické profily Západných Karpát (red. M. Maheľ): 205–214. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Józsa Š., Boorová D., Filo I., 2016. Aptian planktonic foraminiferal biostratigraphy and smaller benthic foraminifera from the Párnica Formation (Choč Mts., Western Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 8: 15–26.

Jugowiec M., Gąsienica A., Kopciowski R., 2025. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. arkusz Piwniczna. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jurewicz E., 1994. Analiza strukturalna pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. Studia Geologica Polonica, 106: 7–87.

Jurewicz E., 1997. The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). Geological Quarterly, 41: 315–326.

Jurewicz E., 2000a. Próba rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczowinowych w Tatrach na podstawie analizy struktur ślizgowych w trzonie granitowym. Przegląd Geologiczny, 48: 239–246.

Jurewicz E., 2000b. Próba korelacji wyników analizy strukturalnej trzonu granitoidowego Tatr Wysokich i jednostek płaszczowinowych. Przegląd Geologiczny, 48: 1014–1018.

Jurewicz E., 2002. Geometric analysis of steep dipping dislocations within the granitoid core in the Polish part of the Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 89–98.

Jurewicz E., 2003. Multistage evolution of the shear zone at the base of the Giewont Unit Polish Tatra Mts. Geologica Carpathica, 54: 337–351.

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.

Jurewicz E., 2006. Petrophysical control on the mode of shearing in sedimentary rocks and granitoid core of the Tatra Mts. during Late Cretaceous nappe-thrusting and folding, Carpathians, Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 159–170.

Jurewicz E., 2012. Mechanizm nasunięć płaszczowinowych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 60: 432–441.

Jurewicz E., 2018. The Šariš Transitional Zone, revealing interactions between Pieniny Klippen Belt, Outer Carpathians and European platform. Swiss Journal of Geosciences, 111: 245–267.

Jurewicz E., 2022. Geological setting and lithological inventory of the Czarna Woda conglomerates (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) – discussion. Acta Geologica Polonica, 72: 137–139.

Jurewicz E., Bagiński B., 2001. Struktura i geneza pseudotachylitów Tatr Wysokich – polemika. Przegląd Geologiczny, 49: 603–604.

Jurewicz E., Bagiński B., 2005. Deformation phases in the selected shear zones within the Tatra Mts granitoid core. Geologica Carpathica, 56: 17–28.

Jurewicz E., Kozłowski A., 2003. Formation conditions of quartz mineralisation in the mylonitic zones and on the slickenside fault planes in the High Tatra granitoids. Archiwum Mineralogiczne, 54: 65–75.

Jurewicz E., Słaby E., 2004. The Zadnie Kamienne "ravenous" shear zone (High-Tatric nappe) – conditions of deformation. Geological Quarterly, 48: 371–382

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.

Jurewicz E., Giren B., Steller J., 2007a. Cavitation erosion – a possible cause of the mass loss within thrust zones in the Tatra Mts., Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 305–323.

Jurewicz E., Segit T., Plašienka D., Chrapkiewicz K., 2021. Discussion of 'Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study'. Journal of the Geological Society, London, 177: 629–646.

Kahan S., 1969. Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Krystallinikums der West-Tatra. Acta Geologica Geographica Universitatis Comenianae – Geologica, 18: 19–73.

Kania M., 2015. Microstructures of shear zones from selected domains of the Western Tatra Mountains. Geological Quarterly, 59, 1243.

Kantor J., 1959. Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlíc podľa rádioaktívneho rozpadu. Geol. Sb. Slov. Akad. Vied, 10: 89–96.

Karcol R., Pašteka R., 2020. Normal vs. reverse fault – the example of curvature's usage on gravimetric data. Contributions to Geophysics and Geodesy, 50: 447–461.

Karner G.D., Watts A.B., 1983. Gravity anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. Journal of Geophysical Research, 88: 10449–10477.

Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce, Tom II: Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. GEOS-AGH, Kraków.

Kasiński J., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierchowego Tatr polskich. Przegląd Geologiczny, 10: 524–529.

Kázmér M., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J., Ozsvárt P., 2003. The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. Journal of the Geological Society, London, 160: 413–428.

Kępińska B., 1997. Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia, Rozprawy, Monografie, 48 Wydaw. CPPGSMiE PAN.

Kirchner Z., Połtowicz S., 1974. Budowa geologiczna obszaru między Brzeskiem a Wojniczem. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 293–320.

Kissová D., Dunkl I., Plašienka D., Frisch W., Marschalko R., 2005. The Pieninic exotic cordillera (Andrusov Ridge) revisited: new zircon FT ages of granite pebbles from Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 11: 17–28.

Klimaszewski M., 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Wiadomości Służby Geograficznej, 2: 174–224.

Kobulský J., Gazdačko Ľ., Németh Z., 2012. New knowledge about the geological setting of Zemplinicum in the Zemplínske vrchy Mts. Mineralia Slovaca, Appendix Geovestník, 44: 16–20.

Köhler E., Salaj J., Buček S., 1993. Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. Geologica Carpathica, 44: 373–380.

Kohút M., Janák M., 1994. Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relationship and petrogenetic implications. Geologica Carpathica, 45: 301–311.

Kohút M., Sherlock S.C., 2003. Laser microprobe Ar-40/Ar-39 analysis of pseudotachylyte and host-rocks from the Tatra Mountains, Slovakia: evidence for late Palaeogene seismic/tectonic activity. Terra Nova, 15: 417–424.

Kohút M., Siman P., 2011. The Goryczkowa granitic type – SHRIMP dating of an original granodiorite–tonalite variety. Mineralogia – Special Papers, 38: 113–114.

Kohút, M., Madarás, J., Siman P., 2009. Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts.): the myth and reality. *W*: Geovestník, 8th Seminary of the Slovak Geol. Soc.: 550–551.

Kohút M., Larionov A., 2021. From subduction to collision: genesis of the Variscan granitic rocks from the Tatric Superunit (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 72: 96–113.

Kohút M., Anczkiewicz R., Boczkowska M., 2023. Timing of Variscan syn-collisional metamorphism constrained by Lu-Hf and Sm-Nd garnet petrochronology (The Tatra Mountains, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 74: 373–386

Koisar B., Zawidzki P., 1972. Violet-coloured mylonite from the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 22: 127–142.

Kołcon I., Wagner M., 1991. Brown coal from Neogene sediments of the Orawa-Nowy Targ basin – petrological study. Kwartalnik Geologiczny, 35: 305–322.

Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 45: 179–204.

Koša E., 1998. Lithostratigraphy and depositional environment of Lower-Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geologica Carpathica, 49: 329–339.

Košťálik J., 1982. Travertíny vo Vyšných Ružbachoch, ich Charakteristika a Stratigrafia. Zborník Pedagogickej Fakulty v Prešove, 19: 231–252.

Kostka A., 1993. The age and microfauna of the Maruszyna Succession (Upper Cretaceous–Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 102: 7–134.

Koszarski L. (red.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress.

Kotański Z., 1955. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr. Acta Geologica Polonica, 5: 343–360.

Kotański Z., 1956. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 273–286.

Kotański Z., 1956. Kampil Wierchowy w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 65–73.

Kotański Z., 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 139: 1–139.

Kotański Z., 1959b. Contributions to the tectonics of the High-Tatric series. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 159–174.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotański Z., 1963a. O charakterze mezozoicznej geosynkliny Karpat Zachodnich i o epimiogeosynklinie podhalańskiej. Acta Geologica Polonica, 13: 13–25.

Literatura

Kotański Z., 1963b. New elements in the structure of Czerwone Wierchy massif. Acta Geologica Polonica, 13: 149–198.

Kotański Z., 1963c. On the Triassic of the Haligovce Klippen and the palaeogeographic position of the Haligovce series. Acta Geologica Polonica, 13: 295–313.

Kotański Z., 1973. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik: 98–117. Inst. Geol., Warszawa.

Kotański Z., 1974a. Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 1: 13–14.

Kotański Z., 1974b. Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtatric Triassic in the Tatra Mts. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 43: 439–451.

Kotański Z., 1985a. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Cz. I. Przegląd Geologiczny, 33: 547–553.

Kotański Z., 1985b. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Cz. II. Przegląd Geologiczny, 33: 621–628.

Kotlarczyk J., 1985. An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów–Przemyśl area. *W:* Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Komańcza–Dukla (red. J. Kotlarczyk): 21–32. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpatho–Balkan Geological Association, Cracow, Poland,

Kotlarczyk J., Krawczyk A., 1988. Punkt B-3. Jawornik Ruski. Poziom diatomitów z Leszczawki. *W*: Przewodnik Zjazdowy LIX Zjazdu PTG w Przemyślu.

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.

Komorowska-Błaszczyńska M., 1965. The anhydrite-less island in the profiles of the Rzeszów Foreland. Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 273–280.

Kováč P., Hók J., 1993. The central Slovak fault system – the field evidence of strike-slip. Geologica Carpathica, 44: 155–159.

Kováč M., Kráľ J., Márton E., Plašienka D., Uher P., 1994. Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geologica Carpathica, 45: 83–96.

Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janočko J., 1995. The East Slovakian Basin – a complex back arc basin. Tectonophysics, 252: 453–466.

Kováč M., Nagymarosy A., Soták J., Šutovská K., 1993. Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. Tectonophysics, 226: 401–415.

Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko N., Csontos L., Ślączka A., Maruntenau M., Matenco L., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Pannonian–Carpathian region during the Miocene. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 189–217. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Kováč M., Márton E., 1998. To rotate or to not rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho–Pannonian area during the Miocene. Slovak Geological Magazine, 4: 75–85.

Kováč M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Ćosović V., Fügenschuh B., Králiková S., Less Gy., 2016. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 140: 9–27.

Kováč M., Márton E., Oszczypko N., Vojtko R., Hók J., Králiková S., Plašienka D., Klučiar T., Hudáčková N., Oszczypko-Clowes M., 2017. Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 155: 133–154.

Kovács S., Sudar M., Karamata S., Haas J., Péró Cs., Grădinaru E., Gawlick H.-J., Gaetani M., Mello J., Polák M., Aljinović D., Ogorelec B., Kolar-Jurkovšek T., Jurkovšek B., Buser S., 2010. Triassic environments in the Circum-Pannonian region related to the initial Neotethyan rifting stage. *W*: Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian region (red. J. Vozár i in.): 87–156. Geological Institute, SAS, Bratislava,

Kovács S., Sudar M., Grădinaru E., Gawlick H.-J., Karamata S., Haas J., Péró Cs., Gaetani M., Mello J., Polák M., Aljinović D., Ogorelec B., Kolar-Jurkovšek T., Jurkovšek B., Buser S., 2011. Triassic evolution of the tectonostratigraphic units of the Circum-Pannonian region. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 151: 199–280.

Kováčik M., Kráľ J., Maluski H., 1997. Alpine reactivation of the southern Veporicum basement: Metamorphism, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, geodynamic model and correlation aspects with the Eastern Alps. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula i in.): 163–174. Mineralia Slovaca.

Kozikowski H., 1956. Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 110: 93–137.

Kozur H., 1991. The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87: 109–135.

Kozur H., Mock R., 1997. New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps and other parts of the Western Tethys. Part II: Inner Western Carpathians. Mineralia Slovaca, 29: 164–209.

Kozur H., Mostler H., 1992. Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18: 87–129.

Krajewski K., 1981. Phosphatic pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 51: 339–352.

Krajewski K., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid–Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 121: 81–158.

Kráľ J., 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 28: 269–276.

Králiková S., Vojtko R., Andriessen P., Kováč M., Fügenschuh B., Hók J., Minár J., 2014a. Late Cretaceous – Cenozoic thermal evolution of the northern part of the Central Western Carpathians (Slovakia): revealed by zircon and apatite fission track thermochronology. Tectonophysics, 615–616: 142–153.

Králiková S., Vojtko R., Sliva L., Minár J., Fügenschuh B., Kováč M., Hók J., 2014b. Cretaceous–Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. Geologica Carpathica, 65: 307–326.

Krawczyk A.J., Słomka T., 1986. Development and sedimentation of the Szlachtowa Formation (Jurassic flysch) east of Szczawnica (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians). Studia Geologica Polonica, 88: 33–134.

Kreutz S., 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. Wierchy, 8.

Krhovsky J., Rögl F., Hamrsmid B., 2001. Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 14: 225–254.

Krivý M., 1969. Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. Acta Geol. Geograph. Geologica, 40: 79–88.

Krobicki M., 2006. Field trip A – from Tethyan to Platform Facies. Outer Carpathians. Stop A5 – Falsztyn – Czorsztyn Succession (Aalenian–Bajocian). *W*: 7th International Congress on the Jurassic System: 39–41.

Krobicki M., 2009. Bajoska tektonika synsedymentacyjna i jej znaczenie w jurajskiej ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. Geologia , 35: 65–78.

Krobicki M., 2018. Duration of the Czorsztyn Ridge uplift (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) during the Early Bajocian time. *W*: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, 11th ESSEWECA Conference: 50–51.

Krobicki M., 2022. Dr Ludwik Horwitz i prof. Krzysztof Birkenmajer – fascynaci geologii pienińskiego pasa skałkowego w świetle historii badań regionu. *W*: Pieniny. Przyroda i Człowiek, Monografie, XVIII (red. J. Bodziarczyk): 19–70. Wydaw. Uniw. Rolniczego w Krakowie.

Krobicki M., Golonka J., 2008. Geological history of the Pieniny Klippen Belt and Middle Jurassic black shales as one of the oldest deposits of this region – stratigraphical position and palaeoenvironmental significance. Geoturystyka/Geotourism, 2: 3–18.

Krobicki M., Golonka J., 2017. General history of the Pieniny Klippen Belt. *W*: 6th International Symposium of the International Geoscience Programme (IGCP) Project-589: 116–119.

Krobicki M., Golonka J., 2024. General history of the PKB. Geotourism, 21: 12–17.

Krobicki M., Słomka T., 1999. Berriasian submarine mass movements as results of tectonic activity in the Carpathian basins. Geologica Carpathica, 50: 42–44

Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Stratigraphic position of the Bajocian crinoidal limestones and their palaeogeographic significance in evolution of the Pieniny Klippen Basin. 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., Kruglov S.S., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Bubniak A., Bubniak I., 2003. Relation between Jurassic klippen successions in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. Mineralia Slovaca, 35: 56–58.

Krobicki M., Cieszkowski M., Golonka J., Kołodziej B., Malata E., Olszewska B., Oszczypko N., Tłuczek D., 2005. Koralowo-glonowe wapienie paleocenu w obrębie paleogeńskiego fliszu rejonu Haligowiec (pieniński pas skałkowy, Słowacja). *W*: Wapienie organogeniczne i organo-detrytyczne w Karpatach zewnętrznych i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych Tetydy: 19–21.

Krobicki M., Poprawa P., Nejbert K., Armstrong R., Pecskay Z., 2018. New geochemical and geochronological data of magmatic and sub-volcanic exotic rocks from the Late Cretaceous and Paleogene gravelstones (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). *W*: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, 11th ESSEWECA Conference: 54–55.

Kruglov S.S. (red.), 1971. Geologičeskoje strojenije i gorjučije iskopajemije Ukrajinskich Karpat. Nedra, Moskva.

Kruglov S.S., 1974. The Pieniny Klippen Zone (Soviet Carpathians). *W*: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (red. M. Maheľ): 205–209. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Kruglov S.S., Cypko A.K., 1988. Tektonika Ukrajiny. Nedra, Moskva. (in Russian)

Kruglov S.S., Smirnov S.E., 1968. Paleogen zony Pieninskich utesov Sovetskogo Zakarpatja. Sovietskaja Geologija, 2: 25–35.

Literatura

Krysiak Z., 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. Geological Quarterly, 44: 137–156.

Krzywiec P., 1999. Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl - Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 249–276.

Krzywiec P., 2001. Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin - results of seismic data interpretation. Marine and Petroleum Geology, 18: 13–38.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. European Geoscience Union Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., 2006. Zapadliska przedgórskie – geodynamika i systemy osadowe, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 404–412.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.

Krzywiec P., Jochym P., 1996 Characteristics of the subduction zone in the eastern Polish Carpathians - preliminary results of flexural modelling. Publications of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, M-18(273): 155–161.

Krzywiec P., Jochym P., 1997. Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. Przegląd Geologiczny, 45: 785–792.

Krzywiec P., Vergés J., 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: Comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. *W:* Thrust belts and foreland basins – from fold kinematics to petroleum systems. New Frontiers in Earth Sciences (red. O. Lacombe i in.): 383–394. Springer Verlag.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Florek R., Siupik J., 2004. Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zgłobic w rejonie Brzeska-Wojnicza – nowe dane, nowe modele, nowe pytania. Przegląd Geologiczny 52: 1051–1059.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A., Kasiński J. 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy - Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 53: 656–663.

Krzywiec P., Wysocka P., Oszczypko N., Mastalerz K., Papiernik P., Wróbel G., Oszczypko-Clowes M, Aleksandrowski P., Madej K., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D "Sokołów – Smolarzyny"). Przegląd Geologiczny, 56: 232-244.

Krzywiec P., Gutowski J., Walaszczyk I., Wróbel G., Wybraniec S., 2009. Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto – Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 53: 27–48.

Krzywiec P., Bukowski K., Oszczypko N., Garlicki A., 2012. Structure and Miocene evolution of the Gdów tectonic “embayment” (Polish Carpathian Foredeep) – new model based on reinterpreted seismic data. Geological Quarterly, 56: 907–920.

Krzywiec P., Oszczypko N., Bukowski K., Oszczypko-Clowes M., Śmigielski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. Geological Quarterly, 58: 399–416.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Special Papers, 213: 353–372.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Stachowska A., Stypa A., 2018. The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. Geological Society of London, Special Publications, 469: 33-57.

Książkiewicz M., 1965, Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. Bulletin de la Societé géologique de France, 7: 443–455.

Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika – Karpaty. Wydaw. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., 1977a. The tectonics of the Pieniny Klippes Belt. *W*: Geology of Poland, vol. IV Tectonics (red. M. Książkiewicz i in.): 519–552. Wydaw. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., 1977b. Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 47: 329–353.

Książkiewicz M.,1977c. Tectonics of the Carpathians. *W:* Geology of Poland, Vol. IV: Tectonics (red. W. Pożaryski). Instytut Geologiczny, Warszawa, 477–608.

Książkiewicz M., Leško B., 1959. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. Bulletin de l’Academie Polonaise des Sciences. Série des Sciences chimiques, géologiques et géographiques, 7: 773–780.

Kukulak J., 1993. Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala. Folia Quaternaria, 64: 151–164.

Kukulak J., 1999. Orientacja spękań i uskoków w południowo-wschodniej części zapadliska orawskiego. Przegląd Geologiczny, 47: 1021–1026.

Kurz W., Neubauer F., Genser J., Dachs E., 1998. Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review. Geologische Rundschau, 87: 225–242.

Kuśmierek J., 2010. Subsurface structure and tectonic style of the NE Outer Carpathians (Poland) on the basis of integrated 2D interpretation of geological and geophysical images. Geologica Carpathica, 61: 71–85.

Kuśmierek J., Baran U., 2008. Wgłębna budowa Karpat w strefie sigmoidy przemyskiej: interpretacja profili sejsmicznych i ocena prognoz naftowych. Geologia, 34: 365-384.

Kuśmierek J., Baran U., 2016. Structure and tectonic evolution of the NE segment of the Polish-Ukrainian Carpathians during the Late Cenozoic: Subsurface cross-sections and palinspastic models. Geologica Carpathica, 67, 347–370.

Kuźniar W., 1910. Eocen Tatr i Podhala. Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej PAU, 44: 26–76.

Lačný A., Plašienka D., Vojtko R., 2016. Structural evolution of the Turňa Unit constrained by fold and cleavage analyses and its consequences for the regional tectonic models of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 67: 177–193.

Lammerer B., Weger M., 1998. Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. Tectonophysics, 285: 213–230.

Lankreijer A., Kováč M., Cloetingh S., Pitoňák P., Hlôška M., Biermann C., 1995. Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube basins: thin-skinned versus thick-skinned extension. Tectonophysics, 252: 433–451.

Le Breton E., Brune S., Ustaszewski K., Zahirovic S., Seton M., Müller R.D., 2021. Kinematics and extent of the Piemont-Liguria Basin – implications for subduction processes in the Alps. Solid Earth, 12: 885–913.

Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geologica Polonica, 24: 1–115.

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., 1999. Tectonics of the Subtatric units, Eastern Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 115: 139–166.

Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 84: 1–86.

Lefeld J., Jankowski J., 1985. Model of deep structure of the Polish Central Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A–16, 175: 593–614.

Leitner C., Neubauer F., Urai J.L., Schoenherr J., 2011. Structure and evolution of a rocksalt-mudrock tectonite: the Haselgebirge in the Northern Calcareous Alps. Journal of Structural Geology, 33: 970–984.

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.

Lemoine M., Trümpy R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. Tectonophysics, 133: 305–320.

Leško B., Kullmanová A., Mořkovský M., 1977. Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia? Mineralia Slovaca, 9: 221–233.

Leško B., Ďurkovič T., Gašpariková V., Samuel O., Snopková P., 1984. Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. Mineralia Slovaca, 16: 217–255.

Leszczyński S., Nemec W., 2014. Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin. Sedimentology, 62: 645–680.

Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konečný V., Pécskay Z., Fülöp A., Kovacs M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: a review. Central European Journal of Geosciences, 2: 207–270.

Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J., 2000. Geological map of the Western Carpathians and adjacent areas, 1:500 000. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.

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.

Limanowski M., 1903. Perm i tryas lądowy w Tatrach. Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, 24: 140–176.

Limanowski M., 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, 30.

Limanowski M., 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu czy też został przywleczony z dala? Kosmos, 35: 719–731.

Limanowski M., 1911. Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. Rozprawy Akademii Umiejętności. Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, t. II,dział A: 41–80.

Literatura

Lintnerová O., Michalík J., Wissler L., Biroň A., Kotulová J., 2000. Geochemical methods in high resolution stratigraphy of the Early Aptian Koňhora Formation. Slovak Geological Magazine, 6: 231–233.

Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I.M., Anczkiewicz R., Ślączka A., 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. Geologica Carpathica, 53: 45–52.

Ludhová L., Janák M., 1999. Phase relations and P-T path of cordierite–bearing migmatites, Western Tatra Mountains, Wester Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 283–293.

Ludwiniak M., 2008. Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty Wewnętrzne, Polska). Przegląd Geologiczny, 56: 1092–1099.

Ludwiniak M., 2010. Multi-stage development of the joint network in the flysch rocks of western Podhale (Inner Western Carpathians, Poland). Acta Geologica Polonica, 60: 283–316.

Ludwiniak M., 2018. Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Palaeogene Basin and Pieniny Klippen Belt: examples from Polish-Slovakian borderland. Geology, Geophysics & Environment, 44: 91–110.

Ludwiniak M., Śmigielski M., Kowalczyk S., Łoziński M., Czarniecka U., Lewińska L., 2019. The intramontane Orava Basin – evidence of large-scale Miocene to Quaternary sinistral wrenching in the Alpine-Carpathian-Pannonian area. Acta Geologica Polonica, 69: 339–386.

Lugeon M., 1902. Analogie entre les Carpathes et les Alpes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris: 872–874.

Lugeon M., 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, 39: 146–197.

Lutz B.M., Hudson M.R., Smith T.M., Dechesne M., Spangler L.R., McCafferty A.E., Amaral C.M., Griffis N.P., Hirtz J.A., 2024. Influence of inherited structure on flexural extension in foreland basin systems: Evidence from the northern Arkoma basin and southern Ozark dome, USA. Earth-Science Reviews, 251, 104715.

Lyon-Caen H., Molnar P., 1983. Constrains on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. Journal of Geophysical Research, 88: 8171–8191.

Lyon-Caen H., Molnar P., 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. Tectonics, 4: 513–538.

Łajczak A., 2006. Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej: rozwój, antropogeniczna degradacja, renaturyzacja i wybrane problemy ochrony. Instytut Botaniki PAN im. W. Szafera w Krakowie.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Zuchiewicz W., 2007a. Young tectonics of the Orava Basin and southern part of the Magura Nappe, Polish Western Carpathians, in the light of gravity studies: a new research proposal. Studia Quaternaria, 24: 53–60.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Zuchiewicz W., 2007b. Periodic gravity changes in the young tectonic movement investigation of selected area in the Polish Western Carpathians. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 97–107.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Żuchiewicz W., 2009. Monitoring geodynamic processes using geodetic and gravimetric methods: an example from the Western Carpathians (South Poland). Geologia, 35: 217–247.

Łoziński M., Wysocka A., Ludwiniak M., 2015. Neogene terrestrial sedimentary environments of the Orava–Nowy Targ Basin: a case study of the Oravica River section near Čimhová, Slovakia. Geological Quarterly, 59: 21–34.

Łoziński M., Wysocka A., Ziółkowski P., 2017. Tectono-sedimentary analysis using the anisotropy of magnetic susceptibility: a study of the terrestrial and freshwater Neogene of the Orava Basin. Geologica Carpathica, 68: 479–500.

Łuczyński P., 2001a. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. Acta Geologica Polonica, 51: 237–252.

Łuczyński P., 2001b. Pressure-solution and compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High-Tatric series, Tatra Mts. Geologica Carpathica, 52: 91–102.

Łukaszewski M., Popiela A., Pomianowski P., 2021. Dokumentacja badań sejsmicznych, prace sejsmiczne 3D Wielkie Oczy., Archiwum PGNiG S.A.

Machaniec E., Jach R., Borecka A., Gradziński M., 2010. Czynniki warunkujące sedymentację eocenu tatrzańskiego. *W*: Polska Konferencja Sedymentologiczna – POKOS 4: 57.

Madarás J., Hók J., Siman P., Bezák V., Ledru P., Lexa O., 1996. Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 3–4: 179–183.

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.

Maheľ M., 1964. Tektonika bradlového pásma a prilehlých oblastí. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Maheľ M., 1969. Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch (Faults and their Role in the Mesozoic of the Inner Carpathians). Geologické Práce, 47: 7–30.

Maheľ M. (red.), 1973: Tectonic map of the Carpathian – Balkan mountain system and adjacent areas 1:1,000,000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, UNESCO, Paris.

Maheľ M., 1978. Manín tectonic unit; relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 29: 197–214.

Maheľ M., 1980. The Peri-klippen zone: nearer characterization and significance. Mineralia Slovaca, 12: 193–207.

Maheľ M., 1981. Island character of the Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 32: 293–305.

Maheľ M., 1983a. Proposal of the new tectonic nomenclature of basic tectonic elements in the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 15: 559–565.

Maheľ M., 1983b. Krížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit. Mineralia Slovaca, 15: 193–216.

Maheľ M., 1986. Geologická stavba československých Karpát. 1 – Paleoalpínske jednotky. VEDA, Bratislava.

Maheľ M., 1989. Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. Mineralia Slovaca, 21: 99–108.

Majorowicz J., 1977. Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonicznych i hydrogeotermalnych. Przegląd Geologiczny, 25: 135–143.

Makowska A., 2003. Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi. Instytut Geodezji i Kartografii, Seria Monograficzna, 6: 1–201.

Makowska A., Jaroszewski W., 1987. O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. Przegląd Geologiczny, 10: 506–512.

Malata T., Żytko K. (red.), 2006. Kuźmina 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 110: 1–65.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Środa P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczyński E., Majdański M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Maluski H., Rajlich P., Matte Ph., 1993. ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Central Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics, 223: 313–337.

Małecka D., 1981. Hydrogeologia Podhala. Ser. Spec., 14. Wydaw. Geol., Warszawa.

Małecka D., Małecki J., 1995. Fizyczno-chemiczna charakterystyka wód termalnych Antołówki w świetle badań stacjonarnych. Współczesne Problemy Hydrogeologii, 7: 299–315.

Małkowski S., 1921. Les andesites des environs de Piénines. Travaux du Service Géologique de Pologne, 1: 3–67.

Małkowski S., 1958. Volcanic processes in the geologic history of the Pieniny Mts area. Prace Muzeum Ziemi, 1: 11–55.

Mandl G.W., Ondrejičková A., 1991. Über eine triadische Tiefwasser Fazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 134: 309–318.

Mandl G.W., Ondrejičková A., 1993. Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 841–871.

Marko F., 2015. Do we need the orogeny-parallel dextral strike-slips during the Miocene tectonic evolution of the Western Carpathians? Mineralia Slovaca, 47: 91–96.

Marko F., Vojtko R., Plašienka D., Sliva Ľ., Jablonský J., Reichwalder P., Starek D., 2005. A contribution to the tectonics of the Periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 11: 37–43.

Margielewski W., Jankowski L., 2024. Dunajec River Gorge Through the Pieniny Mountains. *W*: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 315–324. Springer, World Geomorphological Landscapes series.

Marroni M., Molli G., Montanini A., Ottria G., Pandolfi L., Tribuzio R., 2002. The external Ligurian units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence of a fossil ocean-continent transition zone. Ofioliti, 27: 119–131.

Martinez C., Chiarella D., Jackson C.A.-L., Rennie H., Scarselli N., 2024. Syn-rift tectono-stratigraphic development of the Thebe-0 fault system, Exmouth Plateau, offshore NW Australia: The role of fault-scarp degradation. Basin Research, 36, e12842.

Márton E., 2020. Last scene in the large scale rotations of the Western Carpathians as reflected in paleomagnetic constraints. Geology, Geophysics & Environment, 46: 109–133.

Márton E., Fodor L., 1995. Combintaion of palaeomagnetic and stress data – a case study from North Hungary. Tectonophysics, 242: 99–114.

Márton E., Mastella L., Tokarski A.K., 1999. Large counterclockwise rotation of the Central Paleogene Flysch – evidence from paleomagnetic investigations of the Podhale Flysch (Poland). Physics and Chemistry of the Earth, A, 24: 645–649.

Márton E., Rauch-Włodarska M., Krejčí O., Tokarski A.K., Bubík M., 2009a. An integrated palaeomagnetic and AMS study of the Tertiary flysch from the Outer Western Carpathians. Geophysical Journal International, 177: 925–940.

Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: evidence for general

Literatura

CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. Tectonophysics, 592: 1–13.
Márton E., Grabowski J., Tokarski A.K., Túnyi I., 2016. Palaeomagnetic results from the fold and thrust belt of the Western Carpathians: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 425: 7–36.
Márton E., Tokarski A.K., Halász D., 2004. Late Miocene counterclockwise rotation of the Pieniny andesites at the contact of the Inner and Outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 55: 411–419.
Márton E., Madzin J., Plašienka D., Grabowski J., Bučova J., Aubrecht R., Putiš M., 2020. New paleomagnetic constraints for the large-scale displacement of the Hronic nappe system of the Central Western Carpathians. Journal of Geodynamics, 141–142, 101796.
Marschalko R., 1968. Facies, distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of Central West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 19: 69–94.
Marschalko R., 1986. Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. VEDA, Bratislava.
Marschalko R., Kysela J., 1980. Geology and sedimentology of the Klippen Belt and Manín Unit between Žilina and Považská Bystrica. Západné Karpaty, séria Geológia, 6: 7–79.
Marschalko R., Rakús M., 1997. Development of the Cretaceous flysch in the Klape unit and the recyclicity problem of the clastic material. *W*: Alpine Evolution of the Western Carpathians and Related Areas (red. D. Plašienka i in.): 71–78. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2020. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. Journal of the Geological Society, London, 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.
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 (rejon Sieniawa - Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 54: 333–342.
Mastella L., 1975. Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 45: 361–401.
Mastella L., 1988, Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 53–174.
Mastella L., Mizerski W., 1977. Uwagi o budowie południowo-zachodniej części Podhala. Przegląd Geologiczny, 10: 494–498.
Mastella L., Ozimkowski W., 1979. Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. Przegląd Geologiczny, 27: 387–393.
Mastella L., Ozimkowski W., Szczęsny R., 1988. Tectonics of the northern Podhale Flysch. Przegląd Geologiczny, 36: 566–572.
Mastella L., Rybak-Ostrowska B., 2012. Tectonic control of tufa occurrences in the Podhale Synclinorium (Central Western Carpathians, southern Poland). Geological Quarterly, 56: 733–744.
Mastella L., Konon A., Mardal T., 1996. Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. Przegląd Geologiczny, 44: 1189–1194.
Mastella L., Ludwiniak M., Klimkiewicz D., 2012. Budowa geologiczna doliny Białego Dunajca. Przegląd Geologiczny, 60: 496–505.
Mastella L., Zuchiewicz W., 2000. Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. Geological Quarterly, 44: 377–390.
Matýsek D., Jirásek J., Skupien P., Thomson S.N., 2018. The Žermanice sill: new insights into the mineralogy, petrology, age, and origin of the teschenite association rocks in the Western Carpathians, Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 107: 2553–2574.
Mazur S., Mikołajczak 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.
Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2010, Low-T thermochronometric evidence for post–thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus Geoscience, 342: 162–169.
Melinte-Dobrinescu M-C., Jipa D.C., 2007. Stratigrpahy of the Lower Cretaceous sediments from the Carpathian Bend area, Romania. Acta Geologica Sinica, 81: 949–956.
Mello J., 1979. Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika. Mineralia Slovaca, 11: 279–281.
Mello J., Wieczorek J., 1993. Choćsky prikrov (Hronicum). *W*: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50,000 (red. J. Nemćok): 50–57. Geologicki Ustav Dioniza Štura, Bratislava.
Michalík J., 1984. Some remarks on developmental and structural interpretation of the north-western part of the Malé Karpaty Mts. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 35: 489–504.
Michalík J., 1997. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29, 359.
Michalík J., 1994. Notes on paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. Mitteilungen der Österreichischen GeologischenGesellschaft, 86: 101–111.
Michalík J., 2007. Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central Western Carpathians). Geologica Carpathica, 58: 443–453.
Michalík J., Gaździcki A., 1980. Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? Przegląd Geologiczny, 28: 616–619.
Michalík J., Vašíček Z., Borza V., 1990a. K stratigrafii hraničných jursko–kriedových súvrství v doline Hlboč (Vysocká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). Knihovnička Zemného Plynu a Nafty, 9a: 183–204.
Michalík J., Soták J., Baráth I., Vašíček Z., 1990b. Remarks to the lithology, stratigraphy and biofacies of the Muráň Limestone Formation, its position both in the Lower Cretaceous sequence and in the West Carpathian sedimentary area. *W*: Sedimentological problems of the Western Carpathians. Konferencja: 31–43.
Michalík J., Masaryk P., Lintnerová O., Papšová J., Jendrejáková O., Reháková D., 1992. Sedimentology and facies of a storm–dominated Triassic carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geologica Carpathica, 43: 213–260.
Michalík J., Vašíček Z., Borza V., 1993. The Upper Jurassic–Lower Cretaceous biostratigraphy and microfacies of a basin sequence in the Krížna Nappe of the Fatric (Zrázy section near Dolná Poruba, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians). Geologické Práce, Správy, 97: 105–112.
Michalík J., Reháková D., Jablonský J., 1996. Geodynamic setting of fluxoturbidites in West Carpathian Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary basins. Slovak Geological Magazine, 3–4: 325–329.
Miclaus C., Loiacono F., Puglisi D., Baciu D.S., 2009. Eocene-Oligocene sedimentation in the external areas of the Moldavide Basin (Marginal Folds Nappe, Eastern Carpathians, Romania): sedimentological, paleontological and petrographic approaches. Geologica Carpathica, 60: 397–417.
Milovský R., 1997. Rauhwackes and their importance in the thrust tectonics (Case studies from Muráň, Silica Drienok Choč and Krížna Nappe). *W*: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Dionýz Štúr Publishers, Bratislava
Milovský R., Hurai V., Plašienka D., Biroň A., 2003. Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclasites of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). Geodinamica Acta, 16: 1–20.
Minár J., Bielik M., Kováč M., Plašienka D., Barka I., Stankoviansky M., Zeyen H., 2011. New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: an approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. Tectonophysics, 502: 158–174.
Mišík M., 1992. Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. Západné Karpaty, séria Geológia, 16: 47–64.
Mišík M., 1994. The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic–Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): an example of a pelagic swell. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 133–140.
Mišík M., 1996. O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. Mineralia Slovaca, 28: 73–75.
Mišík M., Marschalko R., 1988. Exotic conglomerates in flysch sequences: examples from the West Carpathians. Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série, 154: 95–113.
Mišík M., Reháková D., 2004. Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. Veda, Bratislava.
Mišík M., Sýkora M., 1981. Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. Západné Karpaty, séria Geológia, 7: 7–111.
Mišík M., Mock R., Sýkora M., 1977. Die Trias der Klippen-Zone der Karpaten. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 28: 27–69.
Mišík M., Jablonský J., Fejdi P., Sýkora M., 1980. Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 12: 209–228.
Mišík M., Jablonský J., Mock R., Sýkora M., 1981. Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comeniae, Geologica, 37: 5–55.
Mišík M., Sýkora M., Mock R., Jablonský J., 1991c. Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from neopienninic exotic ridge. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, 46: 9–101.
Mišík M., Sýkora M., Jablonský J., 1991a. Strihovské zlepence a juhomagurská kordiléra. Západné Karpaty, séria Geológia, 14: 7–72.
Mišík M., Jablonský J., Ožvoldová L., Halásová E., 1991b. Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 42: 341–360.
Mizerski W., 2019. Geologia Europy. PWN Warszawa.
Mock R., 1978. Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. *W:* Paleogeographical evolution of the West Carpathians (red. J. Vozar): 321–231. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Mojzeš M., Papčo J., 2004. The analysis of GPS measurements in Tatra Mountain. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 135: 115–124.
Moretti I., Royden L., 1988. Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly deflected continental lithosphere: Adriatic and Ionian Seas. Tectonics, 7: 875–893.
Morgiel J., Sikora W., 1972. Utwory paleogeńskie w jednostce zlatniańskiej (Pieniński Pas Skałkowy – na zachód od Białego Dunajca). Kwartalnik Geologiczny, 16: 1053–1055.
Morgiel J., Sikora W., 1973. Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w Pienińskim Pasie Skałkowym w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 640–642.

Literatura

Morgiel J., Sikora W., 1975. Upper Cretaceous and Palaeogene of Zlatne Unit in the Pieniny Klippen Belt. *W*: Proceedings of the Xth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Tectonics: 254–261.

Morozewicz K., 1914. Über die Tatragranite. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 39: 289–345.

Mořkovský M., Novák J., Lukášová R., 1992. Geophysical prospecting for hydrocarbons in the Intracarpathian Paleogene and in the East Slovak Flysch Belt. Sborník Geologických Věd, Užitá Geofyzika, 25: 9–48.

Moryc W., 1995. Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat. Nafta - Gaz, 51: 181–195.

Munteanu M., Tatu M., 2003. The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic amalgamation of Gondwana and East European Craton–derived Terranes. Gondwana Research, 6: 185–196.

Moussallam Y., Schneider D. A., Janák M., Thöni M., Holm D.K., 2012. Heterogeneous extrusion and exhumation of deep-crustal Variscan assembly: Geochronology of the Western Tatra Mountains, northern Slovakia. Lithos, 144–145: 88–108.

Murovskaya A., Hnylko O., Makarenko I., Savchenko O., Kitchka A., Verpakhovska O., Legostaeva O., 2025. Review and updates of the lithosphere structure and geodynamic evolution of the Neogene Transcarpathian Basin and its substratum (Ukraine). The Geological Society London, Special Publication, 255.

Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., Di Biase D., Cavanna G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20: 733–755.

Myśliwiec M., 2004. Mioceńskie skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny 52: 581–592.

Nagy A., 1993. Litológia a stratygrafia neogénnych sedimentov Oravskiej kotliny. *W*: Geológia juźnej a východnej Oravy (red. P. Gross): 117–121. Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nagy A., Vass D., Petrik F., Pereszlényi M., 1996. Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investiagtions and organic matter alteration studies. Slovak Geological Magazine, 1: 49–58.

Nagymarosy A., Báldi-Béke M., 1993. The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. Tectonophysics, 226: 457–470.

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., 2015. 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., Pańczyk M., Malata T., Dziadzio P.S., Balicki L., Derkowski P., 2024. Insight into Oligocene–Early Miocene palaeogeography of the Carpathians in poland: first cycle and recycled detrital zircon provenance in the Menilite and Krosno formations. Journal of the Geological Society, London, 181, jgs2023–124.

Nehyba S., Gilíková H., Petrová P.T., Otava J., Skácelová Z., 2019. Evolution of a sedimentary infill of a palaeovalley at a distal margin of the peripheral foreland basin. Geological Quarterly, 63: 319–344.

Nehyba S., Opletal V., Holcová K., Scheiner F., Ackerman L., Rejsek J., 2022. The return of the Ivan Canyon, a large Neogene canyon in the Alpine-Carpathian Foredeep. Marine and Petroleum Geology: 144, 105808.

Nejbert K., Jurewicz E., Macdonald R., 2012. Potassium-rich magmatism in the Western Outer Carpathians: Magma genesis in the transitional zone between the European Plate and Carpathian-Pannonian region. Lithos, 146–147: 34–47.

Nemčok J., 1990. Geologická mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok J., Kullmanová A., Ďurkovič T., 1989. Vývoj a stratigrafické postavenie gregorianskych brekcií bradlového pásma na východnom Slovensku. Geologické Práce, Správy, 89: 11–37.

Nemčok J. (red.), Zakovič M., Gašpariková V., Ďurkovič T., Snopková P., Vrana K., Hanzel V., 1990. Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemćok J.,Wieczorek J., Zelman J., 1993 Tatrikum. *W*: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50 000 (red. J. Nemćok): 25–35. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok J., Bezák V., Biely A., Gorek A., Gross P., Halouzka R., Janák M., Kahan Š., Kotański Z., Lefeld J., Mello J., Reichwalder P., Rączkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1994. Geological Map of the Tatra Mountains, scale 1:50,000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok M., 1993. Transition from convergence to escape: Field evidence from the West Carpathians. Tectonophysics, 217: 117–142.

Nemčok M., Kantor J., 1990. Pohybová štúdia vybranej oblasti jednotky Velkého Boku. Regionálna Geológia Západných Karpát: Správy o vyskumoch. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok M., Nemčok J., 1994. Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Tectonophysics, 239: 81–109.

Nemčok M., Pospíšil L., Lexa J., Donelick R.A., 1998a. Tertiary subduction and slab break-off model for the Carpathian–Pannonian region. Tectonophysics, 295: 307–340.

Nemčok M., Houghton J.J., Coward M.P., 1998b. Strain partitioning along the western margin of the Carpathians. Tectonophysics, 292: 119–143.

Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., Franklin Keith Jr J., 2000. Results of 2D balancing along 20° and 12°30' longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. Geologica Carpathica, 51: 281–300.

Nemčok M., Schamel S., Gayer R., 2005. Thrustbelts – Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems. Cambridge University Press.

Nemčok M., Krzywiec P., Wojtaszek M., Ludhova L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2006a. Tertiary development of the Polish and eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: Insight from balanced cross-sections. Geologica Carpathica, 57: 355–370.

Nemčok M., Pogácsás G., Pospíšil L., 2006b. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian Region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 84: 743–766.

Németh Z., Radvanec M., Gazdačko Ľ., Kobulský J., 2012. Variscan tectonic setting vs. Alpine overprint in Gemericum (Inner Western Carpathians): their role in the recent distribution of tectonic units in the eastern part of the territory as expressed in significant localities. Mineralia Slovaca, Appendix Geovestník, 44: 8–15.

Nescieruk P., Wójcik A., Malata T., Aleksandrowski P., 2007. Tektoniczne struktury deformacyjne w iłach krakowieckich sarmatu w Wylewie k. Sieniawy (zapadlisko przedkarpackie): świadectwo młodej przesuwczej aktywności podłoża miocenu. Przegląd Geologiczny, 55: 690–698.

Neubauer F., 1988. Structural evolution of the Renfeld-Mugel area and Gleinalm crystalline complex (Eastern Alps). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 42: 5–137.

Neubauer F., Vozárová A., 1990. The Noetsch–Veitsch–North Gemeric zone of Alps and Carpathians: Correlation, paleogeography and significance for Variscan orogeny. *W*: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (red. D. Minaříková, H. Lobitzer): 167–171. Fed. Geol. Surv., Vienna; Geol. Surv., Prague.

Neubauer F., Handler R., Hermann S., Paulus G., 1994. Revised lithostratigraphy and structure of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 61–74.

Neubauer F., Dallmeyer R.D., Dunkl I., Schirnik D., 1995. Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. Tectonophysics, 242: 79–98.

Neubauer F., Genser J., Handler R., 2000. The Eastern Alps: result of a two-stage collision process. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 117–134.

Neubauer F., Liu Y., Dong Y., Chang R., Genser J., Yuan S., 2022. Pre-Alpine tectonic evolution of the Eastern Alps: from Prototethys to Paleotethys. Earth-Science Reviews, 226, 103923.

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 PAN, 82: 1–65.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce, 1927, 1–160. Kraków.

Nowak W., 1973. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Jura. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik: 389–401, 464–467. Wydaw. Geol., Warszawa.

Nunn J.A., Czerniak M., Pilger R.H., 1987. Constrains on the structure of Brooks Range and Colville Basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis. Tectonics, 6: 603–617.

Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. Annales Societatis Geologorum Poloniae 67: 325–337.

Oszast J., Stuchlik L., 1977. The Neogene vegetation of the Podhale (West Carpathians, Poland). Acta Palaeobotanica, 18: 45–86.

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: 1–18.

Oszczypko N., 1999a. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 160–163.

Oszczypko N., 1999b. Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 209–229.

Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.

Oszczypko N., 2006a. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 50: 169–194.

Oszczypko N., 2006b. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 396–403.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of the Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. Acta Geologica Polonica, 53: 101–122.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2009. Stages in the Magura Basin: a case study of the Polish sector (Western Carpathians). Geodinamica Acta, 22: 83–100.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and Early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Carpathians). Acta Geologica Polonica, 60: 317–348.

Literatura

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 (Outer Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 58: 737–758.

Oszczypko N., Salata D., 2005. Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. Acta Geologica Polonica, 55: 237–267.

Oszczypko N., Ślączka A., 1985. An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins of the Carpathian Foredeep. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 55–75.

Oszczypko N., Ślączka A., 1989. The evolution of the Miocene Basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. Geologica Carpathica, 40: 23–36.

Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Menčik E., Dvořák J., Matějovska 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. Nemčok). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

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., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Krobicki M., 2005a. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). Acta Geologica Hungarica, 48: 259–282.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Marko F., 2005b. 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., Ślączka A., Żytko K., 2008a. Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. Przegląd Geologiczny, 56: 927–935.

Oszczypko N., Golonka J., Malata E., 2008b. Odpowiedź na głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 56: 221–224.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt – a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and the Biała Woda (Poland) sections. Geological Quarterly, 56: 629–648.

Oszczypko N., Ślączka A., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2015. Where was the Magura Ocean? Acta Geologica Polonica, 65: 319–344.

Oszczypko N., Salata D., Konečný P., 2016. Age and provenance of mica-schist pebbles from the Eocene conglomerates of the Tylicz and Krynica Zone (Magura Nappe, Outer Flysch Carpathians). Geologica Carpathica, 67: 257–271.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M.,Olszewska B., 2020. Geological setting and lithological inventory of the Czarna Woda conglomerates (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Acta Geologica Polonica, 70: 397–418.

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., Oszczypko N., Piecuch A., Sotak J., Boratyn J., 2018. The Early Miocene residua flysch basin at the front of the Central western Carpathians and its palaeogeographic implications (Magura Nappe, Poland). Geological Quarterly, 62: 597–619.

Ozimkowski W., 1978. Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. Przegląd Geologiczny, 6: 306–311.

Ozimkowski W., 1991. Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. Biuletyn Geologiczny UW, 32: 93–119.

Pánek T., Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Břežný M., Škarpich V., Zondervan A., 2016. Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). Catena, 138: 52–67.

Pánek T., Minár J., Vitovič L., Břežný M., 2020. Post-LGM faulting in Central Europe: LiDAR detection of the >50 km-long Sub-Tatra fault, Western Carpathians. Geomorphology, 364, 107248.

Papčo J., 2009. Monitorovanie deformácií zemskej kôry vo vysokohorskom prostredí. [rozpr. doktor.], Bratislava, 1–118.

Papiernik A.B., 2011. Structural map of the top of Miocene in the western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki): 93–107. The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology.

Passendorfer E., 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego. Acta Geologica Polonica, 8: 451–473.

Passendorfer E., 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 259–271.

Passendorfer E., 1978a. Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. Prace Muzeum Ziemi, Prace Geologiczne, 28: 3–33.

Passendorfer E., 1978b. Jak powstały Tatry. Wydaw. Geol., Warszawa.

Passendorfer E., 1983. Jak powstały Tatry? Wydaw. Geol., Warszawa.

Passendorfer E., Roniewicz P., 1963. Additional notes on an Eocene Island in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 13: 1–12.

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., 1915. Z morfologii Pienińskiego Pasa Skałek. Kosmos 40: 111–140.

Pečeňa Ľ., Vojtko R., 2011. Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty). Mineralia Slovaca, 43: 19–30.

Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Seghedi I., Balogh K., Konečný V., Zelenka T., Kovacs M., Póka T., Fülöp A., Márton E., Panaiotu C., Cvetković V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. Geologica Carpathica, 57: 511–530.

Pelech O., Hók J., Havrila M., Pešková I., 2016. Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 8: 43–58.

Pelech O., Hók J., 2024. Structural evolution of the Selec Block in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians) and the Infratatric issue. Mineralia Slovaca, 56: 51–70.

Pelech O., Teťák F., 2022. Brief description of Geology of Western Carpathians. *W*: 21st Slovak–Czech–Polish Paleontological Conference: 34–51.

Pelikán P. (red.), Budai T., Less Gy., Kovács S., Pentelényi L., Sásdi L., 2005. Geology of the Bükk Mountains (with map 1:50.000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Perski Z., 2008. Współczesna aktywność tektoniczna Tatr i Podhala w świetle wyników badań satelitarnej interferometrii radarowej InSAR i PSInSAR. Przegląd Geologiczny, 56: 1082–1086.

Peryt T.M., 2006. Sedymentacja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpackim. Przegląd Geologiczny, 54: 438–444.

Petrík I., Nabelek P., Janák M., Plašienka D., 2003. Conditions of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). Journal of Petrology, 44: 901–927.

Petrík I., Reichwalder P., 1996. Pseudotachylyte from the High Tatra Mts. Mineralogical Society of Poland – Spec. Paper, 7: 61–64.

Petrík I., Nabelek P., Janák M., Plašienka D., 2003. Condition of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). Journal of Petrology, 44: 901–927.

Pešková I., Hók J., Potfaj M., Vojtko R., 2012. Štruktúrna interpretácia varínskeho a oravského úseku bradlového pásma. Geologické práce, Správy, 120: 51–64.

Picha F.J., Stráník Z., Krejčí O., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. AAPG Memoir, 84: 49–175.

Pin C., Bouvier A., Aleksandrowski P., 2004. Major trace element and Sr-Nd Isotope Data on Neogene andesitic rocks from the Pieniny Klippen Belt (southern Poland) and geodynamic inferences. Mineralogical Society of Poland – Special Paper, 24: 323–328.

Piotrowska K., 1996. Deformacja tektoniczna w granitoidzie Polskich Tatr Wysokich. Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek, Nauki o Ziemi, 1: 61–67.

Piotrowska K., 2009. Szczegółowa Mapa Geologczna Polski (1:50 000); 1060 – Tatry Zachodnie (M-34-100-B). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piotrowska K., Wójcik A., 2008. Kartografia geologiczna Tatr. Przegląd Geologiczny, 56: 1069–1078.

Piotrowski J., 1978. Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. Studia Geologica Polonica, 55: 1–80.

Plašienka D., 1987. Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. Mineralia Slovaca, 19: 217–230.

Plašienka D., 1990. Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians. Mineralia Slovaca, 22, 5562 (in Slovak with English summary).

Plašienka D., 1991. Mesozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Central Western Carpathians – a tentative model. Mineralia Slovaca, 23: 447–457.

Plašienka D., 1995a. Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geologische Rundschau, 84: 748–760.

Plašienka D., 1995b. Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. Geologica Carpathica, 46: 101–112.

Plašienka D., 1995c. Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. Mineralia Slovaca, 27: 179–192.

Plašienka D., 1995d. Cleavages and folds in changing tectonic regimes: the Veľký Bok Mesozoic cover unit of the Veporicum (Nízke Tatry Mts.,

Literatura

Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 2/95: 97–113.

Plašienka D., 1996. Kryptické chrbty, alebo kolízne orogénne pásma? Odpoveď na diskusný príspevok M. Mišíka. Mineralia Slovaca, 28, 75–79.

Plašienka D., 1997. Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). Geologica Carpathica, 48: 99–111.

Plašienka D., 1998. Paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 107–130. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Plašienka D., 1999a. Definition and correlation of tectonic units with a special reference to some Central Western Carpathian examples. Mineralia Slovaca, 31: 3–16.

Plašienka D., 1999b. Tectonochronology and paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. Veda, Bratislava.

Plašienka D., 2003a. Development of basement–involved fold and thrust structures exemplified by the Tatric-Fatric-Veporic nappe system of the Western Carpathians. Geodinamica Acta, 16: 21–38.

Plašienka D., 2003b. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94: 79–98.

Plašienka D., 2011. The Pieniny Klippen Belt – structure, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku: 39–44.

Plašienka D., 2012a. 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., 2012b. Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). Mineralia Slovaca, 44: 1–16.

Plašienka D., 2018a. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: How large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. Tectonics, 37: 2029–2079.

Plašienka D., 2018b. The Carpathian Klippen Belt and types of its klippen – an attempt at a genetic classification. Mineralia Slovaca, 50: 1–24.

Plašienka D., 2019. Linkage of the Manín and Klape units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians: balancing the ambiguity. Geologica Carpathica, 70: 35–61.

Plašienka D., 2022. Náčrt geologickej stavby slovenských Pienin. *W*: Vlastivedný zborník Spiš 11 (red. Z. Krempaská, M. Števík): 255–273. Múzeum Spiša, Spišská Nová Ves.

Plašienka D., Mikuš M., 2010. Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. Mineralia Slovaca, 42: 155–178.

Plašienka D., Ožvoldová L., 1996. New data about the age of radiolarites from the Belice Unit (Považský Inovec Mts., Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 1/96: 21–26.

Plašienka D., Prokešová R., 1996. Towards an evolutionary tectonic model of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 3–4/97: 279–286.

Plašienka D., Soták J., 1996. Rauhwackized carbonate tectonic breccias in the West Carpathian nappe edifice: introductory remarks and preliminary results. Slovak Geological Magazine, 3–4: 287–291.

Plašienka D., Soták J., 2015. Evolution of Late Cretaceous–Palaeogene synorogenic 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., Michalík J., Gross P., Putiš M., 1991. Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geologica Carpathica, 42: 195–208.

Plašienka D., Marschalko R., Soták J., Uher P., Peterčáková M., 1994. Pôvod a štruktúrne postavenie vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: litostratigrafia a sedimentológia. Mineralia Slovaca, 26: 311–334.

Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Kováč M., Hovorka D., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula i in.). Mineralia Slovaca, Monograph.

Plašienka D., Soták J., Prokešová R., 1998. Structural profiles across the Šambron–Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. Mineralia Slovaca, 29: 173–184.

Plašienka D., Janák M., Lupták B., Milovský R., Frey M., 1999. Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic Unit of the Western Carpathians. Physics and Chemistry of the Earth (A), 24: 651–658.

Plašienka D., Sýkora M., Aubrecht R., Krobicki M., Józsa Š., 2010. Reinterpretation of the lithostratigraphy and tectonic position of the Mariková Klippen (Middle Váh Valley, western Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 2: 1–9.

Plašienka D., Soták J., Jamrichová M., Halásová E., Pivko D., Józsa Š., Madzin J., Mikuš V., 2012. Structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt demonstrated along a section between Jarabina and Litmanová villages in Eastern Slovakia. Mineralia Slovaca, 44: 17–38.

Plašienka D., Józsa Š., Gedl P., Madzin J., 2013. Fault contact of the Pieniny Klippen Belt with the Central Carpathian Paleogene Basin (Western Carpathians): new data from a unique temporary exposure in Ľutina village (Eastern Slovakia). Geologica Carpathica, 64: 165–168.

Plašienka D., Michalík J., Soták J., Aubrecht R., 2017. Discussion of „Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. Geological Magazine, 154: 187–192.

Plašienka D., Méres Š., Ivan P., Sýkora M., Soták J., Lačný A., Aubrecht R., Bellová S., Potočný T., 2019. Meliatic blueschists and their detritus in Cretaceous sediments: new data constraining tectonic evolution of the West Carpathians. Swiss Journal of Geosciences, 112: 55–81.

Plašienka D., Bučová J., Šimonová V., 2020. Variable structural styles and tectonic evolution of an ancient backstop boundary – the Pieniny Klippen Belt of the Western Carpathians. International Journal of Earth Sciences, 109: 1355–1376.

Plašienka D., Aubrecht R., Bezák V., Bielik M., Broska I., Bučová 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., Potočný T., Schlögl J., Soták J., Suan G., Šamajová L., Šimonová V., Teťák F., Vozár J., 2021. Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia). Comenius University, Bratislava.

Platt N.H., MacLellan A., Morgan R.K., Armstrong A.J., Arzola R.G., 2024. Footwall uplift and erosion during Jurassic rifting: Scott and Telford fields, Outer Moray Firth, UK Central North Sea. Petroleum Geoscience, 30.

Plewa S., 1994. Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydaw. CPPGSMiE PAN. Kraków.

Polák M., Bujnovský A., 1979. The Lučivná formation. Geol. Práce, Správy, 73, 61–70.

Polák M., Ondrejčkova A., Wieczorek J., 1988. Lithostratigraphy of the Zdiar Formation of the Krizna Nappe (Tatry Mts.). Slovak Geological Magazine, 4: 35–52.

Polák M., Potfaj M., Filo I., Broska I., Kohút M., Mello J., Bezák V., Teťák F., Gross P., Biely A., Rakús M., Hók J., Vozár J., Nagy A., Maglay J., 2008. Prehľadná Geologická Mapa Slovenskej Republiky 1:200 000, mapový list 26 – Žilina. Ministerstvo Životného Prostredia Slovenskej Republiky, Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

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

Poller U., Janák M., Kohút 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., Uher P., Broska I., Plašienka D., Janák M., 2002. First Permian–Early Triassic zircon ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. Terra Nova, 14: 41–48.

Połtowicz S., 1962. Outline of the tectonic structure of the bay of Gdów. Bulletin de L'Academie Polonaise des SciencesBull. Acad. Pol. sc., Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 10: 53–60.

Połtowicz S., 1963. Utwory solonośne w otworze Pogórska Wola w okolicy Tarnowa. Kwartalnik Geologiczny, 7: 431–437.

Połtowicz S., 2004. Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat polskich. Geologia, 30: 85–120.

Pomianowski P., 1995. Structure of the Orava Basin in the light of selected geophysical data. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 67–80.

Pomianowski P., 1988. Anomalie termiczne nad strefą kontaktową pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim. Przegląd Geologiczny, 36: 94–97.

Pomianowski P., 2003. Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. Przegląd Geologiczny, 51: 498–506.

Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., 2002, Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. Przegląd Geologiczny, 50: 1092–1108.

Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., Słomka T., Golonka J., Krobicki M., 2006. Analiza tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych jako wskaźnik aktywności tektonicznej ich obszarow źródłowych. Przegląd Geologiczny, 54: 878–887.

Poprawa P., Krobicki M., Nejbert K., Armstrong R., Pecskay Z., 2013. Egzotyki skał magmowych ze żwirowców ilastych kredy i paleocenu pienińskiego pasa skałkowego – nowe dane geochemiczne i geochronologiczne (U-Pb SHRIMP i K/Ar). *W*: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5'2013, Głębokomorska sedymentacja fliszowa, Sedymentologiczne aspekty historii basenów karpackich: 211–214.

Poprawa P., Krobicki M., Nejbert K., Krzemińska E., Armstrong R., Pecskay Z., 2023. U-Pb and K-Ar geochronology of the subvolcanic rock pebbles from the Cretaceous and Paleogene gravelstones and conglomerates of the Pieniny Klippen belt (Carpathians; Poland, Slovakia) – relevance for tectonic evolution and palaeogeography. Geotourism, 1–2: 58.

Porębski S., 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.

Porębski Sz.J., Warchoł M., 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknalnychi klinoform deltowych dla interpretacji sedymentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 421-429.

Literatura

Porzucek S., Łój M., Golonka J., 2023. Lineaments in the Gravity Image of the Border Zone between the Central and Outer Carpathians. Minerals, 13, 995.

Pospíšil L., Bezák V., Nemčok M., Feranec J., Vass D., Obernauer D., 1989. The Muraň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 21: 305–322.

Pospíšil L., Švábenský O., Weigel J., 2013. Movement tendencies in the Moravia region: kinematical model. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 10: 307–321.

Potfaj M., 1993. Position and role of the Biele Karpaty Unit in the Flysch zone of the West Carpathians. Geologické práce, Správy, 98: 55–78.

Potfaj M., 1998. Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 143–154. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.

Potočný T., Méres Š., Plašienka D., 2020. Geological structure and tectonometamorphicevolution of the Veporic-Gemeric contact zone constrained by the monazite age data (Slavošovce–Štítnik area, Western Carpathians, Slovakia). Mineralia Slovaca, 52: 83–102.

Potočný T., Jeřábek P., Plašienka D., 2023. Subduction – exhumation cycle recorded by calcite deformation microstructures: blueschist-facies metacarbonates and kinematic implications for deformation of the Meliata Unit (West Carpathians). International Journal of Earth Sciences, 112: 2097–2117.

Poul I., Melichar R., Janečka J., 2011. Thrust tectonics of the Upper Jurassic limestones in the Pavlov Hills (Outer Western Carpathians, Czech Republic). Geological Society, London, Special Publications, 349: 237–248.

Pożaryski W. (red.), 1979. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych (Karpaty bez utworów czwartorzędowych) 1:1 000 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Preece C.M., 1979. Cavitation Erosion. *W*: Treatise on Materials Science and Technology, 16 „Erosion": 249–308. Academic Press; New York.

Prokešová R., Plašienka D., Milovský R., 2012. Structural pattern and emplacement mechanisms of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 63: 13–32.

Pszczółkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian-Beriassian 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 Tatrna tle stratygrafii kalpionellidowej. Przegląd Geologiczny, 51: 987–994.

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 Mountains, Poland). Geological Quarterly, 60: 893–918.

Putiš M., 1992. Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geologica Carpathica, 43: 369–380.

Putiš M., Gawlick H.-J., Frisch W., Sulák M., 2008. Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatric unit. International Journal of Earth Sciences, 97: 799–819.

Putiš M., Frank W., Plašienka D., Siman P., Sulák M., Biroň A., 2009. Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: constrained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas. Geodinamica Acta, 22: 31–56.

Putiš M., Soták J., Li Q-L., Ondrejka M., Li X-H., Hu Z., Ling X., Nemec O., Németh Z., Ružička P., 2019a. Origin and age determination of the Neotethys Meliata Basin ophiolite fragments in the Late Jurassic–Early Cretaceous Accretionary Wedge Mélange (Inner West Carpathians, Slovakia). Minerals, 9, 652.

Putiš M., Danišík M., Siman P., Nemec O., Tomek Č., Ružička P., 2019b. Cretaceous and Eocene tectono-thermal events determined in the Inner Western Carpathians orogenic front Infratatricum. Geological Quarterly, 63: 248–274.

Putiš M., Nemec O., Danišík M., Jourdan F., Soták J., Tomek Č., Ružička P., Molnárová A., 2021. Formation of a composite Albian–Eocene orogenic wedge in the Inner Western Carpathians: P-T estimates and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology from structural units. Minerals, 11, 988.

Putiš M., Scherer E., Nemec O., Ackerman L., Ružička P., 2023. Geochemistry, Lu-Hf garnet ages, and P-T conditions of blueschists from the Meliatic and Fatric nappes, Western Carpathians: indicators of Neotethyan subduction. Geosystems and Geoenvironment, 2, 100150.

Quinlan G.M., Beaumont C., 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. Canadian Journal of Earth Sciences, 21: 973–996.

Rabowski F., 1925. Skałki i ich rola w łańcuchu karpackim. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 277–306.

Rabowski F., 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 6: 742–751.

Rabowski F., 1938. Uwagi tyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 1–9.

Rabowski F., 1953. Mapa geologiczna pasma wierchowego Tatr Polskich w skali 1:20 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Rabowski F., 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 86.

Rabowski F., 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. Prace Instytutu Geologicznego, 27: 11–19.

Rabowski F., Goetel W., 1925. Budowa Tatr. Pasmo reglowe. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 189–224

Raciborski M., 1891 (za 1890). Flora retycka w Tatrach. Rozprawy Wydziału Matematyczno–Przyrodniczego Akademii Umiejętności, Ser. 2, 21: 243–260.

Radulescu D.P., Sandulescu M., 1973. The plate tectonic concept and geological structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16: 155–161.

Radwański A., 1959. Struktury litoralne w liasie Doliny Smytniej. Acta Geologica Polonica, 9: 231–280.

Radwański A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierchowego Tatr. Studia Geologica Polonica, 25: 1–146.

Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 19: 1–208.

Radwański Z., 1978. Środowisko sedymentacyjne fliszu formacji sromowieckiej (górna kreda) w pienińskim pasie skałkowym Polski. Studia Geologica Polonica, 57: 7–86.

Rajchel J., Uchman A., 2001, Utwory transgresywnego miocenu na fliszu jednostki skolskiej w Dubiecku. Geologia, 27: 71–87.

Rakús M., Hók J., 2003. Geologická stavba antiklinály Kozla. Mineralia Slovaca, 35: 75–88.

Rakús M., Hók J., 2005. Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. Mineralia Slovaca, 37: 9–26.

Rakús M., Marschalko R., 1997. Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. *W*: Alpine Evolution of the Western Carpathians and Related Areas (red. D. Plašienka i in.): 79–97. Dionýz Štúr Publishers, Bratislava.

Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P., 1991a. Lateral extrusion in the Eastern Alp, Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10: 245–256.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Merle O., 1991b. Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. Tectonics, 10: 257–271.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. Tectonophysics, 226: 471–483.

Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1984. Late Neogene-Quaternary tectonics of the Polish Carpathians in the light of neotectonic mapping. Tectonophysics, 108: 51–69.

Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1985. Neotectonic sections across the Polish Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 33: 307–319.

Reháková D., Šulgan F., Vašíček Z., Michalík J., 1995. Environment, fauna and paleogeographic importance of the Berriasian limestones from the Vigantice tectonic slice in the Outher Western Carpathians. Geologica Carpathica, 46: 53–58.

Reháková D., Matyja B.A., Wierzbowski A., Schlögl J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine). Volumina Jurassica, 9: 61–104.

Reichwalder P., 1982. Structural characteristic of root zones of some nappes in innermost parts of West Carpathians. *W*: Alpine Structural Elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone (red. M. Maheľ): 43–56. Veda, Bratislava.

Ricci-Lucchi F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 105–140.

Richards P., Krantz R.W., 1991. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. Tectonophysics, 188: 117–131.

Roca E., Bessereau G., Jawor E., Kotarba M., Roure F., 1995. Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). Tectonics, 14: 855–873.

Rogoziński B., Krobicki M., 2006. Budowa geologiczna wschodnich stoków masywu Pietrosa w Czarnohorze (Karpaty Ukraińskie). *W*: Czarnohora. Przyroda i Człowiek (red. M. Troll): 17–26. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ.

Roniewicz E., 1974. Rhaetian corals of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 97–116.

Roniewicz P., 1969. Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. Acta Geologica Polonica, 19: 503–608.

Roniewicz P., Westwalewicz E., 1974. Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). Bulletin of the Polish Academy of Sciences-Earth Sciences, 22: 37–43.

Roth Z., Benešová E., Čechovič V., Eliáš M., Hanzlíková E., Chmelík F., Matějka A., Pícha F., 1963. Vysvetlivky k prehladnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000, M-34-XX Trstená. Geofond, Bratislava.

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.

Royden L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *W:* Pannonian Basin (red. L.H. Royden, F. Horvath). AAPG Memoir, 45: 27–48

Literatura

Royden L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics, 12: 629–638.

Royden L.H., 1993b. The tectonic expression of slab-pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12(2): 303–325.

Royden L.H., Baldi T., 1988. Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. AAPG Memoir, 45: 1–16.

Royden L., Karner G.D., 1984. Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for insufficient topographic load. AAPG Bulletin, 68: 704–712.

Rubinkiewicz J., 2007. Fold-thrust-belt geometry and detailed structural evolution of the Silesian nappe – Eastern part of the Polish Outer Carpathians (Bieszczady Mts.). Acta Geologica Polonica, 57: 479–508.

Rubinkiewicz J., Ludwiniak M., 2005. Fracture and fault development in Werfenian quartzitic sandstones – a case study from the aytochthonous cover of the Tatra Mts. (Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 171–187.

Rudinec R., 1989. Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. Geologické Práce, Správy, 88: 121–126.

Rutkowski J., 1989. Budowa geologiczna regionu Krakowa. Przegląd Geologiczny, 37: 302–308.

Rybak B., 2000. Związek mineralizacji kruszcowej z tektoniką łuski Bystrego (Bieszczady, Karpaty zewnętrzne). Przegląd Geologiczny, 48: 1023–1029.

Ryłko W., Paul Z., 2014. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz 1013 – Lachowice (M-34-75-D). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Ryłko W., Tomaś A., 1999. Obraz skonsolidowanego podłoża Karpat polskich w świetle badań magnetotellurycznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 195–208.

Ryłko W., Tomaś A., 2012. The tectonic setting and origin of the Smilno tectonic window (eastern Slovakia). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449: 185–194.

Sachsenhofer R.F., Kogler A., Polesny H., Strauss P., Wagreich M., 2000. The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). International Journal of Earth Sciences, 89: 415–430.

Săndulescu M., 1988. Cenozoic Tectonic History of the Carpathians. *W*: The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution (red. L.H. Royden, F. Horváth). Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir, 45: 17–25.

Săndulescu M., 2009. The Black Flysch Nappe of the Maramureş East Carpathians – a "Valaisanne–type" tectonic unit? Proceedings of the Romanian Academy, Series B, 1: 45–51.

Săndulescu M., 2012. The Ujgorod tectonic window – a historical comment. Revue Roumaine de Géologie, 56: 71–77.

Săndulescu M., Kräutner H., Borcoş M., Năstăseanu S., Patrulius D., Ştefănescu M., Ghenea C., Lupu M., Savu H., Bercea I., Marinescu F., 1978. Geological map of Romania 1:1,000,000. Inst. Geol. Geophys., Bucharest.

Săndulescu M., Neagu T., Antonescu E., 1982. Contributions à la connaissance des klippes de type pienin de Poiana Botizei (Maramureş). Dari Seama Instutului Geologie si Geofizica, 67: 79–96.

Sawicki L., 1909. Z fizjografii Zachodnich Karpat. Wydawnictwo Towarzystwa dla Popierania Nauki Polskiej, Dz. II.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zuhlke R., Maystrenko Y., Froitzheim N., 2008. Permian to Cretaceous Tectonics. *W:* The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London.

Scheibner E., 1968. The Klippen Belt of the Carpathians. *W*: Regional Geology of Czechoslovakia, Part II Western Carpathians (red. M. Maheľ, T. Buday): 304–371. Academia, Praha.

Schlögl J., Rakús M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Sitár V., Józsa Š., 2004. Beňatina Klippe – lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeontology of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 10: 241–262.

Schlömer A., Hetényi G., Plomerová J., Vecsey L., Bielik M., Bokelmann G., Csicsay K., Czuba W., Fojtíková L., Friederich W., Fuchs F., Grad M., Janik T., Kampfová Exnerová H., Kolínský P., Malinowski S.,Meier T., Mendecki M., Papčo J., Środa P., Szűcs E., Süle B., Timkó M., Gyarmati A., Wéber Z., Wesztergom V., Žlebčíková H., AlpArray-PACASE Working Group, 2024. The Pannonian-Carpathian-Alpine seismic experiment (PACASE): network description and implementation. Acta Geodetica et Geophysica, 59.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97: 93–117.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Schmid S.M., Scharf A., Handy M.R., Rosenberg C.L., 2013. The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross–sections and a tectonometamorphic synthesis. Swiss Journal of Geosciences, 106: 1–32.

Schmid S.M., Fügenshuh B., Kounov A., Matenco L., Nievergelt P., Oberhänsli R., Pleuger J., Schefer S., Schuster R., Tomljenović B., Ustaszewski K., van Hinsbergen D.J.J., 2020. Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research, 78: 308–374.

Schnabel G.W., 1992. New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. Cretaceous Research, 13: 405–419.

Schneider S., Harzhauser M., Kroh A., Lukeneder A., Zuschin M., 2013. Ernstbrunn Limestone and Klentnice beds (Kimmeridgian–Berriasian; Waschberg–Zdanice Unit; NE Austria and SE Czech Republic): state of the art and bibliography. Bulletin of Geosciences, 88: 105–130.

Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakács A., Balogh K., Pécskay Z., 2004. Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. Tectonophysics, 393: 43–62.

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.

Shaw J.H., Novoa E., Connors C.D., 2004. Structural controls on growth stratigraphy in contractional fault-related folds. AAPG Memoir, 82: 400–412.

Sikora W., 1962. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 10: 203–211.

Sikora W., 1971. Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny en Pologne d'après de nouvelles données géologiques. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 4: 221–239.

Sikora W., 1974. The Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians). *W*: Tectonics of the Carpathian–Balkan regions (red. M. Maheľ): 177–180. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Sikora W., Wieser T., 1974. Pyroclastics in Neogene deposits of the Orawa-Nowy Targ intramontane basin. Geological Quarterly, 18: 441–443.

Sinclair H.D., 1996. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps. Basin Research, 8: 173–182.

Sinclair H.D., 1998. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps – reply. Basin Research, 10: 275–278.

Sinclair H.D., 2012. Thrust wedge/foreland basin systems. *W:* Tectonics of Sedimentary Basins, recent advances Busby C. (red. A. Azor): 522–537. Blackwell Publishing Ltd.

Skupiński A., 1975. Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem i Rohaczami. Studia Geologica Polonica, 49: 1–105.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020a. Upper Jurassic carbonate buildups in the Miechów Trough, southern Poland – insights from seismic data interpretations. Solid Earth, 11: 1097–1119.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020b. Seismic Characteristics and Development of the Upper Jurassic Carbonate Buildups from the Miechów Trough (Southern Poland). Geosciences, 10, 239.

Smoluchowski M., 1909. O pewnem zagadnieniu z teoryi sprężystości i o związku jego z wytworzeniem się gór fałdowych. Akademia Umiejętności, Kraków.

Soejono I., Collett S., Kohút M., Janoušek V., Schulmann K., Bukovská Z., Novotná N., Zelinková T., Míková J., Hora J.M., Veselovský F., 2024. Paleogeography of the Gondwana passive margin fragments involved in the Variscan and Alpine collisions: perspectives from metavolcanic-sedimentary basement of the Western Carpathians. Earth-Science Reviews, 253, 104763.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Sokołowski S., 1959. Geological map of the Nummulitic Eocene Region – Northern Margin of the Polish Tatra (in Polish, English summary). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 197–212.

Sokołowski S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 5–74.

Soták J., 1990. Prínos výskumu mezozoika vo flyšových zónach externíd k mikrofáciám, paleogeografii, paleotektonike Západných Karpát. *W*: 50 rokov výuky geológie a paleontológie na Slovensku. Sedimentologické problémy Západných Karpatoch (red. M. Sýkora i in.): 45–68. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Soták J., 1992. Evolution of the Western Carpathian suture zone – principal geotectonic events. Geologica Carpathica, 43: 355–362.

Soták J., 2010. Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary: insights from the Central-Carpathian Paleogene Basin. Geologica Carpathica, 61: 393–418.

Soták J., Bebej J., 1996. Serpentinitic sandstones from the Šambron-Kamenica Zone in eastern Slovakia: evidence of deposition in a Tertiary collisional belt. Geologica Carpathica, 47: 227–238.

Soták J., Janočko J., 2001. Central-Carpathian Paleogene Basin – an outline to sedimentology, sequence stratigraphy and basin history. *W*: Sedimentary sequences and depositional systems of the Central-Carpathian Paleogene Basin: 1–32.

Soták J., Starek D., 1999. Depositional stacking of the Central Carpathian Paleogene Basin: sequences and cycles. Geologica Carpathica, 50: 69–72.

Soták J., Rudinec R., Spišiak J., 1993. The Penninic "pull-apart" dome in the pre-Neogene basement of the Transcarpathian Depression (Eastern Slovakia). Geologica Carpathica, 44: 11–16

Literatura

Soták J., Spišiak. J., Biroň A., 1994. Metamorphic sequences with “Bündnerschiefer” lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. Mitt. Österr. Geol. Gesell., Wien. 86: 111–120.

Soták J., Bebej J., Biroň A., 1996. Detrital analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. Slovak Geological Magazine, 3–4/96: 345–349.

Soták J., Pereszlényi M., Marschalko R., Milička J., Starek D., 2001. Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine–fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). Marine and Petroleum Geology, 18: 87–114.

Soták J., Vozárová A., Vozár J., 2002. The East Slovak tripple point junction area: collisional puzzle of the West Carpathian-Pannonian-East Carpathian units. Geologica Carpathica, 53: 123–125.

Soták J., Biroň A., Dunkl I., Lebedev V., Magyar J., Prokešová R., 2005. Syntéza poznatkov o iňačovskej jednotke – litostratigrafické, metamorfné, geochronologické, štruktúrno-tektonické dáta. Mineralia Slovaca, 37: 209–213.

Sperner B., 1996. Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures and the Tertiary evolution of the Western Carpathians (Slovakia). Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 27: 1–81.

Sperner B., Ratschbacher L., Němčok M., 2002. Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21: 1051–1075.

Spišiak J., Hovorka D., 1997. Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. Geologica Carpathica, 48: 113–121.

Srnánek J., Salaj J., 1965. Poznámky ku geológii pieninského úseku bradlového pásma v širšom okolí Starej Ľubovne. Geologické práce, Správy, 35: 61–72.

Spötl C., Hasenhüttl C., 1998. Thermal history of the evaporatic Haselgebirge melange in the Northern Calcareous Alps (Austria). Geologische Rundschau, 87: 449–460.

Stampfli G.M., Hochard C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. Geological Society, London, Special Publications, 327: 89–111.

Staneczek D., Marynowski L., 2025. Application of biomarker and non-biomarker parameters to assess maturity using the Central Carpathian Paleogene Basin as a case study. Organic Geochemistry, 201, 104933.

Staryszak G., 2022. Mapy regionalne miocenu autochtonicznego i jego podłoża w obszarze zapadliska przedkarpackiego i Karpat. Archiwum PGNiG S.A.

Staszic S., 1815. O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Drukarnia Rządowa, Warszawa.

Storey M., Duncan R.A., Swisher C.C., 2007. Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic. Science, 316, 587-9.

Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J., 1993. Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. *W*: Geologie Moravy a Slezska (red. A. Přichystal i in.): 107–122. Moravské zemské museum a Sekce geol. věd PřF MU, Brno.

Stráník Z., Bubík M., Krejčí O., Marschalko R., Švábenická L., Vůjta M., 1995. New Lithostratigraphy of the Hluk Development of the Bílé Karpaty unit. Geologické Práce, 100: 57–69.

Stráník Z., Bubik M., Čech S., Švábenická L., 1996. The Upper Cretaceous in South Moravia. Vestnik Ceskeho geologickeho ustavu, 71: 1–30.

Struska M., 2008. Neogeńsko-czwartorzędowy rozwój strukturalny Kotliny Orawskiej w świetle badań geologicznych, geomorfologicznych oraz teledetekcyjnych. AGH University of Science and Technology, Kraków. [rozpr. doktor.].

Struzik A., Zattin M., Anczkiewicz R., 2002. Timing of uplift and exhumation of the Polish Western Carpathians. Geotemas, 4: 151–154.

Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). Przegląd Geologiczny, 71: 231–234.

Sviridenko V.G., 1976. Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Mineralia Slovaca, 8: 395–406.

Svobodová A., Švábenická L., Rehakova D., Svobodová M., Skupien P., Elbra T., Schnabl P., 2019. The Jurassic/Cretaceous boundary and high resolution biostratigraphy of the pelagic sequences of the Kurovice section (Outer Western Carpathians, the northern Tethyan margin). Geologica Carpathica, 70: 153–182.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Rubinkiewicz J., 2012. Minor counterclockwise 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.

Szaniawski R., Mazzoli S., Jankowski L., Zattin M., 2013. No large-magnitude rotations of the Subsilesian Unit of the Outer Western Carpathians: evidence from primary magnetization recorded in hematite-bearing Węglówka Marls (Senonian to Eocene). Journal of Geodynamics, 71: 14–24.

Szaniawski R., Mazzoli S., Jankowski L., 2017. Controls of structural inheritance on orogenic curvature and foreland basin sedimentation: Insights from the Przemyśl area, Western Carpathians. Journal of Structural Geology, 103: 137–150.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Mazzoli S., Szczygieł J., Jankowski L., 2020. Paleomagnetic and magnetic fabric data from Lower Triassic red beds of the Central Western Carpathians: new constraints on the paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian region. Journal of the Geological Society, London, 177: 509–522.

Szczęsny R., 2003, Reconstruction of stress directions in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds. Geological Quarterly, 47: 289–298.

Szczygieł J., 2015. Quaternary faulting in the Tatra Mts., evidence from cave morphology and fault-slip analysis. Geologia Carpathica, 66: 245–254.

Szczygieł J., Hercman H., Hoke,G., Gąsiorowski M., Błaszczyk M., Sobczyk A., 2020a. No valley deepening of the Tatra Mountains (Western Carpathians) during the past 300 ka: Geology, 48: 1006–1011.

Szczygieł J., Wróblewski W., Mendecki M.J., Hercman H., Bosák P., 2020b, Soft-sediment deformation structures in cave deposits and their possible causes (Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland). Journal of Structural Geology, 140, 104161.

Szczygieł J., Hoke G., Sobczyk A., Hercman H., 2024a. Jakiego wieku jest rzeźba Tatr? Plio–plejstoceńskie tempo wcinania dolin tatrzańskich w świetle datowań radionuklidami kosmogenicznymi osadów jaskiniowych oraz implikacje dla wydajności erozji lodowcowej. *W*: IV Polski Kongres Geologiczny.

Szczygieł J., Gradziński M., Grasemann B., Hercman H., Wróblewski W., Bella P., Littva J., Sala P., 2024b, Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians: Tectonophysics, 871, 230171.

Szczygieł J., Zasadni J., Kłapyta P., Woszczycka M., Gaidzik K., Mendecki M., Sobczyk A., Grützner C., 2026. The curious case of a short fault scarp in the Podhale Basin: Implications for late Pleistocene geodynamics of the Central Western Carpathians. Geomorphology, 495, 110134. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.110134

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.

Szulc J., Czusz J., Jaworski M., 1996. Sedimentary and diagenetic environments of the Middle Triassic carbonates of the High Tatra Mts., Poland. *W*: 11. Sedimentologentreffen Sediment’96: 165.

Szulc J., Götz A., Kurc G., Ruckvied K., 2004. Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych Korycisk (Tatry Polskie). *W*: Konferencja Sedymentologiczna: 55–63.

Szymakowska F., 1966, Płaty magurskie w okolicy Jasła oraz ich stosunek do strefy przedmagurskiej. (Summary: outliers of the Magura nappe in the Jasło area and their relation with the Fore-Magura series). Rocznik PTG, 36: 41–63.

Szymakowska F., 1976. Olisthostromes in the Krosno beds (Polish Middle Carpathians). Rocznik PTG, 46: 39–54.

Szymakowska F., 1981. Olistostromes in the Krosno Beds of the Strzyżów Depression (Polish Carpatians). Studia Geologica Polonica, 68: 75–87.

Ślączka A., 1963. Pstre łupki z Miłkowej i budowa geologiczna obszaru otaczającego. Kwartalnik Geologiczny, 7: 295–404.

Ślączka A., 1971. Geologia jednostki dukielskiej. Prace Instytutu Geologicznego 63: 1–77.

Ślączka A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 21: 404–405.

Ślączka A., Gasiński M., Bąk M., Wessely G., 2009. The clasts of Cretaceous marls in the conglomerates of the Konradsheim Formation (Pöchlau quarry, Gresten Klippen Zone, Austria). Geologica Carpathica, 60: 151–164.

Ślączka A., Krugłov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians, Poland, Slovakia and Ukraine: general geology. AAPG Memoir, 84: 221–258.

Ślączka A., Bąk M., Pfersmann C., Koukal V., Wagreich M., Kowalik S., Maslo M., 2018. Jurassic Cretaceous radiolarian-bearing strata from the Gresten Klippen Zone and the St. Veit Klippen Zone (Wienerwald, Eastern Alps, Austria): Implications for stratigraphy and paleogeography. Austrian Journal of Earth Sciences, 111, 2, 204222.

Śmigielski M., Sinclair H.D., Stuart F.M., Persano C., Krzywiec P., 2016. Exhumation history of the Tatry Mountains, Western Carpathians, constrained by low–temperature thermochronology. Tectonics, 35: 187–207.

Środoń J., Kotarba M., Biroň A., Such P., Clauer N., Wójtowicz 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: 751–774.

Świderski B., 1921. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Polskiej Akademii Umiejętności, A 61, seria III, 21.

Świerczewska A., 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. Mineralogia Polonica, 36: 91–144.

Świerczewska A., Tokarski A.K., 1998. Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 297: 73–90.

Šímová M., 1982. Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma. Geologické Práce, Správy, 77: 55–74.

Šímová M., 1985. Magmatogénne horniny kriedových zlepencov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza, 10: 9–110.

Šímová M., Šamajová E., 1982. Lawsonit z horninových obliakov kriedových zlepencov bradlového pásma. Mineralia Slovaca, 14: 431–441.

Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber C.B., Benowitz J.A., Layer P., 2012. Badenian-Sarmatian

Literatura

chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326–328: 12–19.
Švábenická L., Bubík M., Krejčí O., Stráník Z., 1997. Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). Geologica Carpathica, 48: 179–191.
Šutora A., Pospíšil L., Obernauer D., 1988. Is it possible to interpret the Šurany fault (Western Slovakia) as representing a strike-slip one? Mineralia Slovaca, 20: 507–517.
Tărăpoancă M., Bertotti G., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S., 2003. Architecture of the Focşani Depression: a 13 km deep basin in the Carpathian Bend Zone (Romania). Tectonics, 22: 1–18.
Tari G., Báldi T., Báldi-Beke M., 1993. Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. Tectonophysics, 226: 433–455.
Tari G., Linzer H-G., 2018. Austrian versus Hungarian bauxites in an Alpine tectonic context: a tribute to Prof. Andrea Mindszenty. Földtani Közlöny, 148: 35–44.
Teisseyre W., 1921. O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1: 103–138.
Teťák F., 2022. Paleocurrent analysis and paleogeography of the Biele Karpaty Unit (Magura Nappe, Outer Western Carpathians). International Journal of Earth Sciences, 111: 2169–2180.
Teťák F., Pivko D., Kováčik M., 2019. Depositional systems and paleogeography of Upper Cretaceous–Paleogene deep-sea flysch deposits of the Magura Basin (Western Carpathians). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 533, 109250.
Tokarski A.K., 1978. O czwartorzędowym ciosie i uskoku w Kotlinie Sądeckiej (Zachodnie Karpaty Zewnętrzne). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 509–516.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Márton E., Hurai V., Anczkiewicz A., Michalik M., Szeliga W., Rauch-Włodarska M., 2006. Conference excursion 1: Structural development of the Magura Nappe (Outer Carpathians): from subduction to collapse: 145–164.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., 2007. Fractured clasts in neotectonic reconstructions: an example from the Nowy Sącz Basin, Western Outer Carpathians, Poland. Studia Quatenaria, 24: 47–52.
Tokarski A., Zuchiewicz W., 1998. Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: Przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzędu. Przegląd Geologiczny, 46: 62–66.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Starek D., Fodor L., 2012. Quaternary exhumation of the Carpathians: a record from the Orava–Nowy Targ Intramontane Basin, Western Carpathians (Poland and Slovakia). Geologica Carpathica, 63: 257–266.
Tokarski A.K., Márton E., Świerczewska A., Fheed A., Zasadni J., Kukulak J., 2016. Neotectonic rotations in the Orava–Nowy Targ Intramontane Basin (western Carpathians): an integrated palaeomagnetic and fractured clasts study. Tectonophysics, 685: 35–43.
Tołwiński K., 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. Acta Geologica Polonica, 6: 75–226.
Tomaś A., 2003. Kształt powierzchni nasunięcia karpackiego i jego związki z tektoniką podkarpackiego podłoża skonsolidowanego. Przegląd Geologiczny, 51: 159–162.
Tomek Č., 1993. Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. Tectonophysics, 226: 417–431.
Tomaszczyk M., Rubinkiewicz J., Borecka A., 2009. Przestrzenny model utworów eocenu numulitowego pomiędzy Doliną Małej Łąki a Doliną Lejową w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 57: 68–71.
Trümpy R., 1988. A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. Geological Society of America Special Paper, 218: 93–109.
Turcotte D.L., 1979. Flexure. Advances in Geophysics, 21: 51–86.
Turcotte D.L., Schubert G., 1982 – Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons, 450.
Turnau-Morawska M., 1948. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos, 65: 59–100.
Tyszka J., 1994. Paleoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analysis of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Palaios, 9: 175–187.
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.
Uchman A., 1988. Red limestones – youngest member in the Choč unit, Tatra Mis., Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 267–276.
Uchman A., 1994. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in the Choč Unit in the Tatra Mts., Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil., 718: 875–883.
Uchman A., 1997. Paleośrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. Przegląd Geologiczny, 45: 1018–1023.
Uchman A., 2009. Stratygrafia i sedymentologia utworów mezozoiku Tatr i Podhala. *W*: LXXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 20–26.
Uchman A., 2014. Skały osadowe w Tatrach. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 13–22. Wydaw. Tatrzańskiego Parku Narodowego,
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: 195–202.
Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Theil. Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der K. Akademie der Wissenschaften in Wien, 64: 643–684.
Uhlig V., 1899. Die Geologie des Tatragebirges. Theil II–IV. Denkschriften Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe, Akademie der Wissenschaften, Wien, 68: 43–140.
Uhlig V., 1903. Bau und Bild der Karpathen. Wien.
Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 116: 871–982.
Uhlig V., 1912. Tatry. *W*: Atlas geologiczny Galicji, z. 24 (red. J. Grzybowski). Komisya Fizyograficzna AU, Kraków.
Uher P., Plašienka D., Ondrejka M., Hraško Ľ., Konečný P., 2013. Uraniumrich monazite-(Ce) from the Krivá type granite cobbles in conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia: composition, age determination and possible source areas. Geological Quarterly, 57: 343–352.
Uher P., Pushkarev Y., 1994. Granitic pebbles of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: U/Pb zircon ages. Geologica Carpathica, 45: 375–378.
Unrug R., 1982. Geodynamic evolution of the Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 39–66.
Urbaniec A., Filipowska-Jeziorek K., Bartoń R., Wilk A., 2021. Charakterystyka serii zlepieńcowo-olistostromowej z obszaru paleodoliny Szczurowej–Wojnicza na podstawie interpretacji obrazu sejsmicznego. Nafta - Gaz, 11: 709–724.
Uroda J., 2020. Neogene activity of the Outer Carpathians recorded by thrust-top basin deposits – an example from the Rzeszów area, Poland. Acta Geologica Polonica, 70: 79–96.
Ustaszewski K., Schmid S.M., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008. A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. Swiss Journal of Geosciences 1: 8273–8294.
Vergés J., Marzo M., Muñoz J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. Sedimentary Geology, 146: 1–9
Vojtko R., Tokárová E., Sliva Ľ., Pešková I., 2010. Cenozoic palaeostress field reconstruction and revised tectonic history in the northern part of the Central Western Carpathians (the Spišská Magura and Tatra Mountains). Geologica Carpathica, 61: 211–225.
Vojtko R., Králiková S., Jeřábek P., Schuster R., Danišík M., Fügenschuh B., Minár J., Madarás J., 2016. Geochronological evidence for the Alpine tectono–thermal evolution of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). Tectonophysics, 666: 48–65.
Vojtko R., Králiková S., Andriessen P., Prokešová R., Minár J., Jeřábek P., 2017. Geological evolution of the southwestern part of the Veporic Unit (Western Carpathians): based on fission track and morphotectonic data. Geologica Carpathica, 68: 285–302.
von Hagke C., Malz A., 2018. Triangle zones – Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. Earth-Science Reviews, 177: 24–42.
Vozár J, Spišiak J., Vozárová A., Bazarnik J., Kral J., 2015. Geochemistry and Sr, Nd isotopic composition of the Hronic Upper Paleozoic basic rocks (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 66: 3–17.
Vozárová A., 1996. Tectono-sedimentary evolution of late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 3–4/96: 251–271.
Vozárová A., Konečný P., Šarinová K., Vozár J., 2014. Ordovician and Cretaceous tectonothermal history of the Southern Gemericum Unit from microprobe monazite geochronology (Western Carpathians, Slovakia). International Journal of Earth Sciences, 103: 1005–1022.
Vozárová A., Konečný P., Vozár J., Šmelko M., 2008. Upper Jurassic–Lower Cretaceous tectonothermal events in the Southern Gemeric Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 59: 89–102.
Vozárová A., Nemec O., Šarinová K., Vozár J., 2022. Metabasic rocks from the Zemplinic crystalline basement (Western Carpathians, Slovakia): metamorphic evolution and igneous protolith. Geologica Carpathica, 73: 599–616.
Vozárová A., Vozár J., 1988. Late Paleozoic in West Carpathians. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Wagreich M., 1995. Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). Tectonophysics, 242: 63–78.
Wagreich M., 2001. Paleocene-Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). *W*: Paleogene of the Eastern Alps (red. W.E. Piller, M.W. Rasser): 57–75. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission.
Wagreich M., Faupl P., 1994. Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 110: 235–254.
Wagreich M., Marschalko R., 1995. Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. Geologische Rundschau, 84: 187–199.

Warren J., 1999. Evaporites. Their evolution and economics. Blackwell Science, Tokyo.

Waśkowska A., Golonka J., 2025. Melanges against the background of the geodynamic development of the Pieniny Klippen Belt. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 29–43.

Watts A.B., 2023. Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Watycha, L. 1973. Quaternary formations in borehole Wróblówka, Podhale region. Kwartalnik Geologiczny, 17: 335–347.

Watycha L., 1976. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Czarny Dunajec (1048). Wydaw. Geol., Warszawa.

Wdowiarz S., 1976. O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 6: 350–357.

Wessely G., 1992. The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. Geologica Carpathica, 43: 347–353.

Wessely G., 2006. Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien.

Westwalewicz-Mogilska E., 1974. Tuffite in the Neogene molasse of the Domański Wierch alluvial cone. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 22: 173–178.

Węcławik S., 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. Kraków, 59: 1–96.

Wiejacz P., 1994. An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. Acta Geophysica Polonica, 3: 169–176.

Wiejacz P., Dębski W., 2009. Podhale, Poland, Earthquake of November 30, 2004. Acta Geophysica, 57: 346–366.

Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 255–276.

Wieczorek J., 1990. Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy. Kwartalnik Geologiczny, 33: 401–412.

Wieczorek J., 1995. Mesozoic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians). Special Publication of the Geological Society of Greece, 4: 138–142.

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. Example. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1/2: 199–209.

Wierzbowski A., 2026. Pieniński pas skałkowy. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 523–531. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

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., 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 of the Transcarpathian Ukraine. Volumina Jurassica, 10: 25–60.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and 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., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2024. Nowe spojrzenie na historię geologiczną Pienin Właściwych w Polsce. Pieniny – Przyroda i Człowiek, Monografie, 20: 7–27.

Willingshofer E., Neubauer F., Cloetingh S., 1999. The significance of Gosau–type basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine-Carpathian belt. Physics and Chemistry of the Earth (A), 24: 687–695.

Winkler W., Ślączka A., 1992. Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). Geologische Rundschau, 81: 371–382.

Winkler W., Ślączka A., 1994. A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. Geologica Carpathica, 45: 71–82.

Wójcik A., 1988, Systemy teras rzecznych dorzecza Koszarawy w Beskidzie Żywieckim i ich związek z ruchami tektonicznymi. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 22: 21–45.

Wójcik A., 1999. Tektoniczne deformacje utworów glacjalnych i limnoglacjalnych Karpat (Pogórze Dynowskie). Pos. Nauk. PIG, 55: 113–115.

Wójcik A., 2003, Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego,178: 1–148.

Wójcik A., Szydło A., Marciniec P., Nescieruk P., 1999. The folded Miocene of the Andrychów region. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 387: 191–195.

Wójcik A., Garecka M., 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.

Wójcik K., 1981. Wykształcenie facjalne liasu wierchowego w otoczeniu Doliny Chochołowskiej w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 29: 405–410.

Wójcik K., 1985. Dudziniec Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 10–21.

Wójcik Z., Zwoliński S., 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. Acta Geologica Polonica, 9: 319–346.

Wójcik-Tabol P., 2003. Reflectance of dispersed organic matter particles in shales of the Magierowa Member in the Pieniny Klippen Belt compared with clay crystallinity and isotopical data. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 22: 236–239.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Wysocka A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geologica Polonica, 52: 535–561.

Wysocka A., Górka M., Radwańska U., Radwański A., Bąbel M., Złotnik M., 2016. The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). Acta Geologica Polonica, 66: 351–401.

Zabielski R., 2026. Litostratygrafia i interpretacje chronostratygraficzne. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 458–463. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Zaťko F., Sýkora M., 2006. Pebbles of siliceous clastics and siliceous rocks in conglomerates of flysch sequences (Albian, Cenomanian) in vicinity of the Považská Bystrica town, Klape Unit, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Geologia, 32: 65–77.

Zasadni J., Kałuża P., Kłapyta P., Świąder A., 2021. Evolution of the Białka valley Pleistocene moraine complex in the High Tatra Mountains. Catena, 207, 105704.

Zawidzka K., 1971. Triassic holothurian sclerites from Tatra Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 16: 429–450.

Zawidzka K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe, the Tatra Mts). Acta Geologica Polonica, 22: 467–472.

Zawiejska J., Wyżga B., Radecki-Pawlik A., 2015. Variation in surface bed material along a mountain river modified by gravel extraction and channelization, the czarny Dunajec, Polish Carpathians. Geomorphology, 234: 353–366.

Zayats K., 2015, The structure of minerals of the Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the directions for oil and gas exploration studies. Monograph, USGEI, Lviv, 80p [w j. ukraińskim].

Zejszner L., 1842. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień do nich równoległych. Biblioteka Warszawska: 581–618.

Zejszner L., 1844. O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. Biblioteka Warszawska: 257–281.

Zielińska M., 2021. Thermal maturity of the Grajcarek Unit (Pieniny Klippen Belt): insights for the burial history of a major tectonic boundary of the Western Carpathians. Minerals, 11, 1245.

Zielińska M., Jirman P., Gedl P., Botor D., 2023. Burial and thermal history of the eastern transform boundary of the Central Western Carpathians based on 1D basin modeling. Marine and Petroleum Geology, 147, 106021.

Zoetemeijer R., Tomek Č., Cloetingh S., 1999. Flexural expression of European continental lithosphere under the western outer Carpathians. Tectonics, 18: 843–861.

Zuchiewicz W., 1980. Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 263–280.

Zuchiewicz W., 1982. Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. Wszechświat, 83: 169–173.

Zuchiewicz W., 1995. Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. Folia Quaternaria, 66: 145–204.

Zuchiewicz W., 1998. Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians. Tectonophysics, 297: 121–132.

Zuchiewicz W., 2009. Neotectonics of the Polish Carpathians in the light of geomorphic studies: a state of the art. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 291–308.

Zuchiewicz W., 2010. Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wydaw. AGH, Kraków.

Zuchiewicz W., Oszczypko N., 2008. Topography of the Magura floor thrust and morphotectonics of the Outer West Carpathians in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 78: 135–148.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M., Márton E., 2002. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3: 185–202.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Świerczewska A., Quoc Cuong N., 2009, Neotectonic activity of the Skawa River Fault Zone (Outer Carpathians, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 79: 67–93.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Świerczewska A., Zasadni J., Siemińska A., 2011, Pierwsze stanowisko holoceńskich uskoków w polskich Karpatach zewnętrznych. Przegląd Geologiczny, 59: 566–575.

Zweigel J., Zweigel P., 1998. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps – Discussion. Basin Research, 10: 271–275.

Zweigel J., Aigner T., Luterbacher H., 1998. Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. Geological Society London, Special Publications, 134: 299–323.

Żaba J., 1996. Late Carboniferous strikeslip activity at the boundary zone of Upper Silesia and Małopolska Blocks (only in Polish). Przegląd Geologiczny, 44: 173–180.

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

Żytko K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. Arch. OK Państwowego Instytutu Geologicznego, Kraków.

Literatura

Żytko K., 1999a. Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zacodnich i Wschodnich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 135–164.

Żytko K., 1999b. Symmetrical pattern of the Late Alpine features of the Northern Carpathian basement, their foreland and hinterland; orogen and craton suture. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 165–194.

Żytko K., Malata T., 2001. The Obidowa – Słopnice unit versus the Skole unit in the Western Outer Carpathians. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 396: 172–174.

Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčik E., J. Dvořak, Stránik Z., Rakus M., Matějovska O., 1989. Geological map of the Western Outer Carpathians and their foreland without Quaternary. *W:* Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland (red. D. Poprawa, J. Nemčok). Państw. Inst. Geol., Warszawa / GUDŠ Bratislava / Uug Praha.

Interferencyjny układ struktur fałdowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych

Paweł Aleksandrowski

Złożony obraz stref wychodni poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych stanowi dość częsty widok na mapach geologicznych zachodnich Karpat zewnętrznych, choć dominują tam duże struktury o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym oraz, dalej na zachód, o kierunku południowo-zachodnim. Tymczasem mapy geologiczne wschodnich Karpat zewnętrznych, gdzie jednoznacznie dominują struktury biegnące ku południowemu wschodowi, ukazują znacznie bardziej uporządkowany i systematyczny, podłużny (tj. zgodny z generalnym trendem wielkich struktur całego łańcucha górskiego) układ wychodni. W topografii również obserwuje się prostolinijny przebieg większości grzbietów górskich we wschodnich Karpatach zewnętrznych – w polskich Bieszczadach i na Ukrainie – oraz równoległe położenie pasm sąsiednich, podczas gdy układ grzbietów górskich w polskich Beskidach, na zachód od Bieszczadów i Beskidu Niskiego, bywa miejscami nieco chaotyczny (np. Teisseyre, 1928; Starkel, 1969).

Autor w latach 1978–1983 przeprowadził szczegółowe badania strukturalne w zachodnich Karpatach zewnętrznych, na całej szerokości płaszczowiny magurskiej w jej rejonie babiogórskim (od Skawiec k. Wadowic na północy, po Jabłonkę na południu, albo geologicznie: od frontu płaszczowiny na północy, po basen orawsko-nowotarski), objętym niemal w całości wysokiej jakości zdjęciem geologicznym, wykonanym przez Książkiewicza – z przerwami – od późnych lat 20. do wczesnych lat 70. poprzedniego wieku (odniesienia do map *w*: Książkiewiczu, 1972 oraz *w*: Aleksandrowski, 1989). Wspomniane badania autora wykazały (Aleksandrowski, 1983) m.in. interferencyjną strukturę fałdową budujących płaszczowinę magurską górnokredowo-paleogeńskich utworów fliszowych, zaznaczającą się w mniejszym lub większym stopniu w całym rejonie babiogórskim (fig. 1; Aleksandrowski, 1985a, b, 1989). Serie skalne płaszczowiny magurskiej, podczas jej przemieszczeń nasuwczych zostały dotknięte dwoma głównymi fałdotwórczymi wydarzeniami kompresyjnymi. Pierwsze z nich, zakończone podczas wczesnego lub środkowego miocenu (por. Książkiewicz, 1972, 1977 oraz podrozdział 6.6.2) było przyczyną fałdowania i nasuwania płaszczowiny na jej ówczesne przedpole. Utworzyły się wtedy fałdy określane jako podłużne i oznaczane symbolem F_L (Aleksandrowski, 1985a, b, 1989), równoległe do rozciągłości łańcucha Karpat zewnętrznych, generalnie o dużych rozmiarach (do kilkudziesięciu kilometrów długości) i zasadniczo o jednej dominującej długości falowej (lokalnie wahającej się od ok. 1 do 5 km – w zależności od dominującej litologii, w tym zwłaszcza od udziału miąższych pakietów gruboławicowych piaskowców), wyraźnie widoczne w obrazie intersekcyjnym na mapach geologicznych oraz – tylko lokalnie – fałdy niższego rzędu wielkości, w miejscach gdzie depozycja pozostawiła różnego typu nieregularności w wykształceniu turbidytowej sukcesji skalnej. Młodsze, „ukośne" fałdy F_D o osiach NW–SE zostały wytworzone w trakcie kolejnego wydarzenia kompresyjnego, prawdopodobnie (zob. też podrozdział 6.1.4.2) podczas sarmatu–panonu (późny miocen: serrawal–torton). Podczas tego wydarzenia, nie tylko uformowały się nowe fałdy F_D, ale też i już istniejące starsze fałdy F_L uległy częściowemu przefałdowaniu (fig. 1, 2). Dlatego ślady osiowe dużych fałdów F_L są na mapach geologicznych zwykle mniej lub bardziej kręte, a w strefach, gdzie współwystępują, orientacja zafałdowanych warstw skalnych wykazuje na stereogramach strukturalnych wyraźnie niecylindryczną geometrię (fig. 1, 2) Rozmiary fałdowych struktur ukośnych F_D mieszczą się w zakresie od drobnych fałdów do struktur wyraźnie widocznych na mapach geologicznych (fig. 3), przy czym te ostatnie są zwykle dwa do trzech razy mniejsze niż duże, dominujące w obrazie kartograficznym fałdy F_L. Fałdy F_D, dochodząc z boku do fałdów F_L, zwykle kończą na nich swój „bieg". Te ich cechy geometryczne są zgodne z eksperymentalnie uzyskanymi (np. Ghosh, Ramberg, 1968; Ghosh, 1968, 1974; Skjernaa, 1975; Watkinson, 1981) układami nałożonych na starsze młodszych fałdów z wyboczenia (ang. *buckle folds*), które można podzielić na dwa genetyczno-geometryczne typy: typ 1 i typ 2 (fig. 2). Przykłady tego typu superpozycji różnokierunkowych i różnowiekowych fałdów z wyboczenia nie są rzadkie w obszarach orogenicznych zbudowanych ze skał osadowych, niemniej nie są zbyt często opisywane. Klasycznym obszarem ich występowania są Góry Kantabryjskie w północno-zachodniej Hiszpanii, gdzie zostały dobrze scharakteryzowane (Julivert, Marcos, 1973), zaś w Polsce można je najprawdopodobniej studiować w obrębie struktury bardzkiej w Sudetach (por. Oberc, 1972). Interferencję fałdów z wyboczenia należy odróżniać od typowej dla obszarów metamorficznych i znacznie częściej rozpoznawanej „klasycznej" interferencji fałdów utworzonych w warunkach podatnych (np. Ramsay, 1967; Ramsay, Huber, 1987; Fossen, 2016).

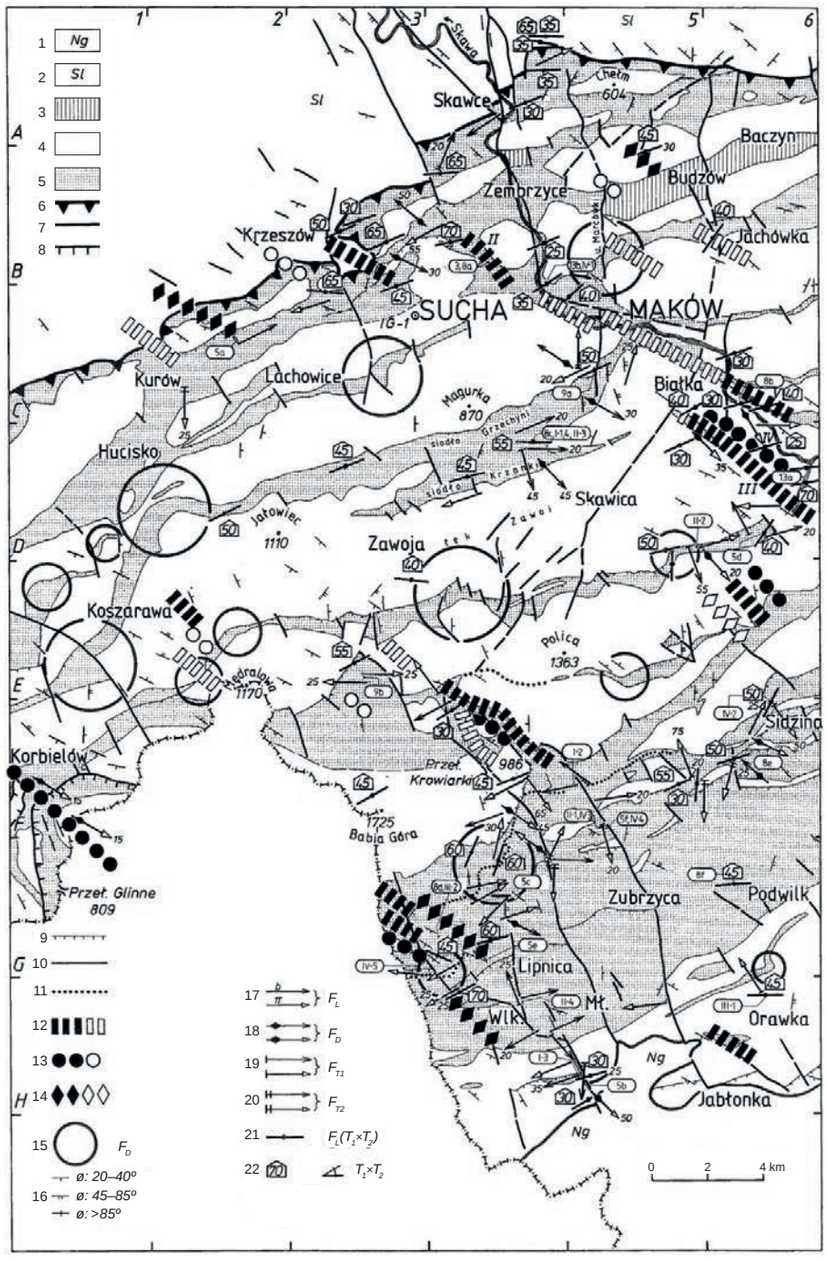


FIG. 1. Mapa tektoniczna rejonu babiogórskiego płaszczowiny magurskiej (Aleksandrowski, 1985a)
1 – osady neogenu basenu orawsko-nowotarskiego; 2 – płaszczowina śląska; 3–5 – płaszczowina magurska: 3 – łupki nadmagurskie; 4 – piaskowce magurskie; 5 – ogniwa fliszu podścielające piaskowce magurskie; 6 – nasunięcie magurskie; 7 – południowy zasięg wychodni płaszczowiny magurskiej; 8 – nasunięcie jednostki bystrzyckiej; 9 – lokalne nasunięcia; 10 – uskoki wysokokątowe; 11 – ślady osiowe wybranych makrofałdów podłużnych F_L; 12–14 – makrofałdy ukośne F_D typu 1: symbole pełne – rozpoznane, symbole puste – przypuszczalne; 12– antykliny; 13 – synkliny; 14 – struktury fałdowe o nierozpoznanym charakterze; 15 – makrofałdy ukośne F_D typu 2; 16 – „nietypowe" biegi warstw: ukośne lub poprzeczne, przy różnych wartościach kąta upadu ø (wg map SMGP); 17–20 – osie mezo- i makrofałdów poszczególnych systemów: b – z bezpośrednich pomiarów; **π** – jako osie pasów rozrzutu uławicenia na stereogramach strukturalnych dla różnej wielkości stref pomiarowych; wartość liczbowa oznacza kąt nachylenia osi (dla ø ≥20°); 21 – orientacja osi fałdów F_L wyznaczona położeniem dwusiecznej kąta rozwartego między spękaniami T_1 i T_2; 22 – wartość ostrego kąta dwuściennego 2θ między spękaniami T_1 i T_2

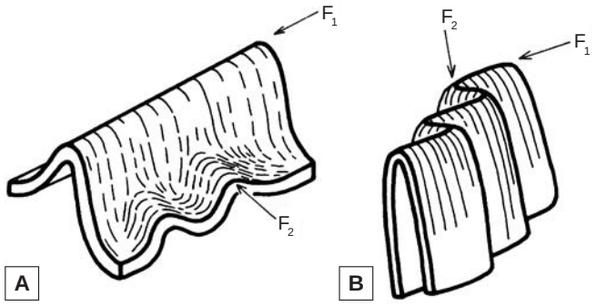


FIG. 2. Schematycznie przedstawione efekty nałożenia (superpozycji) młodszych fałdów z wyboczenia F_2 na fałdy starsze F_1 (Aleksandrowski, 1989), zgodnie z wynikami eksperymentów analogowych różnych autorów (szczegóły w tekście). A nałożone fałdy F_2 typu 1 wygasające w zetknięciu ze starszym fałdem F_1 o umiarkowanej wartości kąta zbieżności skrzydeł, B fałdy nałożone F_2 typu 2, deformujące powierzchnie osiowe fałdów F_1 o ciasnym kącie zbieżności skrzydeł

Strukturom ukośnym w rejonie babiogórskim często towarzyszą drobne fałdy poprzeczne F_T, zwykle podporządkowane dużym i średnim uskokom poprzecznym, oraz, rzadziej, struktury skali kartograficznej, uwidoczniające się układem wychodni na mapach geologicznych. Struktury F_T, zwykle rozmiarami mniejsze niż fałdy F_D, najprawdopodobniej w części uformowały się w trakcie wspólnego z nimi wydarzenia kompresyjnego F_D. Utworzyły się one obok i w położeniu równoległym do licznych poprzecznych uskoków, zwykle wykorzystujących powierzchnie wcześniej otwartych powierzchni ciosu poprzecznego T (zob. też podrozdział WZS 6.6.2B). Często na mapach geologicznych obserwowane są również strefy upadów warstw o rozciągłości NE–SW, wytworzone przez aktywność uskoków wykorzystujących powstały po etapie F_D cios zespołu D_T.

Wypracowana w rejonie babiogórskim koncepcja superpozycji różnowiekowych fałdów z wyboczenia została ekstrapolowana na znaczny obszar polskiej części zachodnich Karpat zewnętrznych (Aleksandrowski, 1985b), w postaci mapy tektonicznej sięgającej od Cieszyna po Krynicę (fig. 4), opracowanej na podstawie analizy kształtów wychodni oraz stref „nietypowych" kierunków biegów warstw na odnośnych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Mapa na figurze 4 ukazuje m.in. wyraźną stałość trendów fałdów F_D na całym obszarze. W okolicach Krynicy i dalej na wschód, duże fałdy o rozciągłości, NW–SE, typowej dla systemu F_D zachodnich Karpat zewnętrznych, zaczynają dominować nad generalnie równoleżnikowymi tam fałdami F_L, a nieco dalej ku wschodowi same stają się fałdami podłużnymi, równoległymi do pasma wschodnich Karpat zewnętrznych, które było fałdowane i doświadczało głównej fazy nasuwczej później od zachodnich Karpat zewnętrznych (np. Nemčok, 1993; Peresson, Decker, 1997). Superpozycja fałdów systemów F_D (i lokalnych F_T) na starszych fałdach F_L jest – przynajmniej w części – odpowiedzialna za wcześniej wspomniany lokalnie skomplikowany układ wychodni wydzieleń kartograficznych na mapach Karpat Zachodnich oraz dosyć tam powszechną niecylindryczną geometrię uwarstwienia. Wydarzenie tektoniczne F_D, które wytworzyło interferencyjną strukturę fałdową, było zachodniokarpackim „echem" finalnych stadiów fałdowania i nasuwania wschodniej części Karpat zewnętrznych. Można domniemywać, że strefa krawędziowa platformy wschodnioeuropejskiej, wyrażona strefą silnego nachylenia ku SW stropu jej krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre'a-Tornquista (zob. też podrozdziały 4.1 i 4.2) stanowiła element oporowy, umożliwiający regionalne przekazanie naprężeń pochodnych względem interakcji z ulegającymi wciąż tektogenezie Karpatami Wschodnimi, na blok małopolski, stanowiący podłoże podścielające zachodnie Karpaty zewnętrzne. Podłoże to w takiej sytuacji prawdopodobnie ulegało skracaniu wskutek uruchomienia istniejących w nim uskoków (por. Jackson, 1980) późnokredowo-paleogeńskich i starszych, o przeważającym kierunku NW–SE (por. Nescieruk i in., 2007). W ten sposób struktury fałdowe F_D w nasuniętym fliszu karpackim, stanowiłyby odzwierciedlenie inwersyjnej aktywności uskoków podłoża, „przeświecającej" przez stosunkowo niezbyt gruby stos płaszczowin fliszowych zewnętrznych Karpat Zachodnich. Ta konkluzja była już przed ponad wiekiem antycypowana przez W. Teisseyre'a (1907, 1921, 1926). Niezależnie, fałdowanie F_D może być łączone również z takimi zjawiskami, jak znaczące sinistralne przemieszczenia przesuwcze podczas późnego miocenu wzdłuż granicy między Karpatami zewnętrznymi i centralnymi na pienińskim pasie skałkowym (np. Morawski, 1972; Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1983, 1985, Peresson, Decker, 1997) i analogiczne przemieszczenia sugerowane przez Royden i in. (1983) dla wyjaśnienia rozwoju basenu wiedeńskiego i dzisiejszego układu jednostek strukturalnych Karpat.

Przeprowadzona przez autora przed laty analiza strukturalna obszaru babiogórskiego płaszczowiny magurskiej, w tym

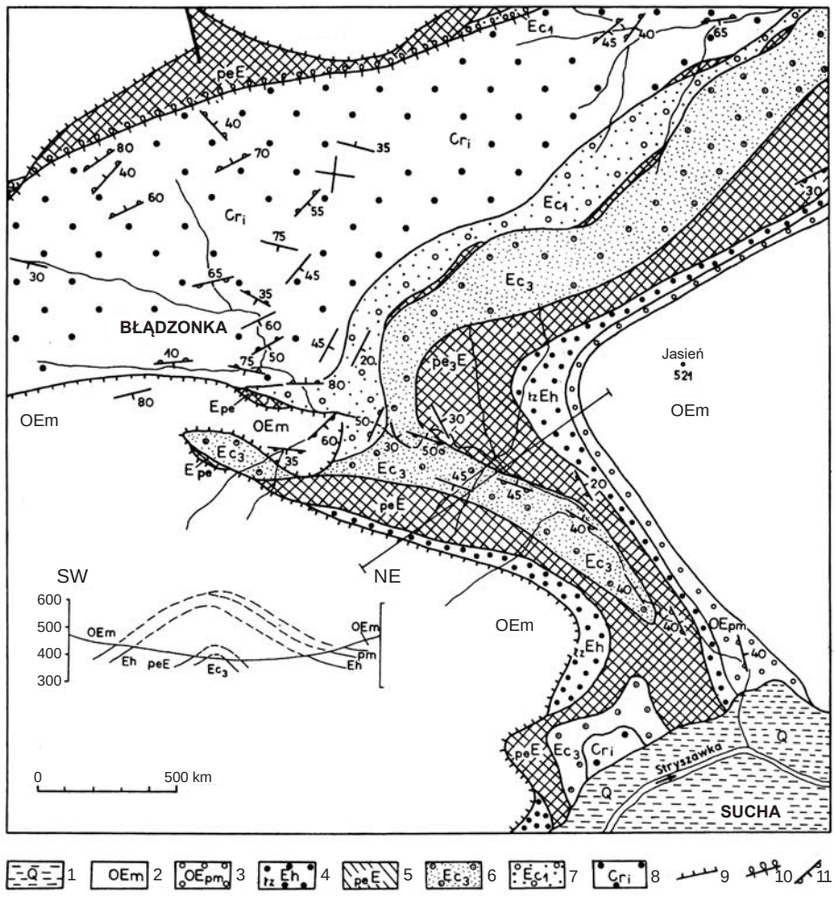
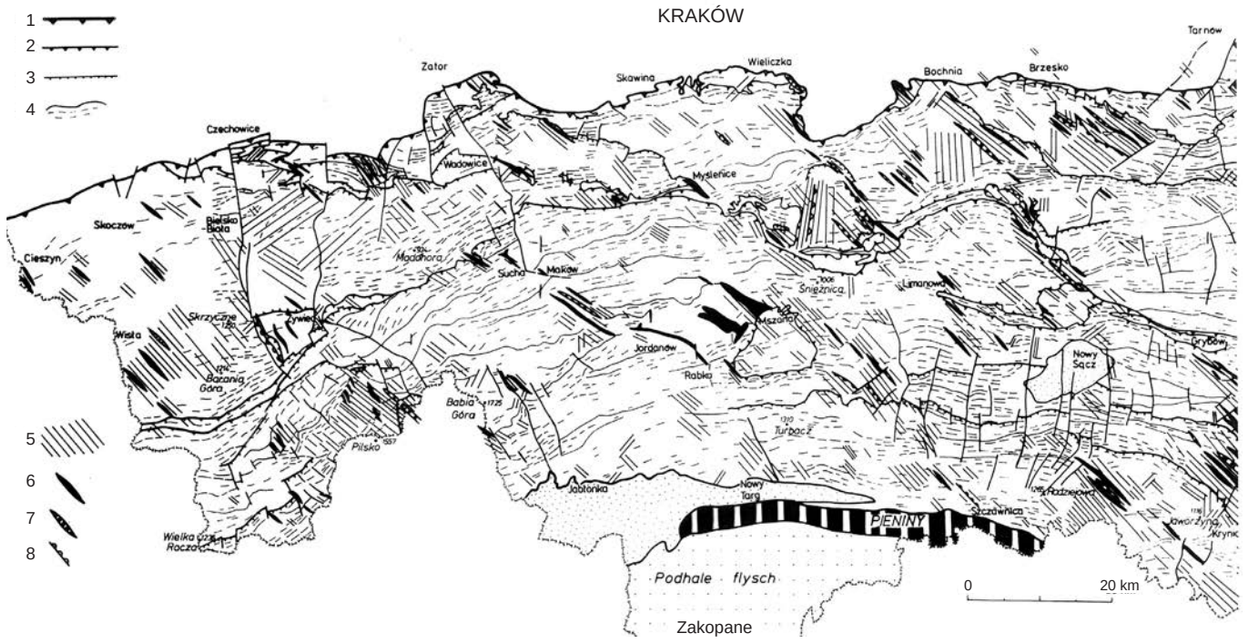
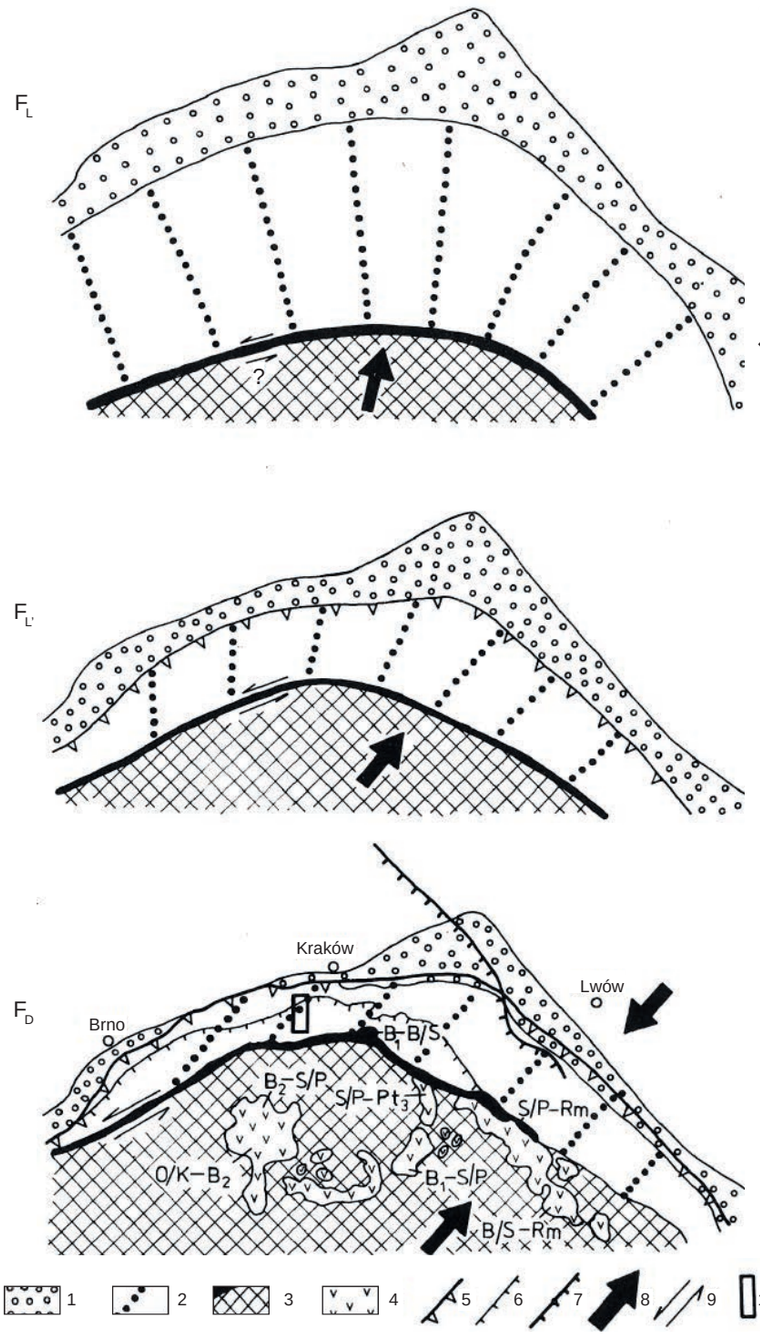


FIG. 3. Duży fałd ukośny F_D typu 1, wygasający na SSE skrzydle większego fałdu podłużnego (F_L) bezpośrednio na północ od Suchej Beskidzkiej (Aleksandrowski, 1985a; mapa podstawowa wg Książkiewicza, 1974; lokalizacja fałdu na figurze 1: antyklina oznaczona jako „II", rozpoczynająca się na północ od litery „A" w nazwie miasta Sucha). 1 – czwartorzęd; 2 – piaskowce magurskie; 3 – łupki podmagurskie; 4 – warstwy hieroglifowe; 5 – łupki pstre; 6 – piaskowiec ciężkowicki górny; 7 – piaskowiec ciężkowicki dolny; 8 – warstwy inoceramowe; 9 – nieciągłości tektoniczne; 10 – powierzchnia nasunięcia wtórnie wstecznie wygięta; 11 – biegi i upady warstw (wg Książkiewicza, 1974 oraz pomiarów autora)



↑ FIG. 4. Mapa tektoniczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, uwydatniająca obecność fałdów ukośnych F_D (i – lokalnie – zafałdowań poprzecznych F_T) na całym obszarze nałożonych na dominujące, lecz tu intencjonalnie mocno „wytłumione" fałdy podłużne F_L (Aleksandrowski 1985b).
1 – frontalne nasunięcie karpackie; 2 – frontalne nasunięcia głównych jednostek płaszczowinowych; 3 – nasunięcia jednostek niższego rzędu; 4 – ślady osiowe i kierunki osi fałdów podłużnych F_L; 5 – strefy ukośnych lub poprzecznych biegów warstw. Duże (możliwe do przedstawienia w skali mapy) fałdy ukośne F_D typu 1: 6 – antykliny; 7 –synkliny; 8 – fleksury



← FIG. 5. Stopniowa rotacja kierunków skracania/kompresji tektonicznej w toku późnej fazy ewolucji tektonicznej sukcesji fliszowej polskich Karpat zewnętrznych – próba ekstrapolacji rezultatów analizy strukturalnej płaszczowiny magurskiej w rejonie babiogórskim oraz wyników analizy SMGP na szerszy obszar Karpat (Aleksandrowski, 1985a, b, 1989).
F_L (późny wczesny lub środkowy miocen: karpat/baden) – mocno uproszczone, hipotetyczne wyobrażenie regionalnych kierunków kompresji na północnym przedpolu mikropłyty ALCAPA, w trakcie pierwszego, głównego etapu nasuwania płaszczowin fliszowych i ich fałdowania FL, zapewne jeszcze przed kolizją bloku ALCAPA z płytą europejską w podłożu basenu fliszowego/powstającego stosu płaszczowin. Osie kompresji ustawione prostopadle do krawędzi indentera – bloku ALCAPA. Przesłanki interpretacji: orientacja fałdów F_L oraz zespołów ciosu poprzecznego i podłużnego związanych z tą kompresją. $F_{L'}$ (środkowy miocen: baden/sarmat?) – „dosunięcie" ku NNE (na południku Babiej Góry) – ukształtowanego wcześniej i zafałdowanego stosu płaszczowin fliszowych, być może w trakcie kolizji bloku ALCAPA z płytą europejską w podłożu orogenu na odcinku północnym. Przesłanki interpretacji: orientacja ciosu L' –odprężeniowego, założonego podczas tego etapu kompresji.
F_D (późny miocen: sarmat–panon?) – dalsza rotacja ku NE i ujednolicenie kierunku kompresji w zewnętrznych Karpatach zachodnich i wschodnich w związku z trwającą konwergencją i prawdopodobną kolizją bloku ALCAPA i platformą europejską w podłożu basenu fliszowego na odcinku wschodnim. Nałożenie młodszych fałdów F_D na fałdy F_L w Karpatach zachodnich. Przesłanki interpretacji: jednolita orientacja fałdów F_D i związanego z nimi ciosu na całym obszarze polskich zewnętrznych Karpat zachodnich i wschodnich.
1 – zapadlisko przedgórskie w dzisiejszych granicach; 2 – basen fliszowy/stos płaszczowin fliszowych oraz kierunek skracania tektonicznego; 3 – Karpaty centralne (i częściowo wewnętrzne) – głównie w granicach bloku ALCAPA, czarny – pieniński pas skałkowy; 4 – wulkanity neogeńskie związane głównie z subdukcją podłoża Karpat Wschodnich ku SW; ramowo podany wiek: O – ottnang; K – karpat; B – baden; S – sarmat; F – panon; Pt – pont; Rm – dak (wg Póka, *w*: Royden i in., 1983);
5 – nasunięcie frontalne Karpat; 6 – nasunięcie magurskie; 7 – wgłębna granica między platformą prekambryjską a paleozoiczną; 8 – regionalny kierunek skracania/kompresji tektonicznej; 9 – przemieszczenia przesuwcze o regionalnym znaczeniu; 10 – obszar przeprowadzonych badań terenowych

rozpoznanie geometrii i ewolucji systemów fałdowych oraz formowania się sieci ciosu, a także ekstrapolacja wniosków na większy obszar zachodnich Karpat fliszowych, pozwoliły na sformułowanie hipotezy o stopniowo rotującym zgodnie z ruchem wskazówek zegara kierunku skracania tektonicznego w obrębie północnych Karpat fliszowych podczas miocenu (fig. 5). Hipoteza ta (choć sformułowana dość ogólnie i bardziej jakościowo, niż ilościowo), a także rozpoznanie interferencyjnej natury układu fałdów północnokarpackich, zostały później w różnym stopniu potwierdzone i zastosowane w badaniach prowadzonych m.in. przez Deckera i in. (1997), Nemčoka (1993), Zuchiewicza (1997), Fodora i in. (1999), Rauch (1999), Świerczewską i in. (2000) oraz Szczęsnego (2003). W ostatnim dwudziestoleciu wydają się, jednak, zapomniane przez geologów karpackich, nie mających doświadczenia z obszarów metamorficznych, gdzie złożone relacje między różnowiekowymi systemami fałdów powstałymi w odmiennych planach strukturalnych, nie są niczym nadzwyczajnym i zwykle nie pozostają niezauważone.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1983. Analiza strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozprawa doktorska].

Aleksandrowski P., 1985a. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.

Aleksandrowski P., 1985b. Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13th Congress: 159–162. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Studia Geologica Polonica, 96: 7–149.

Birkenmajer K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Studia Geologica Polonica, 77: 89–112.

Birkenmajer K., 1985. Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-16, 175: 101–115.

Decker K., Nescieruk P., Reiter F., Rubinkiewicz J., Ryłko W., Tokarski A.K., 1997. Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. Przegląd Geologiczny, 45: 1070–1071.

Fodor I., Csontos I., Bada G., Györfi I., Benkovics I., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. Geological Society, London, Special Publications, 156: 295–334.

Fossen H., 2016. Structural geology, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Ghosh S.K., 1968. Experiments of buckling of multilayers which permit inter-layer gliding. Tectonophysics, 6: 207–249.

Ghosh S.K., 1974. Strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineations. Tectonophysics, 21: 249–272.

Ghosh S.K., Ramberg H., 1968. Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5: 89–105.

Jackson J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. Nature, 283: 343–346.

Julivert M., Marcos A., 1973. Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain). American Journal of Science, 273: 353–375.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa Geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Książkiewicz M., 1974. Szczegółowa mapy geologicznej Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, arkusz Sucha Beskidzka. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Książkiewicz M., 1977. The tectonics of the Carpathians. *W*: Geology of Poland. Vol. 4. Tectonics (red. W. Pożaryski): 476–620. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Morawski W., 1972. Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Acta Geologica Polonica, 22: 573–591.

Nemčok M., 1993. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. Tectonophysics, 217: 117–142.

Nescieruk P., Wójcik A., Malata T., Aleksandrowski P., 2007. Tektoniczne struktury deformacyjne w iłach krakowieckich sarmatu w Wylewie k. Sieniawy (zapadlisko przedkarpackie): świadectwo młodej przesuwczej aktywności podłoża miocenu. Przegląd Geologiczny, 55: 690–698.

Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *W*: Budowa Geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 2. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Peresson H., Decker K., 1997. Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Crapathian-Pannonian region. Tectonics, 16: 38–56.

Ramsay J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. Session 22: Superposed folding. Academic Press, London: 475-504.

Rauch M., 1999. Pofałdowa dyspersja kierunków w strefie wygięcia płaszczowiny śląskiej w rejonie doliny Dunajca. Przegląd Geologiczny, 47: 187–193.

Royden L., Horváth F., Rumpler J., 1983. Evolution of the Pannonian basin system. Tectonics, 2: 63–90.

Skjernaa L., 1975. Experiments on superposed buckle folding. Tectonophysics, 27: 255–270.

Starkel L., 1969. The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 3: 33–43.

Szczęsny R., 2003. Reconstruction of stress directions in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds. Geological Quarterly, 47: 289–298.

Świerczewska A., Tokarski A.K., Hurai V., 2000. Joints and mineral veins during structural evolution: case study from the Outer Carpathians (Poland). Geological Quarterly, 44: 333–339.

Teisseyre H., 1928. Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace geograficzne (Lwów), 10: 67–100.

Teisseyre W., 1907. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza. Kosmos, 32: 393–402.

Teisseyre W., 1921. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos, 46: 242–474.

Teisseyre W., 1926. Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat. Kosmos, 51: 410–461.

Unrug R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 3–21.

Unrug R., 1984. Geodynamic evolution of the Carpathians. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 52: 39–66.

Watkinson A.J., 1981. Patterns of fold interference: influence of early fold shapes. Journal of Structural Geology, 3: 19–23.

Zuchiewicz W., 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Przegląd Geologiczny, 45: 105–109.

Regionalny układ sieci spękań ciosowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych

Paweł Aleksandrowski

Dwa główne, różnowiekowe, krzyżujące się systemy fałdów z wyboczenia, charakteryzujące się różnymi rozmiarami (od skali mezo- do skali makro-) oraz występujące miejscami systematycznie, a miejscami sporadycznie, oznaczane symbolami F_L i F_D oraz określane, odpowiednio, jako fałdy podłużne i fałdy ukośne (względem rozciągłości głównych jednostek tektonicznych) obecne są w zachodnich Karpatach zewnętrznych na obszarze Polski, deformując mezozoiczne i kenozoiczne sukcesje turbidytowe kolejnych płaszczowin fliszowych (Aleksandrowski 1985a, b, 1989; zob. też rozdział 6.6.2.A). W ścisłym związku z orientacją obu tych systemów fałdów pozostaje orientacja regionalnej sieci ciosu tektonicznego (fig. 1, 2). Spękania ciosowe Karpat zewnętrznych były przedmiotem obszernego, pionierskiego studium Książkiewicza (1968). Wyniki tego studium, a także późniejsze publikacje Tokarskiego (1975, 1977), stały się punktem wyjścia do wykonanych przed ponad czterdziestu laty badań autora nad ciosem w Karpatach zewnętrznych na całej szerokości płaszczowiny magurskiej w okolicach Babiej Góry w ramach szerszego projektu, obejmującego całokształt problematyki geologiczno-strukturalnej tego obszaru (Aleksandrowski, 1983). W ciągu lat, które upłynęły od badań autora, zanotowano znaczne postępy wiedzy o szczegółach procesów fizycznych stojących za rozwojem różnego typu kruchych deformacji w rozmaitych ośrodkach materiałowych, w tym w ośrodkach skalnych (np. Atkinson, 1987; Bahat i in., 2005; Gudmundsson, 2011). Postępy te jednak dotyczą głównie zjawisk zachodzących w skali od mikroskopowej i submikroskopowej do kilkudziesięciu-kilkuset metrów. Tymczasem szersze opracowania regionalne dotyczące rozwoju sieci systematycznych spękań tektonicznych, w tym zwłaszcza na obszarach orogenicznych, a przy tym zawierające interpretacje genetyczne odnoszące rozwój sieci ciosu do przebiegu ewolucji tektonicznej regionu, nie zanotowały podobnego postępu. Pozostają one stosunkowo nieliczne, zwykle prezentując dość jednostronne – choć wzajemnie odmienne – założenia i rozwiązania (np. Bahat i in., 2005). Trudności z tym związane trafnie zidentyfikowali Price i Cosgrove (1990: 209–239). Mając powyższe na względzie, autor zdecydował się przedstawić tu w skrócie wyniki swoich niegdysiejszych badań regionalnych, w przekonaniu, że – na tle istniejącej literatury – wciąż pozostają w dużym stopniu aktualne. Tym bardziej, że najważniejsze ustalenia wynikające z badań zarówno Książkiewicza (1968), jak i autora, były następnie weryfikowane, w znacznej mierze potwierdzane i w części przypadków doszczegółowiane i twórczo rozwijane przez innych autorów w różnych rejonach polskich Karpat fliszowych (np. Zuchiewicz, Henkiel, 1993; Zuchiewicz, 1997; Mastella i in., 1997; Mastella, Szynkaruk, 1998; Rubinkiewicz, 1998; Tokarski i in., 1999; Mastella, Zuchiewicz, 2000; Konon, 2001; Mastella, Konon, 2001, 2002; Tomaszczyk, 2005; Ludwiniak, 2008; Sikora, 2020; Strzelecki, 2023; Strzelecki, Świerczewska, 2023; Strzelecki i in., 2023).

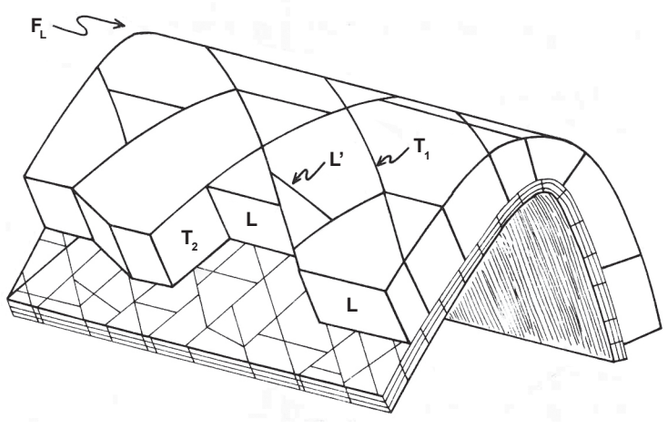
Spękania ciosowe (rozumiane tu jako takie, które wykazują regionalnie systematyczną, uporządkowaną geometrię; Książkiewicz, 1968; Aleksandrowski, 1985a, 1989) w sukcesjach fliszowych polskich Karpat zewnętrznych, a zatem w mediach skalnych dobrze uwarstwionych, generalnie dążą do położenia katetalnego (czyli prostopadłego do ławic i warstw – Hancock, 1964), co jest dobrze realizowane w sekwencjach cienko- i średnioławicowych (w tym nawet w przegubach fałdów), zaś słabiej – w pakietach gruboławicowych. Zwykle też ciosowe spękania karpackie rozwinięte są oddzielnie (choć zwykle zgodnie z tym samym planem strukturalnym na ogół różniąc się jedynie kątem dwuściennym 2θ pomiędzy spękaniami zespołów T_1 i T_2) w poszczególnych alternujących ławicach/warstwach sekwencji turbidytowych (tj. mają tendencję do nieprzedłużania się poza ławice czy warstwy, w których występują).

W skład sieci spękań ciosowych dominujących w polskich Karpatach zewnętrznych, szczegółowo rozpoznanych przez autora w rejonie babiogórskim (Aleksandrowski, 1983, 1985a, 1989), wchodzą dwa komplementarne zespoły spękań oznaczane jako T_1 i T_2, ustawione – łącznie jako system sprzężony – symetrycznie względem osi fałdów F_L oraz rozciągłości płaszczowin fliszowych i całego pasma karpackiego. Spękania T_1 i T_2 tworzą ze sobą dwuścienny kąt ostry o zmiennej wartości (maksymalnie do ok. 65°), którego płaszczyzna symetrii zachowuje położenie generalnie prostopadłe do osi wspomnianych fałdów. Dlatego spękania te określane są łącznie jako system ciosu T – poprzecznego względem osi dominujących struktur fałdowych oraz kierunku wydłużenia struktur typu płaszczowin i dużych łusek oraz samego pasma Karpat zewnętrznych w danym miejscu. Kolejnym powszechnie występującym zespołem ciosu, geometrycznie i genetycznie powiązanym z fałdami F_L są spękania L, określane jako podłużne, gdyż zachowują orientację (rozciągłość) zbliżoną do równoległości z osiami F_L (fig. 1). Z kolei, z rzadziej niż F_L występującymi, nałożonymi na F_L fałdami ukośnymi F_D o osiach NW–SE (w ich klasycznym rozwoju jako „typ 1" – zob. też podrozdział WZS 6.6.2A) – związane są zarówno geometrycznie (tj. swą orientacją), jak i genetycznie; zazwyczaj dobrze wykształcone spękania o rozciągłości NE–SW, wyróżnione jako zespół D_T (fig. 2), czyli spękania ukośne-poprzeczne (tj. poprzeczne do ukośnych fałdów F_D; fig. 3). W wielu miejscach pojawiają się też spękania dodatkowego zespołu L' (fig. 1, 2), o rozciągłości ok. WNW–ESE, niemające zasadniczo odpowiedników w innych strukturach tektonicznych regionu, z wyjątkiem kilku uskoków. Zostały one zinterpretowane (Aleksandrowski, 1985a, 1989) jako odprężeniowy produkt późnej fazy nasuwania Karpat zewnętrznych na przedpole w badenie (miocen środkowy; por. Książkiewicz, 1972) skierowanego generalnie ku NNE, młodszego od fałdowania F_L.

Spękania zespołów L, T_1 i T_2 były już wcześniej rozpoznane przez Książkiewicza (1968) i Tokarskiego (1975), ale oznaczane i interpretowane nieco inaczej. Również już Książkiewicz (1968) zauważył w kilku odsłonięciach spękania, określane tu jako ukośne-poprzeczne (D_T), ale doszedł do wniosku, że „nie odgrywają one istotnej roli". Chociaż wspomniany wyżej autor przytoczył szereg obserwacji świadczących o pofałdowym wieku otwarcia ciosu, uznał jednak, że spękania określane tu jako podłużne (L) oraz poprzeczne (T_1 i T_2) utworzyły się najprawdopodobniej podczas fałdowań. Z kolei Tokarski (1975, 1977) stwierdził, że spękania poprzeczne uformowały się przed fałdowaniem określanym tu jako F_L, podczas którego miały się wykształcić jedynie spękania L.

Obserwacje przeprowadzone przed laty przez autora (Aleksandrowski, 1983, 1985a, c, 1989) świadczą o bardziej złożonej genezie i ewolucji ciosu w Karpatach zewnętrznych. Finalne ukształtowanie się (otwarcie) większości spękań ciosowych wszystkich wyróżnionych zespołów miałoby – zgodnie z tymi obserwacjami – nastąpić już po fałdowaniu F_L. Ten wniosek opiera się na następujących przesłankach: (1) braku przemieszczeń na powierzchniach spękań ciosowych spowodowanych przecinającymi je mikrouskokami rozwiniętymi na powierzchniach syn-fałdowego kliważu spękaniowego/wstęg deformacyjnych (por. Aleksandrowski, 1980; Strzelecki, 2023; Strzelecki i in., 2023), (2) brak tzw. gzymsów tektonicznych (*sensu* Jaroszewski, 1968) na powierzchniach spękań ciosowych rozwiniętych w pobliżu przegubów fałdowych, powiązanych ze zjawiskami posuwu fałdowego (Jaroszewski, 1980), (3) nieregularne wykształcenie powierzchni spękań T_1 i T_2 w strefach przegubowych mezoskopowych fałdów F_L, (4) znaczne zwiększenie gęstości ciosu równoległego do młodych,

FIG. 1. Schemat położenia przestrzennego zespołów ciosu poprzecznego T_1, T_2, podłużnego L oraz dodatkowego podłużnego L' w stosunku do fałdów podłużnych F_L (Aleksandrowski, 1985c, 1989)



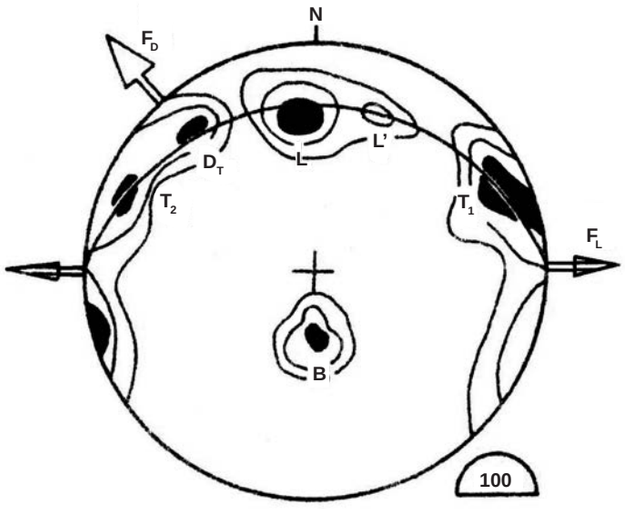


FIG. 2. Reprezentatywna orientacja sieci ciosu w najczęściej spotykanej w rejonie babiogórskim sytuacji zalegających monoklinalnie kredowo-paleogeńskich utworów fliszu magurskiego (na przykładzie piaskowców warstw hieroglifowych południowego skrzydła siodła Grzechyni w pojedynczym odsłonięciu zlokalizowanym na północ od górnej części wsi Skawica – Aleksandrowski, 1983, 1989). Uławicenie piaskowców (B) jest nachylone połogo ku S; strzałki F_L i F_D na obwodzie diagramu wskazują kierunek przebiegu pobliskich dużych fałdów, odpowiednio, podłużnych i ukośnych. D_T, L, L', T_1 i T_2 – oznaczenia poszczególnych stromo ustawionych i prostopadłych do uławicenia zespołów ciosu (szczegóły w tekście). Stereogram orientacji spękań w projekcji na górną półkulę siatki Schmidta, na dole podano liczbę wykonanych w odsłonięciu pomiarów

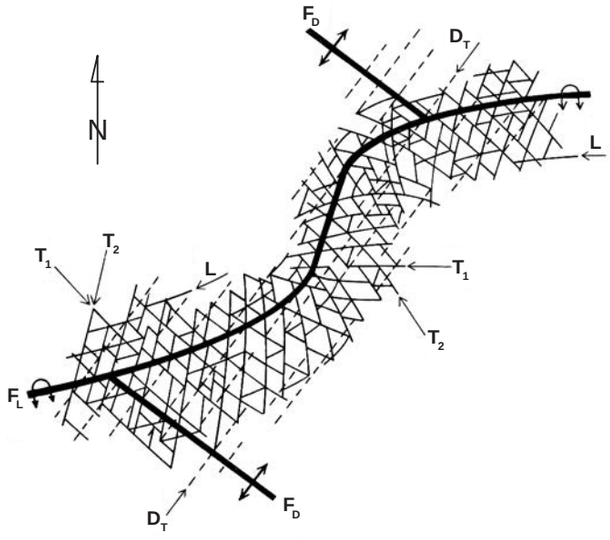


FIG. 3. Schemat w skali mapy geologicznej (Aleksandrowski, 1989), ukazujący reorientację sieci ciosu podłużnego L oraz poprzecznego (T_1 i T_2), przy niezaburzonym przebiegu ciosu ukośnego D_T, w obrębie tych stref fałdów F_L, które doznały wtórnego wygięcia, tworząc fałdy nałożone typu 2 (*sensu* Skjernaa, 1974; zob. też rozdział 6.6.2A) w związku z młodszym fałdowaniem F_D. Grubymi liniami oznaczono ślady osiowe fałdów F_L i fałdów F_D typu 1. Dla uproszczenia pominięto cios L' (również ulega reorientacji)

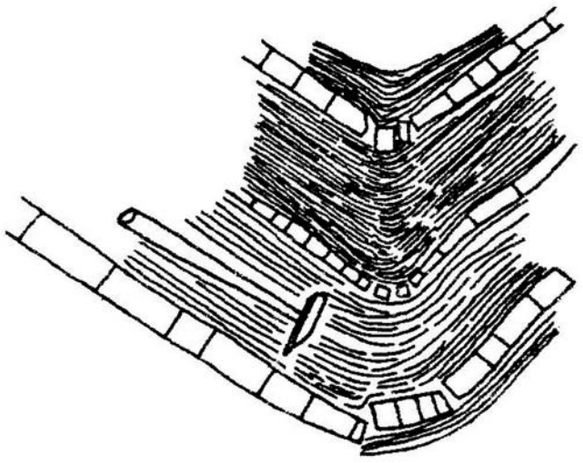


FIG. 4. Lokalny mezoskopowy fałd poprzeczny F_T o południkowej osi, wykształcony w warstwach beloweskich w pobliżu dużego, podobnie zorientowanego stromego uskoku w Lipnicy Małej. Zwraca uwagę wykorzystanie w ławiczkach piaskowców już otwartych podczas formowania się tego fałdu spękań zespołów T_1 i T_2. Rysunek z fotografii

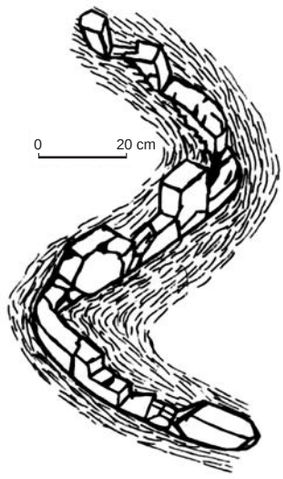


FIG. 5. Mezoskopowy fałd podłużny, prawdopodobnie generacji F_L, o osi zreorientowanej lokalnie do położenia pionowego na skrzydle później powstałego większego, przyuskokowego fałdu poprzecznego F_D o południkowej osi, warstwy beloweskie, Zubrzyca Górna. Uwagę zwraca stosunkowo nieregularny układ ciosu, który nie był jeszcze otwarty podczas fałdowania F_L. Rysunek z fotografii

pofałdowych uskoków w ich bezpośrednim sąsiedztwie oraz do współczesnych stromych stoków powierzchni terenu (por. Boretti-Onyszkiewicz, 1968a), (5) tzw. anizotropia ciosowa piaskowców fliszu karpackiego, odkryta przez Boretti-Onyszkiewicz (1968a, b) w trakcie badań laboratoryjnych nad własnościami mechanicznymi tych skał. Wspomniana anizotropia ciosowa (por. też Domonik, 2007), to tendencja makroskopowo niespękanych prób skalnych do pękania pod obciążeniem w warunkach laboratoryjnych równolegle do powierzchni ciosu, występujących w odsłonięciach, z których pobrano próbki.

Przeprowadzone w regionie babiogórskim badania spękań ciosowych, doprowadziły autora do wniosku, że spękania poszczególnych rozpoznanych zespołów zostały zainicjowane (założone) podczas wydarzeń kompresyjnych związanych z fałdowaniami, a zaczęły się ujawniać (otwierać) w różnych momentach czasowych po fałdowaniu F_L (por. podobne poglądy na konieczność odróżniania procesów inicjacji i ujawniania spękań ciosowych *w*: Price, 1959, 1966; Jaroszewski, 1972, 1980, 1994; Ramsay, Lisle, 2000). Pogląd o założeniu ciosu T_1 i T_2 wskutek działania tektonicznej kompresji podczas etapu wstępnego poprzedzającego fałdowania F_L na pozostający jeszcze w położeniu horyzontalnym wielowarstwowy pakiet osadów fliszowych (ang. *layer-parallel shortening*) wynika z geometrii tych zespołów ciosu, odpowiadającej komplementarnym powierzchniom ścinania przy równoległym do uwarstwienia położeniu osi maksymalnego i minimalnego ściskania. Jednocześnie, jedynie niewielki odsetek powierzchni spękań T ma charakter zlustrowań z rysami ślizgowymi (sub)równoległymi do uławicenia, które mogą świadczyć o ich jeszcze przedfałdowym utworzeniu się (tak założeniu, jak i otwarciu) w kompresyjnym polu naprężeń o kinematyce przesuwczej. Zdecydowana większość tych powierzchni, a także powierzchni wszystkich pozostałych zespołów ciosu, nie jest jednak gładka i nosi na sobie różne drobne struktury spękaniowe, zwłaszcza struktury pierzaste o różnym położeniu względem uwarstwienia skał, co – z kolei – przemawia za ich otwarciem w warunkach ekstensyjnych, po zakończeniu działania fałdotwórczej kompresji. Otwieranie spękań wszystkich zespołów było długotrwałym procesem, który trwa do dziś (por. punkty 4 i 5 powyżej). Ujawnianie ciosu poszczególnych zespołów nakładało się w czasie, co wynika ze złożonych stosunków intersekcyjnych pomiędzy spękaniami różnych zespołów. Zdaniem autora (Aleksandrowski, 1983, 1985a, c, 1989) zarówno poprzeczne (T), jak i podłużne (L) systemy/zespoły ciosu zostały zainicjowane w początkowej fazie fałdowania F_L, na etapie przedfałdowego, równoległego do uwarstwienia sprężystego skrócenia ośrodka skalnego, nie tyle przez zatrzymanie w ulegającej lityfikacji, tektonicznie ściskanej poziomo skale, pola sprężystych naprężeń szczątkowych (ang. *residual stress*; Price 1959, 1966; Aleksandrowski 1983, 1985a, c, 1989) o osiach naprężeń głównych zorientowanych w przybliżeniu równolegle i prostopadłe do uławicenia, ile przez rozwój analogicznie zorientowanej anizotropii ciosowej w wyniku procesu tzw. podkrytycznego wzrostu mikroszczelin (ang. *subcritical crack growth*; Atkinson, Meredith, 1987). Po fałdowaniu, w trakcie wypiętrzania, doszło do częściowego odprężenia skał i ujawnienia – przez dalszy wzrost sieci mikroszczelin – pewnej liczby spękań systemów T i L oraz – zwłaszcza – wytworzenia w skałach wszechobecnej anizotropii ciosowej. Anizotropia ciosowa w skale jest tym samym najprawdopodobniej wyrażona przez ciągi ukierunkowanych mikroszczelin (Roberts, 1965; Williams, 1967; Gallagher i in., 1974; Ollson, 1974), rozwiniętych przez podkrytyczny wzrost i częściowe połączenie się w aktywnym polu naprężeń mikroskopowych defektów i mikropęknięć. To właśnie dzięki tej anizotropii mógł przebiegać późniejszy długotrwały proces otwierania spękań ciosowych. Zespoły T_1 i T_2 ciosu poprzecznego zostały założone w postaci ciągów mikroszczelin jako inicjalne spękania ścięciowe (ang. *shear joints*), natomiast zespół spękań podłużnych L może być interpretowany nie tyle jako spękania radialne w strefach przegubów fałdowych, ile przede wszystkim jako spękania z odprężenia (ang. *release-tension joints*; de Sitter, 1964; *extension fractures*; *sensu* Secor, 1969) w najbardziej typowych dla Karpat zewnętrznych sytuacjach homoklinalnego ułożenia warstw na znacznych przestrzeniach. Również spękania zespołu L' prawdopodobnie mają genezę odprężeniową, związaną z uzupełnieniem i komplikacją geometrii anizotropii ciosowej podczas hipotetycznego epizodu kompresyjnego $F_{L'}$. Spękania zespołu D_T byłyby, z kolei, również spękaniami ekstensyjnymi poprzecznymi względem fałdów ukośnych, spowodowanymi regionalną kompresją NE–SW, odpowiedzialną za fałdowanie F_D, a także odprężeniem poprzecznym po jej zaniku (Aleksandrowski, 1989).

Wartości kąta dwuściennego 2θ pomiędzy komplementarnymi zespołami spękań ciosowych T_1 i T_2 (por. Muehlberger, 1961; Secor, 1965; Jaroszewski, 1980) w obszarze babiogórskim oscylują pomiędzy[1] 0° i 70°. Wartości te wydają się nie wykazywać związku z lokalnymi i regionalnymi zmianami budowy geologicznej badanego segmentu płaszczowiny magurskiej, ani też z przedfałdową głębokością pogrzebania poszczególnych odsłonięć. Wyrażają one najprawdopodobniej lokalną zmienność wartości naprężeń różnicowych (σ1–σ3) oraz ciśnienia płynów porowych w skałach podczas formowania się anizotropii spękaniowej.

Na etapie fałdowania F_D wiele spośród spękań zespołów T i L było już otwartych (fig. 4), co zdaje się kontrastować z zachowaniem spękań tych zespołów w starszych fałdach F_L (fig. 5). Podczas tego etapu nałożonego młodszego fałdowania o innym kierunku, starsze fałdy F_L zostały miejscami powyginane w tzw. fałdy nałożone typu 2 (Skjernaa, 1975, p. rozdział WZS 6.6.2A), w związku z czym już istniejące, albo wciąż utajone pod postacią anizotropii ciosowej, spękania zespołów T, L i L' zostały lokalnie zreorientowane (fig. 3). W rezultacie fałdowania F_D, anizotropia ciosowa uległa dalszej komplikacji oraz doszło do wytworzenia ekstensyjnych spękań zespołu D_T. Zachowują one dosyć stabilną orientację SW–NE w całym regionie babiogórskim oraz poza nim.

Oprócz penetratywnej (*sensu* Turner, Weiss, 1963) w skali regionalnej sieci ciosu, opisanej w skrócie powyżej, w polskich Karpatach zewnętrznych pospolicie występują też lokalne zespoły spękań, takie jak spękania przewodnie (ang. *master joints* – *sensu* Jaroszewski, 1980), spękania przyuskokowe (w rodzaju ścięć Riedla itp. – por. np. Jaroszewski, 1980; Aleksandrowski, 1992) oraz – z rzadka – słabo rozwinięte układy spękań o geometrii analogicznej do kliważu wchlarzowego , bądź osiowego w partiach jądrowych fałdów F_L, pojawiające się we wkładkach mułowcowo-iłowcowych.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1980. Step-like tectonic lineation in the Magura flysch. Schodkowa lineacja tektoniczna we fliszu magurskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 329–339.

Aleksandrowski P., 1983 – Analiza strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozprawa doktorska].

Aleksandrowski P., 1985a. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.

Aleksandrowski P., 1985b. Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13th Congress: 159–162. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Aleksandrowski P., 1985c. Joint pattern, its age and origin in the Mt. Babia Góra region of the Magura nappe, Western Flysch Carpathians. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13th Congress: 163–165. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Studia Geologica Polonica, 96: 7–149.

Aleksandrowski P., 1992. Drobne uskoki i strefy ścinania. *W*: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej (red. M.P. Mierzejewski). Instrukcje i metody badań geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 105–115.

Atkinson B.K. (red.), 1987. Fracture mechanics of rock. Academic Press, London.

Atkinson B.K., Meredith P.G., 1987. The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks. *W*: Fracture mechanics of rock. (red. B.K. Atkinson): 111–166. Academic Press, London.

Bahat D., Rabinovitch A., Frid V., 2005. Tensile fracturing of rock. Springer, Berlin–Heidelberg.

Boretti-Onyszkiewicz W., 1968a. Cios we fliszu zachodniego Podhala. Acta Geologica Polonica, 18: 101–152.

Boretti-Onyszkiewicz W., 1968b. Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, 10: 115–152.

De Sitter L.U., 1964. Structural geology. McGraw-Hill, New York.

Domonik A., 2007. Anizotropia właściwości wytrzymałościowych skał fliszowych jako efekt oddziaływania naprężeń na przykładzie piaskowców cergowskich z Komańczy. Geologos, 11: 133–142.

Gallagher J.J., Friedman M., Handin J., Sowers G.M., 1974. Experimental studies relating to microfractures in sandstone. Tectonophysics, 21: 203–247.

Gudmundsson A., 2011. Rock fractures in geological processes. Cambridge University Press.

Hancock P.L., 1964. The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. Geological Magazine, 101: 174–184.

[1] Tzw. niskokątowe komplementarne spękania ścięciowe o małym kącie ścinania 2θ, spadającym w granicy do zera, są określane jako spękania hybrydowe i reprezentują struktury przejściowe między typowymi „podwójnymi" komplementarnymi spękaniami ścięciowymi o kącie 2θ rzędu 60° a „pojedynczymi" spękaniami ekstensyjnymi, dla których kąt 2θ wynosi zero (por. np. Jaroszewski, 1980).

Jaroszewski W., 1968. Gzymsy tektoniczne – nowy element drobnej tektoniki. Acta Geologica Polonica, 18: 179–203.

Jaroszewski W., 1972. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 38: 1–215.

Jaroszewski W., 1980. Tektonika uskoków i fałdów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Jaroszewski W., 1994. Spękania. *W*: Tektonika (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 215–269. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 45: 179–204.

Książkiewicz M., 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 38: 335–384.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Ludwiniak M., 2008. Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty wewnętrzne, Polska). Przegląd Geologiczny, 56: 1092–1099.

Mastella L., Konon A., 2001. Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu w płaszczowinie śląskiej. Przegląd Geologiczny, 50: 541–550.

Mastella L., Konon A., 2002. Jointing in the Silesian Nappe (Outer Carpathians, Poland) – paleostress reconstruction. Geologica Carpathica, 53: 315–325.

Mastella L., Szynkaruk E., 1998. Analysis of the fault pattern in selected areas of the Polish Outer Carpathians. Geological Quarterly, 42: 263–276.

Mastella L., Zuchiewicz W., 2000. Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. Geological Quarterly, 44: 377–390.

Mastella L., Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Rubinkiewicz J., Leonowicz P., Szczęsny R., 1997. Application of joint analysis for paleostress reconstruction in structurally complicated settings: case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). Przegląd Geologiczny, 10: 1064–1066.

Muehlberger W.R., 1961. Conjugate joint sets of small dihedral angle. Journal of Geology, 69: 211–219.

Ollson W.A., 1974. Microfracturing and faulting in a limestone. Tectonophysics, 24: 277–285.

Price N.J., 1959. Mechanics of jointing in rocks. Geological Magazine, 96: 149–167.

Price N.J., 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. Pergamon Press, Oxford.

Price N.J., Cosgrove J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge Univeristy Press.

Ramsay J.G., Lisle R.J., 2000. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 3: Applications of continuum mechanics in structural geology. Session 36: Heterogeneous finite strain: 4. Three-dimensional methods: 905-976, Academic Press, London.

Roberts J.C., 1965. Quartz microfracturing in the North Crop of the South Wales Coalfield. Geological Magazine, 102: 59–72.

Rubinkiewicz J., 1998. Rozwój spękań ciosowych w płaszczowinie śląskiej w okolicach Baligrodu (Bieszczady Zachodnie–Karpaty zewnętrzne). Przegląd Geologiczny, 46: 820–826.

Secor D.T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. American Journal of Science, 263: 633–646.

Secor D.T., 1969. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust. *W*: Proceedings of Conference on Research in Tectonics (Kink bands and brittle deformation) (red. A.J. Baer, D.K. Norris). Geological Survey of Canada Paper, 68–52: 3–48.

Sikora R., 2020. Rola spękań i uskoków w wykształceniu osuwisk i ich skarp w Beskidzie Śląskim na przykładzie rejonu Baraniej Góry. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Kraków [rozprawa doktorska].

Skjernaa L., 1975. Experiments on superposed buckle folding. Tectonophysics, 27: 255–270.

Strzelecki P.J., 2023. The origin of deformation bands in the Silesian Nappe (SE Poland). AGH, Kraków [rozprawa doktorska].

Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). Przegląd Geologiczny, 71: 231–234.

Strzelecki P.J., Świerczewska A., Tokarski A.K., 2023. The origin and conditions of pure compaction bands formation in the naturally deformed Otryt Sandstone (the Silesian Nappe, SE Poland). *W*: 19th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG): 96.

Tokarski A.K., 1975. Structural analysis of the Magura unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 45: 327–359.

Tokarski A.K., 1977. Rotated joints in folded Magura flysch (Polish Flysch Carpathians). Zrotowany cios w sfałdowanym fliszu jednostki magurskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 147–161.

Tokarski A.K., Zuchiewicz W., Świerczewska A., 1999 – The influence of early joints on structural development of thrust-and-fold belts: a case study from the Outer Carpathians (Poland). Geologica Carpathica Special Issue, 50: 178–180.

Turner F.J., Weiss L.E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.

Tomaszczyk M., 2005. Zależność między kierunkami korytarzy jaskiń pseudokrasowych a spękaniami ciosowymi w NE części Beskidu Śląskiego. Przegląd Geologiczny, 53: 168–174.

Williams E., 1967. Joint patterns in Darlymple Hill, North-East Tasmania. Geological Magazine, 104: 240–252.

Zuchiewicz W., 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Przegląd Geologiczny, 45: 105–109.

Zuchiewicz W., Henkiel A., 1993. Orientacja późnokenozoicznych naprężeń tektonicznych w świetle analizy pomiarów spękań ciosowych w SE części Karpat Polskich. Annales Universitatis M. Curie-Skłodowska, Lublin, 23B: 311–348.

Tektonika klinowa orogenicznego frontu Karpat i przyległej strefy zapadliska przedkarpackiego w rejonie Pilzna

Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

Ukształtowana w późnym miocenie (późny baden–sarmat) strefa kontaktu tektonicznego pomiędzy pasmem fałdowo-nasuwczym Karpat zewnętrznych a zapadliskiem przedkarpackim została poddana szczegółowej analizie strukturalnej na obszarze pomiędzy Tarnowem a Pilznem (dokładniej: w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli) na podstawie danych ze zdjęć sejsmicznych 3D oraz sejsmiki refleksyjnej 2D, a także danych z otworów wiertniczych w połączeniu z danymi powierzchniowymi. Analiza wszystkich dostępnych informacji umożliwiła szczegółowe rozpoznanie trójwymiarowej geometrii strukturalnej frontu Karpat i odpowiedzialnej za jej ukształtowanie sekwencji zdarzeń tektonicznych (Głuszyński, 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2014, 2015).

Analiza przedstawiona w tym tekście dotyczy fragmentu frontu orogenicznego Karpat, gdzie najbardziej zewnętrzną płaszczowinę fliszową stanowi jednostka skolska. Obejmuje ona utwory kredowo-paleogeńskie, częściowo przykryte miocenem osadzonym na fliszu, tzw. miocenem paraautochtonicznym. Jednostka skolska w powierzchniowym obrazie kartograficznym przylega od południa do mioceńskiego wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego (miocenu autochtonicznego). W jego południowej części osady te zostały tektonicznie włączone w obręb pryzmy orogenicznej, tworząc w strefie granicznej Karpat i zapadliska fałdowo-nasuwczą jednostkę zgłobicką (fig. 1; Połtowicz, 1994, 2004; Oszczypko, 2004; Krzywiec, Vergés, 2007; Krzywiec i in., 2014; zob. też podrozdział 6.10). Front Karpat w obszarze objętym analizą wykazuje charakterystyczne cechy tzw. tektoniki klinowej (ang. *wedge tectonics*; por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004).

Rolę klina tektonicznego pełnią sfałdowane i ponasuwane wewnętrznie utwory fliszu płaszczowiny skolskiej. Utwory te „wbiły" się w osady badeńskiej serii ewaporatowej (fig. 2), rozszczepiając ją wraz z niżej i wyżej leżącymi osadami zapadliska przedkarpackiego na dwa pakiety (fig. 3). Pakiety te tworzą strukturę krokodylową we frontalnej części rozciętej klinem fliszowym struktury trójkątnej. Zjawiska tektoniki klinowej są genetycznie związane z występowaniem w dolnej partii profilu miocenu serii ewaporatowej (fig. 2). W południowej części obszaru, gdzie dno zapadliska jest głęboko pogrążone, seria ta jest rozwinięta w podatnej na deformacje ścięciowe facji chlorkowej (sól kamienna formacji z Wieliczki). W części północnej natomiast, gdzie dno zapadliska występuje znacznie płycej, dominuje facja siarczanowa (anhydryty formacji z Krzyżanowic) (fig. 2–5; Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Ewaporaty facji chlorkowej znacznie ułatwiły przemieszczenia nasuwcze, zarówno na spągowym nasunięciu Karpat, jak i na dużych nasunięciach wstecznych, w których skrzydłach stropowych wykształciła się fleksura lub homoklina frontalna, w zachodniej części obszaru podścielona spągowym nasunięciem Karpat (fig. 3A, B). Na nasunięciu tym przemieszczenie fliszu karpackiego ku północy wygasa stopniowo w obrębie miocenu zapadliska. Jest ono lokalnie akomodowane antykliną frontalną o charakterze fałdu z propagacji nasunięcia (ang. *fault-propagation fold*). Nasunięcie spągowe Karpat, wraz z frontem orogenicznym, mają tu charakter struktur podpowierzchniowych (ang. *blind structures*; fig. 3A, B). W części wschodniej obszaru fleksura frontalna (ang. *frontal monocline*) jest rozcięta wspinającym się do powierzchni terenu nasunięciem spągowym Karpat, zafałdowana i włączona w obręb jednostki zgłobickiej (fig. 3c–f). Nasunięcie spągowe i front Karpat mają tu charakter struktur napowierzchniowych (ang. *emergent structures*). Budowa frontu orogenicznego Karpat wykazuje w ten sposób znaczne zmiany geometrii strukturalnej wzdłuż biegu struktur (fig. 4). Są one spowodowane

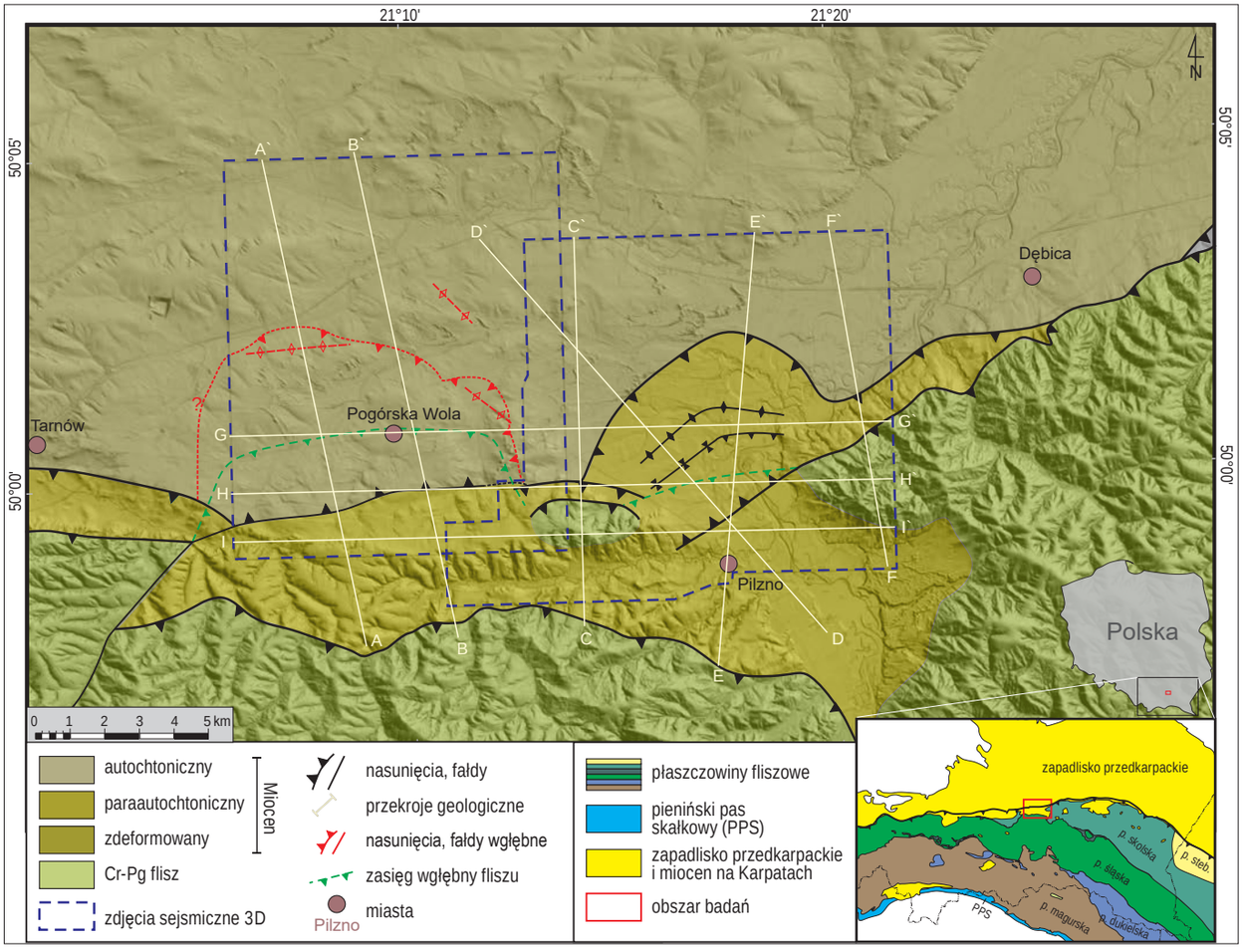


FIG. 1. Mapa geologiczna frontalnej części Karpat w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli

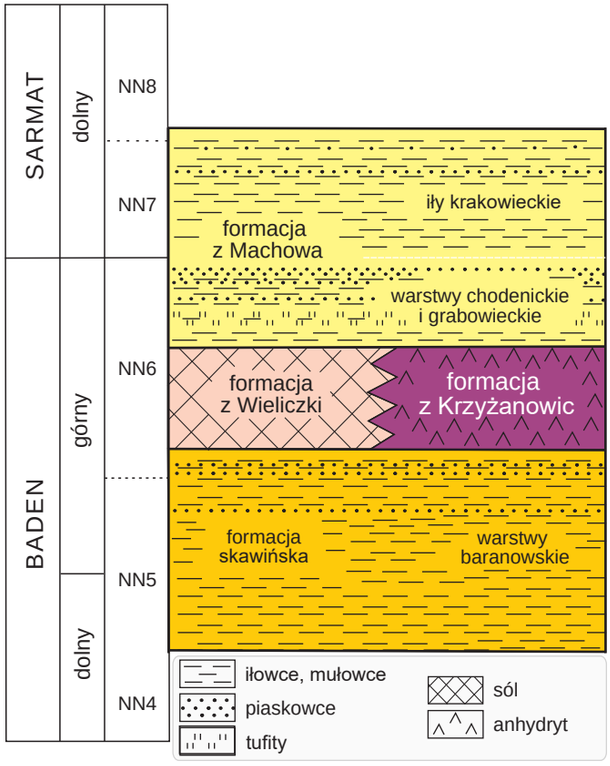


FIG. 2. Profil stratygraficzny osadów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Pilzna

wpływem na przebieg deformacji tektonicznej silnie zróżnicowanego paleoreliefu kredowo-jurajskiego podłoża miocenu, które uprzednio odegrało też znaczną rolę w określeniu charakteru i przebiegu sedymentacji osadów mioceńskich (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). W rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli w ukształtowaniu stropu podłoża miocenu (dna zapadliska przedkarpackiego) zaznacza się obecność wybitnej, głębokiej miejscami na ponad 1 km paleodoliny i innych obniżeń erozyjnych, gdzie osady mioceńskie wykazują znacznie powiększone miąższości (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Tam też doszło do akumulacji osadów ewaporatowych facji chlorkowej. Morfologia stropu podłoża miocenu wpłynęła też na orientację fałdów frontalnych (często skośną względem generalnego kierunku przemieszczeń nasuwczych) rozwiniętych w osadach mioceńskich. Fałdy te wyznaczają północny zasięg deformacji tektonicznej, związanej ze schyłkowym etapem orogenezy mioceńskiej (późny sarmat/panon? – zob. też podrozdział 6.6.2), podczas którego ukształtował się orogeniczny front Karpat.

Przedstawiona na syntetycznym przekroju (fig. 6) sekwencja deformacji obrazuje ewolucję tektoniczną frontu Karpat w rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli.

Podczas paleogenu dzisiejsze podłoże zapadliska przedkarpackiego występowało w obszarze badań na powierzchni terenu, w pozycji znacznie wypiętrzonej ponad poziom morza. Było poddawane intensywnym procesom erozyjnym, które doprowadziły do powstania głębokich obniżeń, takich jak paleodolina Pogórskiej Woli i depresja Pilzna, wciętych w utwory jurajsko-kredowe i być może starsze (fig. 5; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

Po wczesnomioceńskim sfałdowaniu i ujęciu sukcesji fliszowej polskich Karpat zewnętrznych w wiązkę płaszczowin z odkłucia i ścinania (Książkiewicz, 1972; Oszczypko, 2004, 2006, zob. też podrozdział 6.6.2), w późnym badenie (miocen środkowy) północna krawędź stosu płaszczowin karpackich – w rejonie Pilzna–Pogórskiej Woli z płaszczowiną skolską na przedzie – dotarła do linii położonej co najmniej 5–7 km na południe od obecnego położenia frontu płaszczowiny skolskiej (fig. 6A). Prawdopodobnie zatrzymała się tam i przez dłuższy czas stagnowała, umożliwiając na swoim przedpolu spokojną sedymentację materiału w znacznej mierze pochodzącego z erozji fliszu. Brzeg orogenu był wtedy silnie modelowany przez procesy erozyjne. W efekcie erozji paleotopografia powierzchni stropu płaszczowiny skolskiej w części frontalnej wykazywała zróżnicowany relief, który jednak generalnie był nachylony ku północy i mógł stanowić górną powierzchnię frontalnej partii klina orogenicznego (ang. *orogenic wedge*; por. np. Dahlen, 1990; Dahlen, Suppe, 1988; fig. 6A). Klin zbudowany z utworów płaszczowiny skolskiej został następnie częściowo przykryty osadami wypełniającymi zapadlisko przedkarpackie (fig. 6B).

Nierówności powierzchni stropu podłoża zapadliska przedkarpackiego miały kluczowy wpływ na zróżnicowanie miąższości osadów wypełniających zapadlisko i na zmiany facjalne w obrębie poziomu ewaporatowego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). W obniżeniach erozyjnych powierzchni stropu podłoża zapadliska nagromadziły się znacznie większe miąższości osadów mioceńskich niż na przyległych wysoczyznach. Osady facji chlorkowej (formacja z Wieliczki) w serii ewaporatowej skoncentrowały się w obniżeniach erozyjnych. Natomiast na obszarach wysoczyzn nierozciętych erozyjnie utworzyły się osady siarczanowe (formacja z Krzyżanowic). Taki rozkład facjalny osadów ewaporatowych warunkował późniejszy rozwój struktur fałdowo-nasuwczych (fig. 5).

Po depozycji osadów serii ewaporatowej (formacje z Wieliczki i z Krzyżanowic) oraz dolnej części warstw nadewaporatowych (formacja z Machowa) w zapadlisku przedkarpackim nastąpiła kolejna faza tektonicznego przemieszczania się ku północy frontu karpackiego, co doprowadziło do niewielkiej skali syndepozycyjnej deformacji świeżo złożonych w paleodolinie osadów mioceńskich. Deformacja ta była bezpośrednim efektem propagacji ku północy, w osady miocenu, nasunięcia spągowego (frontalnego) Karpat, nad którego przednią krawędzią wykształciły się antykliny frontalne o charakterze fałdów związanych z propagacją uskoków (por. Suppe, 1985; Mitra, 1990). Uskoki związane z fałdami naduskokowymi są zakorzenione na poziomie ewaporatowym, wzdłuż którego rozwinęło się spągowe nasunięcie Karpat.

Wyżej opisane początkowe deformacje kształtujące dzisiejsze struktury frontu orogenicznego Karpat w rejonie Pilzna powstały w trakcie przemieszczania się ku północy utworów fliszowych, ujętych w pakiet płaszczowin wywierający poziomy nacisk na leżące na przedpolu osady. Początkowo tempo przemieszczenia na nasunięciu frontalnym i związanego z nim fałdowania przewyższało możliwość kompensacji przez deponowane na rosnącym fałdzie osady (fig. 6C). Następnie tempo deformacji w najbardziej frontalnej części orogenu stopniowo spadło aż do zera (fig. 6C, D), umożliwiając deponowanym w zapadlisku osadom synorogenicznym całkowite pogrzebanie zastygłej antykliny frontalnej. Wtedy deformacja przeniosła się ku tyłowi i zaczęła być aktywna w strefie położonej na zapleczu antykliny frontalnej – nad frontem klina fliszowego. Klin ten, poruszając się poziomo ku północy i „wbijając" w badeńskie osady zapadliska, powodował ich rozszczepienie (rozwarstwienie) i wykształcenie nasunięcia wstecznego (nasuwającego baden ku południowi), które prawdopodobnie propagowało w osadach aż do powierzchni terenu (fig. 6E). Naprężenia związane z przemieszczającym się wciąż ku północy frontem Karpat były akomodowane wtedy głównie przez (1) deformacje powstające w „małej strefie trójkątnej", rozwiniętej w poziomie ewaporatowym, przez (2) wsteczne nasuwanie utworów mioceńskich ponad klinem fliszu płaszczowiny skolskiej, a także przez (3) związane z tym retroszariażem wielkoskalowe zafałdowanie miocenu we fleksurę/homoklinę frontalną (fig. 6E, F). Przerzucenie na tym etapie deformacji z frontalnej partii spągowego nasunięcia orogenu Karpat na nasunięcie wsteczne było spowodowane zapewne dociążeniem frontalnej strefy orogenu Karpat przez synorogeniczne osady obficie deponowane wtedy w zapadlisku przedkarpackim, które unieruchomiły (zamroziły) deformację w strefie antyklin frontalnych (por. Sieniawska i in., 2010; Krzywiec i in., 2014).

W trakcie przemieszczania się ku północy sfałdowanych i złuskowanych utworów fliszowych płaszczowiny skolskiej, czoło tej ostatniej na podobieństwo klina poziomo rozcinało badeńską serię ewaporatową, deformując i rozwarstwiając osady zapadliska przedkarpackiego na dwa usamodzielnione tektonicznie pakiety – dolny i górny (fig. 6E–I). Pakiet dolny podściela klin fliszowy i obejmuje zasadniczo niezdeformowane warstwy podewaporatowe formacji skawińskiej oraz zdeformowane osady dolnego pakietu serii ewaporatowej, stanowiące warstwę poślizgową („smar tektoniczny") dla utworów fliszowych jednostki skolskiej. Pakiet górny reprezentują utwory górnego pakietu serii ewaporatowej i warstw nadewaporatowych (formacji z Machowa), wstecznie nasunięte na fliszowy klin jednostki skolskiej i na zalegające na nim utwory miocenu paraautochtonicznego. W efekcie frontalna strefa klina utworów fliszowych jest głęboko „wbita" w rozszczepione wskutek tego utwory ewaporatowe. Przed czołem klina fliszowego doszło też do spiętrzenia serii ewaporatowej w postaci zdeformowanego wypełnienia niewielkiej strefy trójkątnej, zbudowanej z ponasuwanych na siebie (w dużej mierze wstecznie) i zafałdowanych utworów serii ewaporatowej (Krzywiec i in., 2014).

Klin fliszu płaszczowiny skolskiej, przesuwając się sukcesywnie w kierunku N do NE podnosił i nasuwał wstecznie na siebie górny pakiet osadów zapadliska przedkarpackiego, stanowiący tzw. pasywny strop (ang. *passive roof;* Morley, 1986) nasunięcia wstecznego („pasywny" oznacza tu, że masy skalne skrzydła stropowego nasunięcia nie przemieszczały się „aktywnie" – w tym przypadku ku południowi – po jego powierzchni, tylko były biernie unoszone, pochylane ku północy i podścielane przez aktywnie podsuwający się – tutaj ku północy – klin reprezentujący skrzydło spągowe nasunięcia). Efektem tego procesu było powstanie fleksury/homokliny (monokliny) frontalnej w segmencie Pogórskiej Woli oraz „reliktowej" homokliny frontalnej w segmencie Pilzna (fig. 3B, D, 6E, F). Nasunięcie wsteczne rozcięło utwory miocenu zapadliska, pozostawiając w swoim skrzydle spągowym zasadniczo niezaburzone,

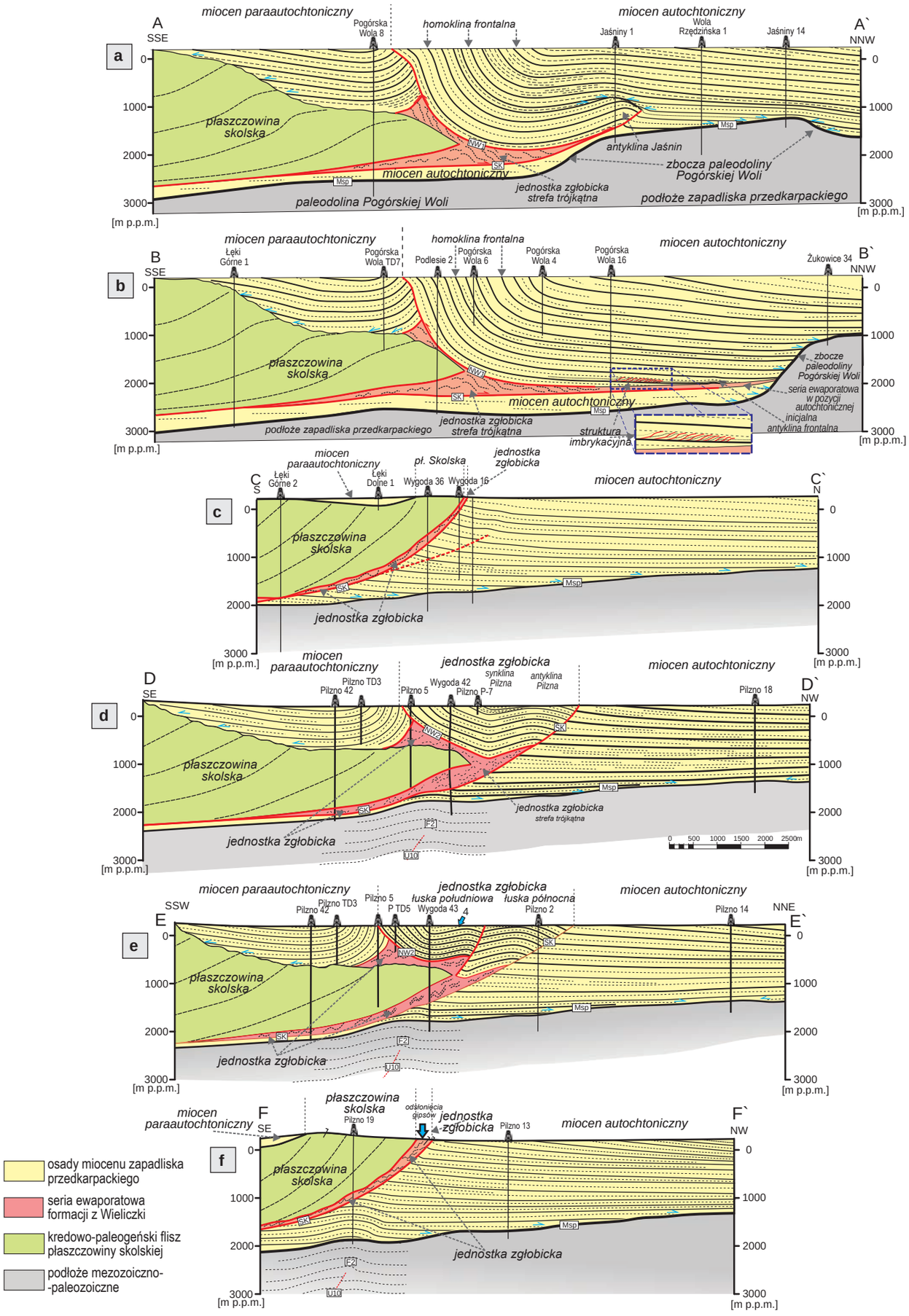


FIG. 3. Przekroje poprzeczne przez front Karpat w okolicach Pilzna

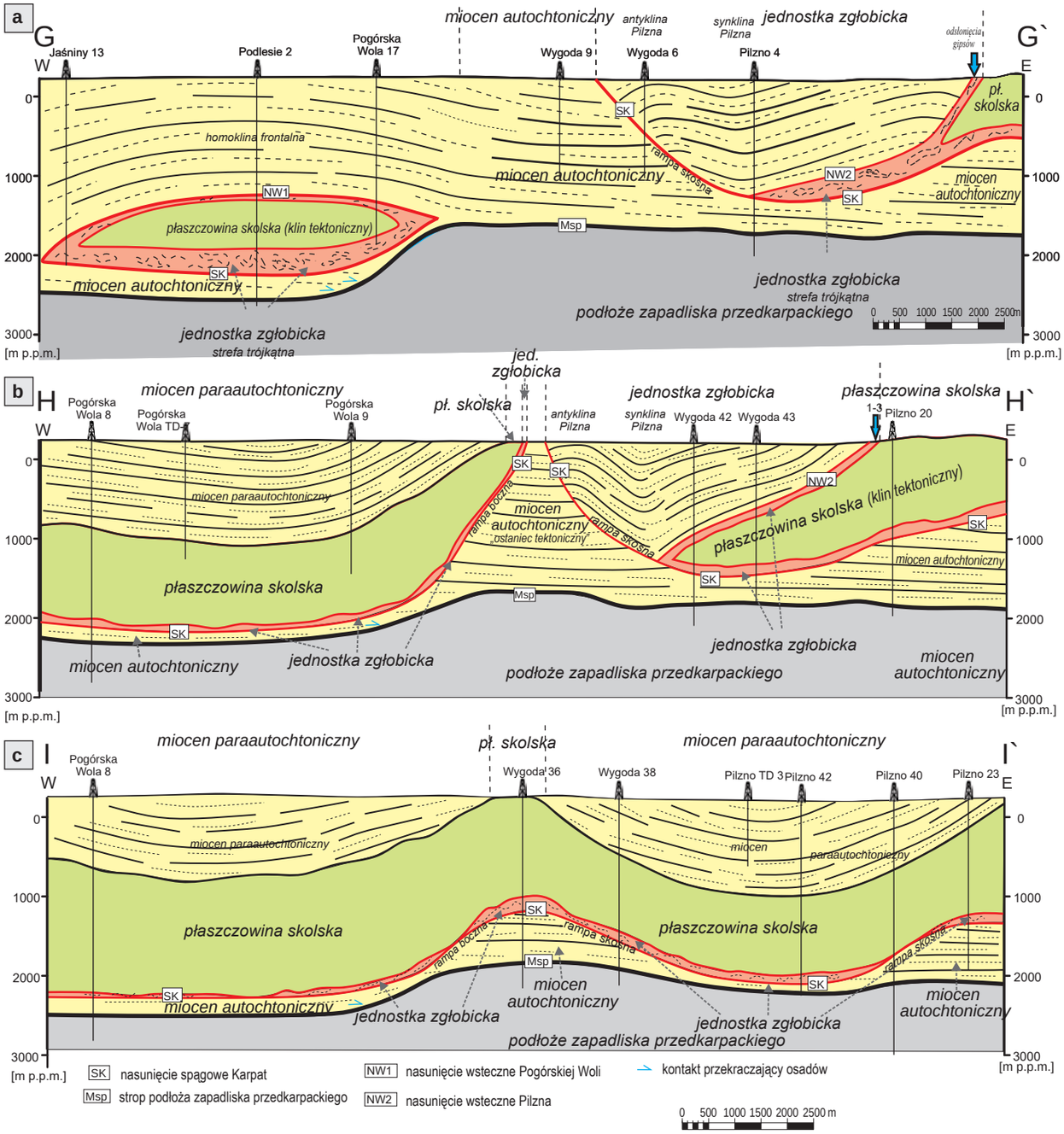


FIG. 4. Przekroje (wybrane) podłużne przez front Karpat w okolicy Pilzna

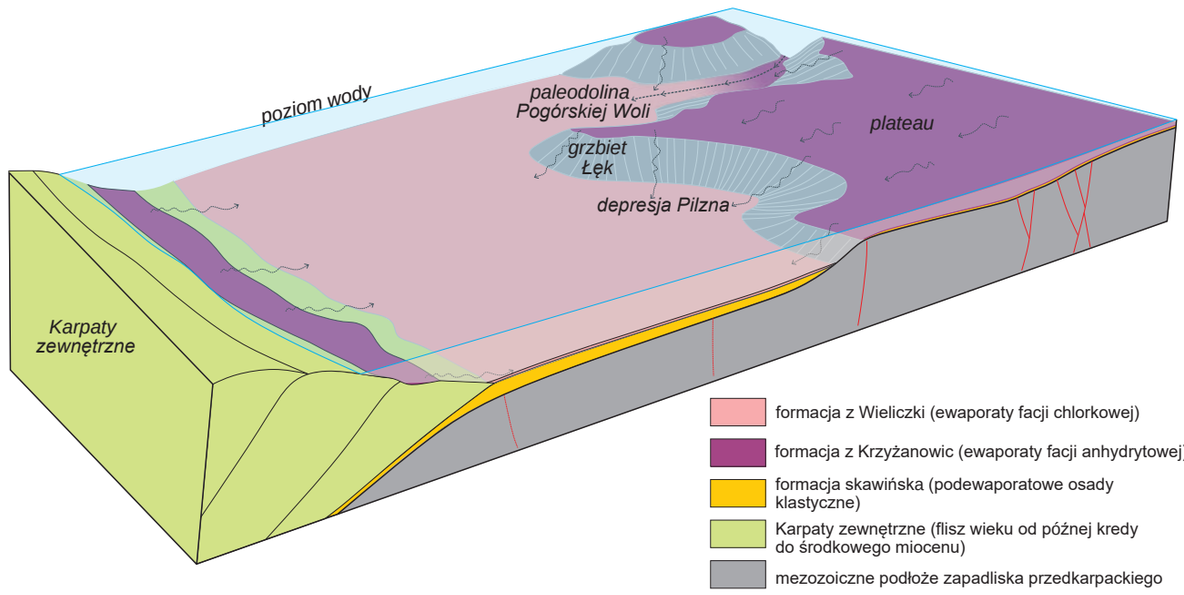


FIG. 5. Schemat przedstawiający rozkład facji ewaporatowych podczas depozycji w pobliżu Pilzna

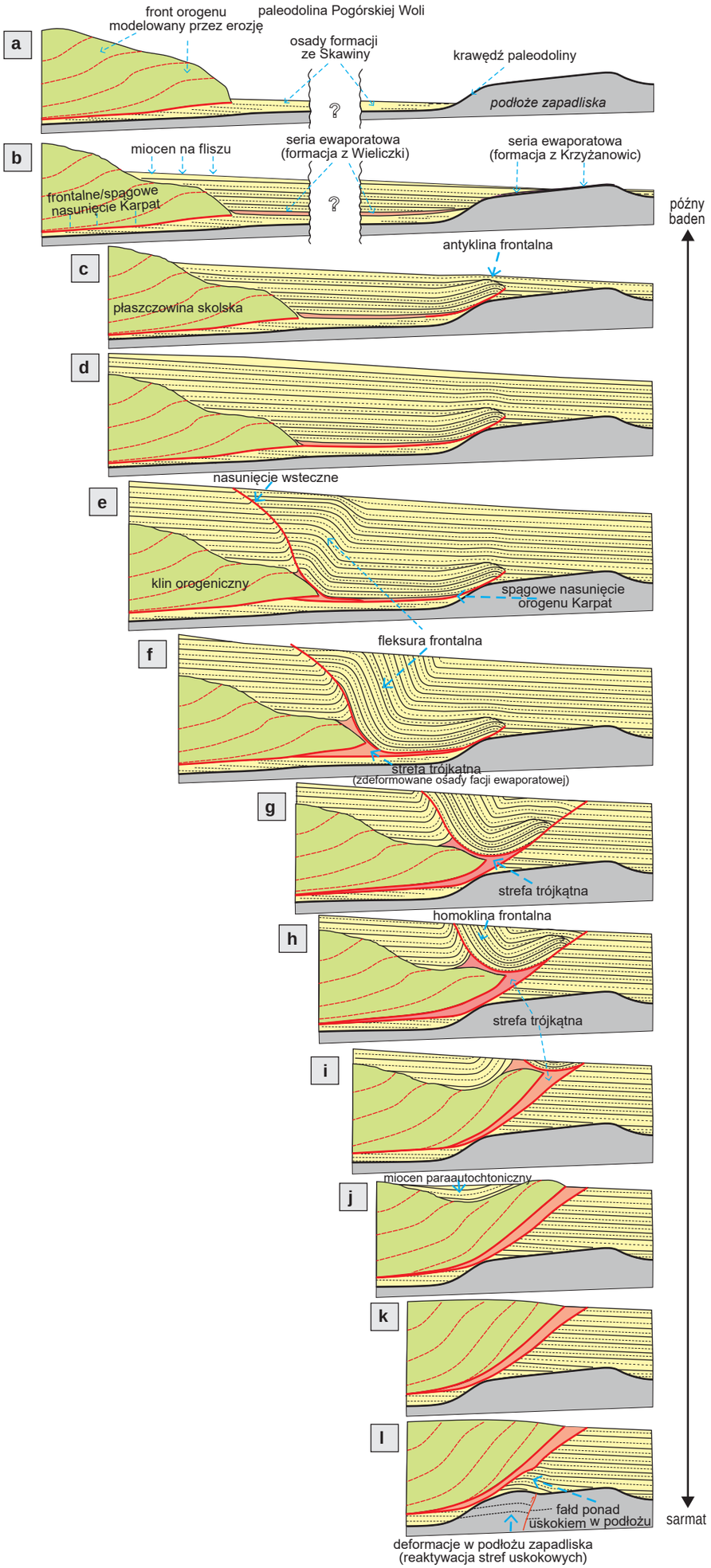


FIG. 6. Schemat ewolucji tektonicznej frontu orogenicznego Karpat i przyległej strefy zapadliska przedgórskiego w rejonie Pilzna

choć przy kontakcie z nasunięciem poddarte, osady transgresywnie zalegające na fliszu jednostki skolskiej, a w skrzydle stropowym nasuwając ku południowi i wychylając we fleksurę (monoklinę) frontalną miocen przedpola fliszu. Po erozyjnym ścięciu górnego, poziomego skrzydła fleksury, dzisiaj obserwuje się jedynie jej nachylone ku północy skrzydło środkowe – homoklinę frontalną.

Spągowe nasunięcie frontu Karpat w części wschodniej obszaru badań przebiło się ku północy i ku górze, przecinając utwory miocenu autochtonicznego i wychodząc na powierzchnię terenu (ang. *emerging thrust;* Boyer, Elliott, 1982; fig. 6G, H). Jednocześnie cała struktura orogenicznego frontu Karpat, zbudowana z klina fliszowego, strefy trójkątnej oraz antykliny i homokliny frontalnej, była przemieszczana ponad spągowym nasunięciem Karpat w kierunku powierzchni terenu/dna zbiornika morskiego, gdzie sukcesywnie ulegała erozji (fig. 6G–J).

W ostatniej fazie deformacji w obręb orogenu zostały włączone utwory podłoża zapadliska przedkarpackiego. Struktury wykształcone w toku tej deformacji mają postać nasunięć/uskoków odwróconych w obrębie osadów podłoża zapadliska przedkarpackiego i związanych z nimi antyklin naduskokowych. Doszło też wtedy do zafałdowania wcześniej niezdeformowanych utworów miocenu autochtonicznego kontaktujących z nasunięciem oraz do odkształcenia spągowego nasunięcia karpackiego poprzez ujęcie w antyklinę naduskokową, a przez to do zmniejszenia kąta upadu powierzchni nasunięcia karpackiego ponad propagującym nasunięciem w podłożu (fig. 6L).

LITERATURA

Boyer S.E., Elliott D., 1982. Thrust systems. AAPG Bulletin, 66: 1196–1230.

Bukowski K., 2011. Badeńska sedymentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. Rozprawy i Monografie AGH, 236: 1–184.

Dahlen F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18: 55–99.

Dahlen F.A., Suppe J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. Geological Society of America Special Paper, 218: 161–178.

Głuszyński A., 2014. Budowa geologiczna strefy brzeżnej Karpat i zapadliska przedkarpackiego w rejonie Tarnowa–Pilzna. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski [rozprawa doktorska].

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2014. Alongstrike changing structure of the Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland) as intersection phenomenon related to thrust-floor palaeotopography. Geologia Sudetica, 42: 19–20.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2015. Structural evolution of Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland). *W*: CETEG 2015: 13th Meeting of the Central European Tectonic Groups & 20th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS).

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. A deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep Basin near Pilzno and its control on Badenian (Middle Miocene) evaporite facies. Geological Quarterly, 60: 493–516.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.

Krzywiec P., Vergés J., 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. *W*: Thrust belts and foreland basins. From fold kinematics to hydrocarbon systems (red. O. Lacombe, J. Lavé, F.M. Roure, J. Vergés): 385–396. Springer.

Krzywiec P., Oszczypko N., Bukowski K., Oszczypko-Clowes M., Śmigielski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. Geological Quarterly, 58: 399–416.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Mitra S., 1990. Fault-propagation folding: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. AAPG Bulletin, 74: 921–945.

Morley C.K., 1986. A classification of thrust fronts. AAPG Bulletin, 70: 12–25.

Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.

Oszczypko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 50: 169–194.

Połtowicz S., 1994. Znaczenie badeńskiej formacji solonośnej w tektogenezie Karpat Polskich. Geologia. Kwartalnik AGH, 20 (1): 59–76.

Połtowicz S., 2004. Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat polskich. Geologia AGH, 30: 85–120.

Sieniawska I., Aleksandrowski P., Rauch M., Koyi H., 2010. Control of synorogenic sedimentation on back and out-of-sequence thrusting: insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland). Tectonics, 29, TC6012.

Suppe J., 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, New Jersey.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 443–454. Warszawa, 2026

REKONSTRUKCJE HISTORII TEKTONOTERMALNEJ WYPIĘTRZONYCH OBSZARÓW POŁUDNIOWEJ POLSKI

7

Artur Sobczyk, Aneta Anczkiewicz, Dariusz Botor, Jan Barmuta

7.1. WSTĘP

Artur Sobczyk

Procesom tektonicznym nieodłącznie towarzyszą zmiany pola termicznego Ziemi, widoczne w przekształceniach rozkładu izoterm. Termochronologia niskotemperaturowa umożliwia rekonstrukcję – zwykle uwarunkowanej tektonicznie – historii termicznej skał, zapisywanej przez minerały wrażliwe na zmiany temperatury w przypowierzchniowych partiach litosfery (tutaj rozumianych jako nieprzekraczających głębokości 10 km). Termochronologiczny zapis spadków i/lub wzrostów temperatury skał umożliwia m.in. określanie wieku, czasu trwania i intensywności przypowierzchniowych procesów tektonicznych. Składają się one na historię tektono-termalną skał, która stanowi całokształt zjawisk i procesów, w tym w szczególności wydarzeń tektonicznych, zachodzących przy współudziale zmian temperatury skał.

Kształtowanie się warunków termicznych w ośrodku skalnym zależy przede wszystkim od gęstości strumienia cieplnego w danym miejscu Ziemi. Jego gęstość zależy od tempa i wielkości dopływu energii geotermicznej, na którą składają się głównie ciepło pochodzące z płaszcza ziemskiego oraz energia wytwarzana przez naturalną promieniotwórczość ośrodka skalnego. Deformacje tektoniczne, zarówno dysjunktywne, jak i ciągłe, prowadzą do zaburzeń rozkładu izoterm, głównie poprzez zmianę położenia (zwłaszcza głębokości) zaangażowanych w deformacje jednostek strukturalnych. Rodzaj ruchu i skala przemieszczenia, pozycja skał podłoża względem elementów topografii oraz rodzaj i natężenie procesów egzogenicznych należą do najważniejszych czynników warunkujących zmienność rozkładu izoterm. Procesy uskokowania powodują także lokalne zaburzenia kształtu powierzchni izotermicznych w strefach przyuskokowych, a tym samym prowadzą do układu izoterm, który nie nawiązuje bezpośrednio do topografii. Po ustaniu ruchów tektonicznych powrót do stanu niezaburzonego odbywa się w drodze relaksacji termicznej skał. Zwrócenie uwagi na powyższe zależności prowadzi do wniosku, że w sprzyjających warunkach możliwe jest rekonstruowanie przebiegu procesów tektonicznych w czasie na podstawie historii termicznej skał. Badaniami w tym zakresie zajmuje się termochronologia niskotemperaturowa, która obejmuje radiometryczne metody datowania skał przy użyciu minerałów wrażliwych na zmiany stosunkowo niskich, przypowierzchniowych temperatur. W tej grupie do współcześnie najczęściej stosowanych należą metoda trakowa (FT) oraz metoda helowa (U-Th-[Sm])/He (w skrócie (U-Th)/He). Głównymi minerałami wykorzystywanymi do określania tymi metodami wieku różnych procesów zachodzących w skałach są apatyt, cyrkon oraz tytanit, ze względu na odpowiednio dużą zawartość uranu i ich względnie powszechne występowanie w skałach. Termochronologia niskotemperaturowa jako technika datowania pośredniego umożliwia odczyt wskazań zegarów izotopowych zapisanych w poszczególnych minerałach, które odzwierciedlają różne procesy geologiczne zachodzące na różnych etapach „życia" skał, w tym zwłaszcza epizody aktywności tektonicznej. Ekshumacja skał może być wynikiem procesów zarówno *stricte* erozyjnych, w których znaczenie mają rzeźba terenu i warunki klimatyczne kontrolujące denudację, jak i procesów tektonicznych, związanych z efektami działania czynników endogenicznych, w tym zwłaszcza z przemieszczeniami skał w przestrzeni. W odniesieniu do procesów tektonicznych analiza wyników datowań termochronologicznych wskazuje na duże znaczenie zmiennej aktywności stref uskokowych w czasie, przy jednoczesnym udziale zmian gęstości strumienia cieplnego. W rejonach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie stref uskokowych, które w efekcie tarcia przyuskokowego odnotowują lokalny wzrost temperatury, możliwe jest termochronologiczne określanie wieku deformacji kruchych (por. Maino i in., 2015; Wölfler i in., 2015).

W tym rozdziale przedstawiono najważniejsze wnioski płynące z rekonstrukcji termochronologicznych wykonanych dla różnych regionów południowej Polski na podstawie datowania metodą trakową oraz helową. Ze względu na ograniczony zakres niniejszego opracowania, przedstawiono wyłącznie podstawowe informacje z zakresu metodyki termochronologii niskotemperaturowej, a po bardziej szczegółowe wyjaśnienie podstaw poruszanych zagadnień odesłano Czytelników do literatury przedmiotu (np. Wagner, Van den Haute, 1992; Reiners i in., 2018; Malusà, Fitzgerald, 2019).

7.2. PODSTAWY TERMOCHRONOLOGII NISKOTEMPERATUROWEJ

Artur Sobczyk

Termochronologia niskotemperaturowa zajmuje się analizą historii termicznej skał, rozpatrywanej zazwyczaj w zakresie temperatur ~40–240°C (tab. 1), z wykorzystaniem metod geologii izotopowej. Zarówno metoda trakowa, jak i helowa opierają się na wykorzystaniu procesów rozpadu promieniotwórczego zachodzących w obrębie różnych minerałów akcesorycznych. Do badań tymi metodami są wykorzystywane głównie minerały ciężkie, które po standardowej separacji mechanicznej i chemicznej są poddawane dalszej analizie zgodnie z ustandaryzowanymi procedurami badawczymi. Uzyskane wyniki pomiarów laboratoryjnych stanowią – w dalszej kolejności – podstawowy zbiór danych niezbędny do wykonania modelowania numerycznego historii termicznej skał. Modelowanie wykonywane jest zazwyczaj z wykorzystaniem specjalistycznego oprogramowania komputerowego, a do najczęściej stosowanych programów należą pakiety QTQt oraz HeFTy (por. Ketcham, 2005; Vermeesch, Tian, 2014). Efektem modelowania komputerowego danych termochronologicznych jest oszacowana metodami statystycznymi historia chłodzenia skał, stanowiąca podstawę interpretacji ewolucji budowy geologicznej i historii tektonicznej analizowanego masywu skalnego. Wnioskuje się o tym z uzyskanych tymi technikami informacji dotyczących wieku chłodzenia skał, rozumianego jako przedział czasu, w którym

TAB. 1. Typowe zakresy temperatury zamknięcia i strefy częściowej retencji oraz zabliźniania traków dla różnych typów minerałów w metodzie helowej (U-Th-[Sm])/He oraz trakowej (FT). Strefa He PRZ została podana dla ziaren o efektywnej średnicy 60 µm i tempie chłodzenia 10°C/milion lat. Opracowanie własne na podstawie: Wolf i in. (1996), Farley (2002) oraz Guenthner i in. (2017)

Minerał	Metoda	Temperatura zamknięcia T_c	Strefa częściowej retencji helu (PRZ)/ zabliźniania traków (PAZ)
Apatyt	(U-Th-[Sm])/He (AHe)	ok. 70°C	ok. 47–73°C
Apatyt	AFT	ok. 110–120°C	ok. 60–120°C
Cyrkon	(U-Th-[Sm])/He (ZHe)	ok. 183°C	ok. 117–159°C
Cyrkon	ZFT	ok. 230–350°C	ok. 210–300°C
Tytanit	(U-Th-[Sm])/He (SHe)	ok. 199°C	ok. 121–159°C
Tytanit	SFT	ok. 240–350°C	ok. 265–310°C

dana skała przeszła przez określony zakres temperatur, jednak bez możliwości wskazania bezwzględnego wieku utworzenia się danego minerału czy skały.

Metoda trakowa (ang. *fission track*) wykorzystuje zjawisko powstawania śladów zniszczeń (tzw. traków; ang. *tracks*) w ziarnach minerałów, powstających w następstwie rozszczepiania (ang. *fission*) jąder atomowych niestabilnych pierwiastków, głównie uranu ^{238}U, wchodzących w skład sieci krystalicznej minerałów lub szkliwa (fig. 1), w wyniku procesu opisywanego modelem impulsu eksplozji jonowej (ang. *ion spike explosion*). W modelu tym rozpad atomu ^{238}U prowadzi do powstania dwóch wysokoenergetycznych jąder atomów potomnych pierwiastków lżejszych, które przemieszczając się w obrębie minerału w przeciwnych kierunkach, tworzą linearne ślady zniszczenia, czyli traki.

Liczba traków powstałych w efekcie rozpadu atomu ^{238}U przyrasta w czasie, co umożliwia zastosowanie tego zjawiska w geochronologii. Procesowi spontanicznego rozszczepiania jąder atomowych podlegają również inne pierwiastki z szeregu aktynowców (np. Th, Pa, Np, Pu), jednakże nie występują one

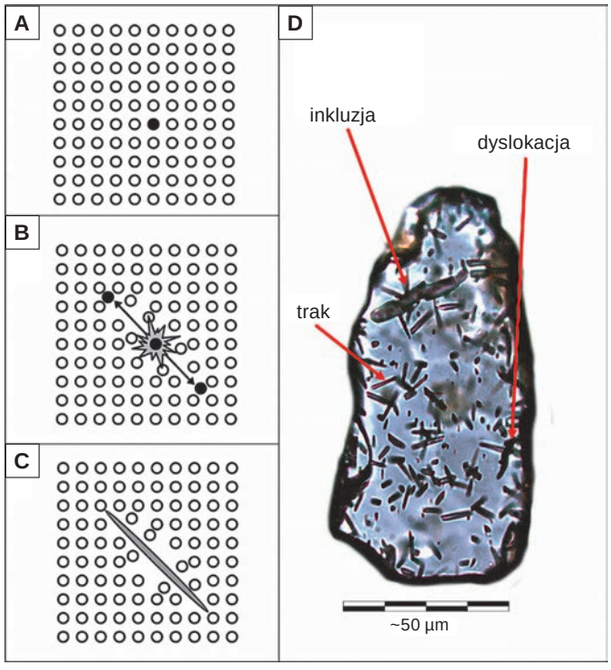


FIG. 1. Schemat ilustrujący powstawanie traków w efekcie zjawiska eksplozji jonowej: A atom ^{238}U w sieci krystalicznej minerału (czarny punkt); B samoistny rozpad jądra atomu ^{238}U prowadzi do powstania dwóch wysokoenergetycznych jąder atomowych potomnych pierwiastków lżejszych, przemieszczających się w przeciwnych kierunkach zgodnie z prawem Coulomba; C po ustaniu ruchu cząstek pozostaje ślad zniszczenia w krysztale – trak, długość początkowa ok. 17 µm (wg Gallaghera i in., 1998; zmodyfikowano); D spolerowane i wytrawione (w 5,5 M HNO_3) ziarno apatytu z granitów masywu karkonosko-izerskiego (Rudawy Janowickie, blok sudecki; Sobczyk i in., 2015). Ślady trawienia ujawniły traki w apatycie, a także dyslokacje w obrębie sieci krystalicznej oraz inkluzje mineralne

w minerałach w znaczących ilościach lub, jak w przypadku ^{235}U i ^{232}Th, mają zbyt długi czas połowicznego rozpadu. W obrębie poszczególnych ziaren mineralnych traki stanowią twory metastabilne, co oznacza, że w określonych warunkach może dochodzić do ich skracania, zmniejszania gęstości powierzchniowej i – w efekcie – zaniku. Proces ten jest nazywany zabliźnianiem traków (ang. *annealing* – dosłownie: wyżarzanie) i jest kontrolowany głównie przez temperaturę oraz w pewnych przypadkach przez skład chemiczny, strukturę kryształu lub ciśnienie (Carlson i in., 1999; Barbarand i in., 2003). Zależność czas–temperatura (t–T) kontrolująca zjawisko skracania i zabliźniania traków sprawia, że parametr długości traków ma podstawowe znaczenie przy określeniu historii termicznej próbki. Zazwyczaj strefa częściowego zabliźniania traków (ang. *partial annealing zone* – PAZ) dla apatytu w metodzie trakowej jest definiowana jako odpowiadająca przedziałowi temperatur 60–120°C (Green, Durrani, 1977). Powyżej górnej granicy PAZ (ok. 120°C dla apatytu, ok. 240°C dla cyrkonu, ok. 350°C dla tytanitu) traki podlegają całkowitemu zanikowi, a system ulega tzw. resetowi termicznemu.

Metoda helowa bazuje na analizie produktów radioaktywnego rozpadu kilku różnych izotopów: uranu (^{238}U i ^{235}U), toru (^{232}Th) oraz samaru (^{147}Sm), a także stabilnego helu (^{4}He). Możliwości jej zastosowania w badaniach geologicznych sięgają początku XX wieku (Lisker i in., 2009), a swój rozkwit przeżywa ona od lat 90. XX w. (Farley i in., 1996; Wolf i in., 1996), głównie za sprawą znacznego postępu w zakresie metodyki pomiarowej. Datowania (U-Th-[Sm])/He, oparte na retencji helu w obrębie ziaren mineralnych apatytu i cyrkonu, umożliwiają rekonstrukcję historii termicznej dla temperatur w zakresie ok. 40–200°C (tab. 1). Poszczególne rodzaje minerałów, datowane różnymi metodami (AFT – ang. *apatite fission track*, ZFT – ang. *zircon fission track*, AHe – ang. *apatite helium*, ZHe – ang. *zircon helium*), charakteryzują się odmiennym zakresem czułości wyrażonym temperaturą zamknięcia systemu, czyli wartością, poniżej której izotopy potomne pozostają w minerale i nie podlegają dyfuzji (Dodson, 1973). Charakter zjawiska dyfuzji helu sprawia, że oznaczony wiek He próbki spada wraz ze wzrostem temperatury w określonym zakresie nazywanym strefą częściowej retencji helu (ang. *helium partial retention zone* lub He PRZ). Poniżej granicy tej strefy system uzyskuje względną stabilność (ang. *helium total retention zone* lub He TRZ), natomiast powyżej zachodzi szybka dyfuzja (ang. *helium total diffusion zone* lub He TDZ).

7.3. HISTORIA TEKTONOTERMALNA POLSKI

7.3.1. Sudety i blok przedsudecki

Artur Sobczyk

Pierwsze badania z zakresu termochronologii niskotemperaturowej na obszarze bloku dolnośląskiego miały miejsce w latach 70. i 80. XX w. (Mochnacka, 1971; Jarmołowicz-Szulc, 1984; Przybyłowicz, 1986), natomiast znaczny ich rozwój nastąpił po 2000 r., wraz z ugruntowaniem podstaw metody trakowej oraz upowszechnieniem się metody helowej. Szczegółowe badania termochronologiczne były prowadzone w obrębie masywu karkonosko-izerskiego (Jarmołowicz-Szulc, 1984; Martinek i in., 2006; Sobczyk i in., 2015), plutonu Karkonoszy (Danišík i in., 2010; Sobczyk i in., 2015), synklinoriów północnosudeckiego (Sobczyk i in., 2018) oraz środsudeckiego (Sobczyk i in., 2015; Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020; Powolny i in., 2022), masywu Gór Sowich (Aramowicz i in., 2006), rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Danišík i in., 2012a; Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020), kopuły orlicko-śnieżnickiej (Sobczyk i in., 2020), plutonu kłodzko-złotostockiego (Danišík i in., 2012a), strefy morawsko-śląskiej (Botor i in., 2017) oraz w obrębie monokliny przedsudeckiej (Sobczyk i in., 2013). Analiza regionalna wyników datowań apatytów metodą trakową (AFT) z obszaru bloku sudeckiego (fig. 2) wskazuje na zdecydowaną przewagę późnokredowo-paleogeńskich (ok. 45–90 mln lat) wieków chłodzenia podłoża krystalicznego (por. Sobczyk, 2025). Najmłodsze, późnokredowo-neogeńskie wieki chłodzenia skał podłoża krystalicznego raportowano dotychczas dla systemu AFT (T_c ok. 110–120°C) z masywu Gór Sowich (43–57 mln lat; Aramowicz i in., 2006), Gór Złotych w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego (39–81 mln lat; Danišík i in., 2012a) oraz granitowej części Rudaw Janowickich (51–56 mln lat; Sobczyk i in., 2015). Nieco starsze etapy chłodzenia odnotowano w zbudowanej z granitów części Karkonoszy (82–90 mln lat; Danišík i in., 2010), metamorfiku Rudaw Janowickich (105 mln lat; Sobczyk i in., 2015), metamorfiku Gór Izerskich (63–121 mln lat; Jarmołowicz-Szulc, 1984) oraz w Niskim Jeseniku w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowego (48–151 mln lat; Botor i in., 2017). Z kolei oznaczenia AFT uzyskane dla wulkanitów permskich z niecki środsudeckiej (161–168 mln lat), interpretowane są jako wiek spilityzacji, niezwiązany bezpośrednio z ekshumacją skał podłoża, podnoszoną w innych opracowaniach (Powolny i in., 2022).

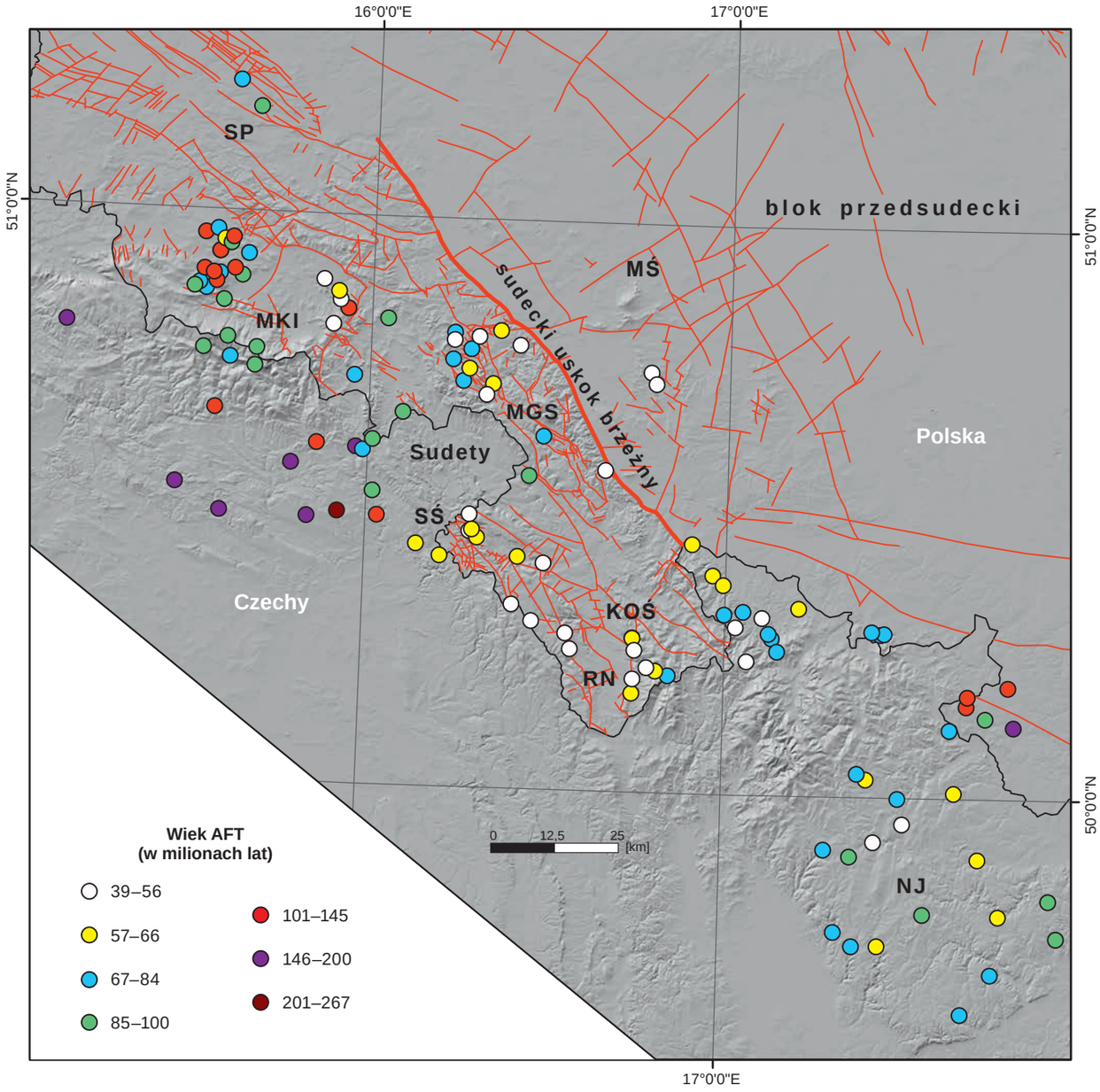


FIG. 2. Średnie wieki chłodzenia skał dla rejonu Sudetów, wyznaczone na podstawie datowań trakowych apatytu (AFT) według różnych autorów (szczegóły w tekście), przedstawione na tle numerycznego modelu terenu (wg Sobczyk, 2025; zmodyfikowano). Objaśnienia: KOŚ – kopuła orlicko-śnieżnicka; MGS – masyw Gór Sowich; MKI – masyw karkonosko-izerski; MŚ – masyw Ślęży; NJ – Niski Jesenik; RN – rów Nysy; SP – synklinorium północnosudeckie, SŚ – synklinorium śródsudeckie. Sieć uskoków według Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)

Wykonane dotychczas dla rejonu bloku sudeckiego badania z użyciem metody helowej prowadzone były dla apatytu (AHe) oraz cyrkonu (ZHe), dla których temperatury zamknięcia systemu wynoszą odpowiednio ok. 70 i 180°C (tab. 1). Badania prowadzone z użyciem metody ZHe wykazały następujące wieki chłodzenia: masyw karkonosko-izerski 98–296 mln lat (Danišík i in., 2010) i 100–271 mln lat (Sobczyk i in., 2015); synklinorium śródsudeckie 181–299 mln lat (Sobczyk i in., 2015); Góry Złote w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego 79–105 mln lat (Danišík i in., 2012a); Niski Jesenik w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowego 233–303 mln lat (Botor i in., 2017). Z kolei nieliczne oznaczenia apatytu metodą AHe wykazały dla masywu karkonosko-izerskiego wieki chłodzenia 79–87 mln lat (Danišík i in., 2010) oraz 48–96 mln lat dla Gór Złotych w rejonie sudeckiego uskoku brzeżnego (Danišík i in., 2012a).

Badania z użyciem metod termochronologii niskotemperaturowej dostarczają ważnych przesłanek na temat powaryscyjskiej ewolucji tektonotermalnej bloku dolnośląskiego, której dokładna rekonstrukcja nie była dotychczas możliwa przy użyciu innych metod badawczych. Wśród analizowanych skał na szczególną uwagę zasługują osady górnej kredy, dla których wykazano postsedymentacyjny reset termiczny z temperaturami przekraczającymi 110°C (Botor i in., 2019; Sobczyk i in., 2020). W modelowaniu numerycznym historii termicznej skał bloku dolnośląskiego na podstawie metod termochronologicznych przyjmowane są zazwyczaj następujące założenia (za Sobczyk i in., 2020): (1) początek chłodzenia skał waryscyjskiego podłoża ok. 300 ±20 mln lat temu przy temperaturze 160 ±20°C, co zapewnia całkowite wyzerowanie systemu AFT, (2) położenie skał podłoża blisko powierzchni terenu dla okresu późnokredowej transgresji morskiej na obszarze Sudetów – 110 ±20 mln lat temu oraz temperatury rzędu 30 ±20°C, (3) uśredniony gradient geotermiczny na poziomie 30°C/km, (4) średnią aktualną temperaturę skał na powierzchni 5 ±5°C. Wyniki przeprowadzonego modelowania numerycznego z zastosowaniem powyższych parametrów są interpretowane m.in. jako zapis głębokiego pogrzebania skał w późnej kredzie, pod nadkładem przekraczającym miejscami 3 km grubości. Na podobną historię termiczną wskazują także prace z obszaru synklinorium północnosudeckiego, gdzie dla skał osadowych permu udokumentowano późnokredowe wieki chłodzenia (68–92 mln lat), przy maksymalnych paleotemperaturach rzędu 110–140 ±10°C (Sobczyk i in., 2018). Z kolei różnowiekowe skały osadowe synklinorium śródsudeckiego (górny karbon–górna kreda) uległy schłodzeniu poniżej 120°C w okresie pomiędzy 89 a 60 mln lat temu (Botor i in., 2019). Osady kredowe synklinorium śródsudeckiego oraz rowu górnej Nysy Kłodzkiej uległy schłodzeniu poniżej izotermy 120°C między 58 (rów Nysy) a 46 mln lat temu (rejon Gór Stołowych) (Sobczyk i in., 2020). Obserwowana dla metody AFT znaczna dominacja późnokredowo-neogeńskiego epizodu chłodzenia wskazuje na intensywną ekshumację tektoniczną bloku sudeckiego, łączoną z powszechną dla wczesnego kenozoiku inwersją basenową (por. Sobczyk i in., 2020). Istotnych obserwacji dostarczyły również wyniki analiz ZHe dla cyrkonów z bloku dolnośląskiego, dla których odnotowano kredowe i młodsze wieki chłodzenia (por. Danišík i in., 2010, 2012a).

Przyjmując uproszczony model chłodzenia w następstwie ekshumacji skał podłoża przy średnich temperaturach zamknięcia systemu helowego dla cyrkonu, konieczne do kompensacji zmian temperatury jest przyjęcie erozji ok. 5–6 km skał nadkładu. Uzyskane wyniki były interpretowane m.in. jako wskaźnik głębokiego pogrzebania obszaru bloku dolnośląskiego w trakcie późno-

kredowej transgresji morskiej, dla której zarówno zasięg lateralny, jak i miąższość skał nadkładu były większe od dotychczas zakładanych, a zagadnienie to zostało omówione m.in. w pracach Danišíka i in. (2010, 2012a) oraz Sobczyka i in. (2015, 2020). Najmłodsze odnotowane dotychczas epizody chłodzenia skał bloku dolnośląskiego reprezentują najwyższy eocen (39–40 mln lat temu) i są zbliżone wiekowo do etapu wulkanizmu bazaltowego dokumentowanego metodami K–Ar i Ar–Ar. Ten efekt świadczy na korzyść propozycji Danišíka i in. (2012a), którzy na podstawie wyników modelowania historii termicznej skał wskazują, że w późnym eocenie i oligocenie podłoże wschodniej części bloku sudeckiego zostało lokalnie podgrzane do temperatury poniżej 70°C w związku z aktywnością magmową, będącą następstwem otwarcia się rowu Egeru (Ohrzy; zob. też rozdział 8). Wspomniani autorzy sugerują również, że podczas kenozoicznej ekshumacji wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego doszło do wyniesienia bloku przedsudeckiego względem Sudetów, na co ma wskazywać brak znaczącej różnicy w rozkładach wieków AFT i AHe na obu skrzydłach uskoku. Sobczyk i in. (2020), wykorzystując modelowane historie termiczne skał dla rejonu kopuły orlicko-śnieżnickiej i rowu Nysy zakładają erozję rzędu 3–3,5 km na przestrzeni ostatnich 60–70 mln lat. Wskazuje to na średnie tempo ekshumacji podłoża bloku sudeckiego od późnej kredy na poziomie 0,04 km/mln lat, z prawdopodobnym wzrostem do ok. 0,15 km/mln lat w tzw. fazie subhercyńskiej (65–45 mln lat temu) orogenezy alpejskiej (*sensu* Kley, 2018). Ekshumacja tektoniczna podłoża w warunkach poziomej kompresji tektonicznej doprowadziła do sfałdowania osadów kredowych oraz rozwoju szeregu nasunięć między 89 a 83 mln lat (koniak–santon), wzdłuż których bloki skał metamorficznych zostały ponasuwane na podłoże kredowe, na co wskazują również dane otworowe (np. Kozdrój, 2014). Godne jest podkreślenia, że najmłodsza – neogeńska – faza aktywności tektonicznej rejonu sudeckiego nie znajduje swojego zapisu w danych termochronologicznych, co – zgodnie z dzisiejszą topografią Sudetów – potwierdza, że skala późnokenozoicznego wypiętrzenia poszczególnych bloków tektonicznych tego obszaru nie przekroczyła wartości 1,5 km.

7.3.2. Karpaty zewnętrzne

Aneta Anczkiewicz, Jan Barmuta

Karpaty zewnętrzne stanowią przykład pasma fałdowo-nasuwczego o charakterze naskórkowym (np. Książkiewicz, 1972; Unrug, 1979; Pescatore, Ślączka, 1984; Winkler, Ślączka, 1992; Roure i in., 1993; Zuchiewicz i in., 2001; Nemčok i in., 2006a, b, 2007; Gągała i in., 2012), powstałego na skutek inwersji basenów rozwiniętych wzdłuż północnej pasywnej krawędzi oceanu Tetydy alpejskiej (np. Konecný i in., 2002; Golonka i in., 2007). Przyjmuje się, że jednostki strukturalne (płaszczowiny) odpowiadają w przybliżeniu sekwencjom osadowym poszczególnych basenów lub ich części (np. Książkiewicz, 1972; Ślączka i in., 2006). Nasunięcie frontalne ma charakter diachroniczny i datowane jest na ok. 18 mln lat w części zachodniej (czeskiej), 14–13 mln lat w części centralnej (Polska) i mniej niż 8 mln lat w części (rumuńskiej) (Jiřiček, 1979; Nemčok i in., 2006b).

Prekursorem zastosowania metody trakowej dla obszaru Karpat zewnętrznych byli Van Couvering i in. (1981), którzy, wykorzystując tę metodę na cyrkonach (ZFT), oszacowali wieki cyrkonów z dwóch bentonitów z okolic Polany na 41,7 i 39,8 mln lat, oraz dwóch bentonitów ze Znamirowic na 34,6 i 28,9 mln lat, co jest zgodne z wynikami datowań glaukonitu K–Ar w Europie Zachodniej, na podstawie których wiek granicy eocen/oligocenu szacuje się na 37–38 mln lat. Wyniki zawarte w pracy Danišíka i in. (2008) opierają się jedynie na dwóch próbkach z cieszynitów, ale są to pierwsze dane z zastosowaniem metody zarówno AFT, jak i AHe w Karpatach zachodnich (Czechy). Otrzymane odpowiednio wieki AFT w zakresie 36,7 i 21 mln lat oraz AHe 18 i 9 mln lat przemawiają za wysoką denudacją postpanońską (ok. 2 km), która przeczy założeniu o panońskim tektonicznym spokoju i peneplenizacji. Różnice wieku datowań AFT i AHe między obiema próbkami odzwierciedlają ich odmienne pozycje morfostrukturalne w obrębie jednostki śląskiej. Anczkiewicz i Świerczewska (2008) zastosowały metodę AFT w połączeniu z metodą illit–smektyt na próbkach piaskowcowych wzdłuż linii przekrojowej Kraków–Zakopane (Golonka i in., 2007). Uzyskane wieki AFT z płaszczowiny magurskiej wykazały dość szeroki rozrzut wieków między 15,9 a 31,9 mln lat. Próbki z płaszczowiny śląskiej dały wieki 20,8 mln i 32,1 mln lat. Z kolei wieki AFT dla płaszczowiny dukielskiej oszacowano na 19,9, 20,6 i 156 mln lat. Wieki te zostały zinterpretowane jako całkowicie zresetowane, z wyjątkiem dwóch próbek. Jedna z nich, pochodząca z płaszczowiny magurskiej, dała wiek mieszany w granicach 30 mln lat, przy czym widoczny jest szeroki rozrzut wieków AFT pojedynczych ziaren od 100,3 do 6,7 mln lat. W połączeniu z bimodalnym rozkładem długości traków zamkniętych (ang. *confined tracks*) oraz ich średnią długością ok. 13 µm może to wskazywać na obecność różnych skał źródłowych oraz częściowe „resetowanie" po sedymentacji. Druga próbka z płaszczowiny dukielskiej zawierała dwie populacje wieków (154 i 21 mln lat) oraz normalny rozkład długości traków zamkniętych o średniej długości ok. 12 µm. Uwzględniając fakt, że strukturalnie głębiej położona próbka z płaszczowiny dukielskiej nie wykazywała istotnych oznak młodego „resetowania", natomiast strukturalnie wyżej położona próbka z płaszczowiny magurskiej była częściowo zresetowana, można wnioskować, że częściowe resetowanie miało miejsce przed powstaniem obecnego układu płaszczowin w zewnętrznych Karpatach. Niemniej jednak, obecność kilku młodych wieków w próbce z płaszczowiny dukielskiej sugeruje, że odmładzanie wieków AFT mogło być związane z procesem nasuwania. Wyznaczone paleotemperatury za pomocą metody illit–smektyt mieszczą się między 110 a 160°C, z wyjątkiem jednej próbki w rejonie płaszczowiny śląskiej, gdzie zakres paleotemperatury jest nieco niższy (75–115°C). Na tej podstawie stwierdzono, że obecny poziom erozji w badanej części zachodnich Karpat zewnętrznych osiągnął strefę całkowitego zabliźniania traków, co wskazuje na co najmniej 6 km ekshumacji (przyjmując gradient geotermiczny ok. 20°C/km dla fluoroapatytu). Dane te są zgodne z paleotemperaturami uzyskanymi metodą illit–smektyt. Starsze wieki AFT odnotowane w płaszczowinie magurskiej odnoszą się do wypiętrzenia tej płaszczowiny, natomiast młodszy wiek AFT z płaszczowiny dukielskiej odnosi się do wypiętrzenia zbiegającego się z nasunięciem płaszczowiny magurskiej poza jej przedpole.

W latach późniejszych pojawiły się prace termochronologiczne wykorzystujące metodę AFT i metody helowe na cyrkonach i apatytach, które przeprowadzono zarówno w polskiej, jak i ukraińskiej części Karpat zewnętrznych. Badania zostały uzupełnione o przekroje zbilansowane i proste modelowania strukturalne. Prace te pozwoliły na zgromadzenie obszernej bazy danych.

Dane ZHe z całych polskich Karpat zewnętrznych cechują się dużym rozrzutem wiekowym pojedynczych ziaren w zakresie 625–58 mln lat, z przewagą wieków pomiędzy 233–280 mln lat (Andreucci i in., 2013). Wyniki te są interpretowane jako wieki chłodzenia skał źródłowych dla osadów basenów karpackich, które ostygły poniżej ZHe PRZ w trzech głównych stadiach: przedwaryscyjskim, waryscyjskim i alpejskim. Dwie grupy wiekowe odnoszące się do triasu (245,9–207,7 mln lat) i późnej kredy–paleocenu (80–62,4 mln lat) mogą być powiązane, odpowiednio, z ekstensją powaryscyjską i wczesnoalpejską kolizją. Z kolei wieki AFT mieszczą się w przedziale od 32–7 mln lat (Mazzoli i in., 2010; Zattin i in., 2011; Andreucci i in., 2013) i razem z rozkładem długości traków zamkniętych wskazują na diachroniczną ekshumację badanego obszaru. Według autorów, pierwszy etap datowany na wczesny miocen odpowiada ekshumacji związanej z formowaniem nasunięć. Późniejsza faza ekshumacji (<10 mln lat), odnotowana przez autorów tylko w najbardziej wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych, została datowana na późny miocen i jest związana z postorogeniczną ekstensją i powstaniem uskoków normalnych o biegu zbliżonym do biegu nasunięć. Z kolei wieki AHe mieszczą się w przedziale 21–6 mln lat, co można interpretować jako następstwo chłodzenia i ekshumacji, które przemieszczały się stopniowo z zachodu na wschód (pomiędzy ok. 25 a 10 mln lat w sektorze zachodnim i między ok. 15 a 5 mln lat temu w sektorze wschodnim). Tempo pierwszego etapu ekshumacji obliczono na 0,4–1,1 mm/rok, a drugiego na 0,2–0,05 mm/rok. Najbardziej wewnętrzne części pasma fałdowo-nasuwczego osiągnęły temperatury pogrzebania wyższe niż całkowita temperatura resetu AHe i niższe niż minimalna temperatura ZHe PRZ. Zakładając stały i jednorodny gradient paleogeotermalny 18°C/km, pogrzebanie najbardziej wewnętrznych jednostek polskich Karpat zewnętrznych wynosiło od 3,6 do 8,6 km. Z kolei, w zewnętrznych strefach, pogrzebanie było mniejsze niż 3,6 km. Wyniki te zostały zestawione z poje-dynczymi cechami strukturalnymi, aby zrozumieć względną rolę nasunięć i uskoków normalnych. Cytowani autorzy wskazują, że po miocenie nie miały już miejsca żadne większe wydarzenia związane z ekshumacją; oznacza to, że wszelkie późniejsze procesy tektoniczne miały niewielki zasięg zarówno przestrzenny, jak i głębokościowy.

Wieki ZHe z części ukraińskiej Karpat zewnętrznych obejmują pojedyncze wartości w zakresie 450–30 mln lat (Andreucci i in., 2014; Roger i in., 2023), z których udało się wydzielić dwie populacje wiekowe (450–230 mln lat; 130–60 mln lat). Starsze wieki sugerują niepełny reset, ale jednocześnie określają czas chłodzenia dla obszaru źródłowego (Andreucci i in., 2014). Większość oszacowanych wieków AFT (fig. 3) została całkowicie zresetowana i mieści się w przedziale 12,9–6,2 mln lat (Andreucci i in., 2014; Nakapelyukh i in., 2018) oraz 20–11 mln lat (Roger i in., 2023); wieki częściowo zresetowane mieszczą się w przedziale 47,5–16 mln lat (Roger i in., 2023); minimalne wartości wieków częściowo zresetowanych wynoszą ok. 9,8 i 39,7 mln lat (Andreucci i in., 2014; Nakapelyukh i in., 2018) natomiast wieki nie zresetowane mieszczą się w przedziale 152–28 mln lat (Nakapelyukh i in., 2018). Z kolei całkowicie zresetowane wieki AHe z pojedynczych ziaren są bardzo zbliżone do wieków AFT w zakresie 10,7–5,6 mln lat (Andreucci i in., 2014) oraz 13,5–8,8 mln lat (Roger i in., 2023). Wyniki refleksyjności witrynitu zostały oszacowane

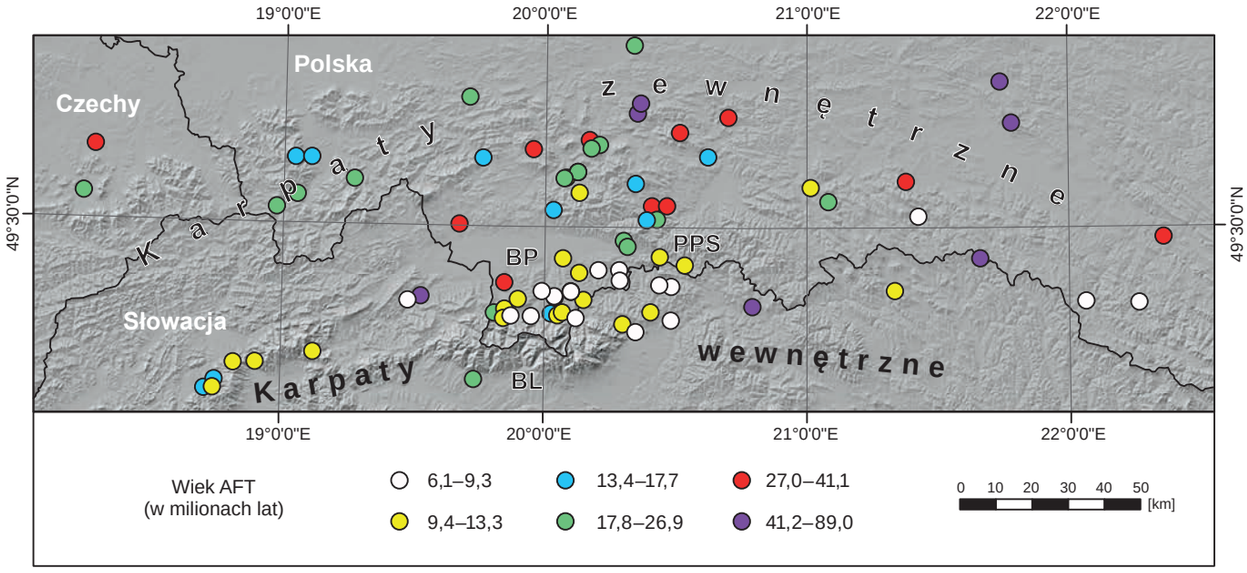


FIG. 3. Średnie wieki (± błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych, basenu podhalańskiego (BP) i liptowskiego (BL) oraz pienińskiego pasa skałkowego (PPS) wyznaczone na podstawie datowań trakowych apatytu według różnych autorów (szczegóły w tekście) na tle numerycznego modelu terenu

w zakresie 1,51–0,72% i wskazują na maksymalne pogrzebanie w centralnych jednostkach do ok. 170°C i 6 km. Chłodzenie i ekshumacja miały miejsce w trakcie pierwszego, „szybkiego" etapu między ok. 12 a 5 mln lat (tempo ekshumacji do ok. 1 mm/rok), po którym nastąpił „wolniejszy" etap od ok. 5 mln lat do chwili obecnej (tempo ekshumacji w granicach 0,5 mm/rok). Czas i tempo ekshumacji są zgodne z erozją po nasunięciu wzmocnioną przez wypiętrzenie izostatyczne. Natomiast według Nakapelyukh i in. (2018) najgłębsze skały we wnętrzu pasa fałdowo-nasuwczego zostały zerodowane, przetransportowane i ponownie osadzone w ciągu kilku milionów lat. Nasunięcie w kierunku przedpola przyspieszyło w późnej fazie skracania, zmieniając się z tempa ok. 13 km/mln lat (ok. 32–20 mln lat temu) do ok. 21 km/mln lat (20–12 mln lat temu). Dane dotyczące wieków AFT z wnętrza pasa fałdów i nasunięć sugerują, że od zakończenia skracania się przy ok. 12 mln lat, erozji uległ nadkład o miąższości do 6 km.

Najnowsze badania AFT przeprowadzone w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych (Barmuta i in., 2025) wykazały występowanie dwóch populacji wieków AFT. Pierwsza populacja wskazuje na występowanie wczesnomioceńskiej (~20 mln lat) ekshumacji w obrębie jednostek magurskiej i śląskiej, z kolei grupa druga, o wiekach AFT z przedziału 9–7 mln lat, ograniczona jest jedynie do płaszczowiny magurskiej. W przeciwieństwie do interpretacji podobnych wyników AFT ze wschodniej części płaszczowiny magurskiej (Mazzoli i in., 2010; Zattin i in., 2011; Andreucci i in., 2013), w tym przypadku późnomioceńskie wieki AFT (<10 mln lat) interpretowane są na podstawie danych sejsmicznych (Barmuta i in., 2021) oraz powierzchniowych badań strukturalnych (Barmuta i in., 2025), jako efekt ekshumacji związanej z formowaniem się dupleksów w obrębie jednostek przedmagurskich, poniżej nasunięcia magurskiego. Wyniki te znajdują potwierdzenie we wcześniejszych pracach (Świerczewska, 2005; Anczkiewicz, Świerczewska, 2008), w których wskazano na dwa epizody ekshumacji w obrębie płaszczowiny magurskiej. Pierwszy z nich był związany z akrecją, a drugi młodszy, aktywny co najmniej do wczesnego sarmatu, z nasuwaniem płaszczowiny na przedpole oraz powstaniem dupleksów w niżej leżących jednostkach okiennych, co doprowadziło do lokalnego wypiętrzenia i erozji. Przypuszcza się, że występowanie dupleksów może być związane ze strefami uskokowymi podłoża (Świerczewska, 2005; Barmuta i in., 2025).

7.3.3. Karpaty centralne (Tatry, basen podhalański)

Aneta Anczkiewicz

Na południu Tatry oddzielone są od fliszu Liptowa uskokiem podtatrzańskim, który zrzuca zarówno flisz paleogeński, jak i mezozoiczną pokrywę osadową zaangażowaną w płaszczowiny tatrzańskie. Od północy, na jednostkach płaszczowinowych Tatr niezgodnie zalegają osady fliszu podhalańskiego. Granica między Tatrami i fliszem podhalańskim ma charakter fleksury. Na wschodzie i zachodzie masyw tatrzański jest ograniczony przez uskoki przesuwcze (odpowiednio: choczański i Rużbachów), które były reaktywowane jako uskoki normalne w późnym miocenie (Sperner i in., 2002). Oba uskoki są częścią tzw. lineamentu myjawskiego (Bac-Moszaszwili, 1993). Uskok choczański ku NE przechodzi w wiązkę drobnych nasunięć w obrębie struktury południowo-zachodniego zakończenia Tatr (Koutek, 1935; Gorek, 1950; Jánov, 1988; Bac-Moszaszwili, 1993). Wczesne badania AFT przeprowadzone w latach 70. XX w. na obszarze Tatr (Burchart, 1972), głównie dotyczące skał krystalicznych, pomimo szerokiej rozpiętości wiekowej (od 10 do 37 mln lat) jednoznacznie wskazały na znaczący, paleogeński epizod wypiętrzenia masywu tatrzańskiego (fig. 4). Badania te przeprowadzono w polskiej części Tatr, na próbkach ze strefy płata Goryczkowej i w jego sąsiedztwie, a także na czterech próbkach z innych miejsc Tatr Zachodnich. Późniejsze badania AFT z Tatr Wysokich dały węższy przedział wiekowy od 10 do 15 mln lat (Král, 1977). Baumgart-Kotarba i Král (2002) uzyskali wieki zupełnie niezgodne z wcześniejszymi danymi, wskazujące na bardzo młody epizod termiczny ok. 2–7 mln lat, zdolny do zresetowania traków w apatytach. Wyniki te są trudne do oceny, gdyż zostały przedstawione bez żadnych danych analitycznych. Opisane powyżej wieki zostały przez cytowanych autorów zinterpretowane jako rezultat młodego wypiętrzania masywu Tatr. Jeśli wykluczyć potencjalne problemy metodyczne, rozpiętość uzyskanych rezultatów wskazuje na skomplikowaną i wieloetapową historię wypiętrzania Tatr lub na skomplikowany proces zabliźniania traków w tatrzańskich apatytach. Najnowsze badania (Králiková i in., 2014; Anczkiewicz i in., 2015; Śmigielski i in., 2016) skupiły się na wyjaśnieniu zróżnicowania wieków chłodzenia dla trzonu krystalicznego Tatr, co ma fundamentalne znaczenie dla odtworzenia historii wieloetapowego wypiętrzania masywu tatrzańskiego. Po raz pierwszy przeprowadzono analizę długości traków w celu dokładniejszego sprecyzowania historii termicznej masywu. Wprowadzono dodatkowe metody niskotemperaturowe, takie jak metoda helowa wykorzystująca apatyt i cyrkon (AHe, ZHe) oraz badania trakowe cyrkonów (ZFT), w celu opracowania dokładniejszej ścieżki t–T. Ponadto, podjęto próbę określenia nie tylko wieku, ale również tempa wypiętrzania i denudacji na podstawie profili pionowych na osi: (1) Morskie Oko–Mięguszowiecki Szczyt Czarny, (2) Morskie Oko–Rysy, (3) Hrebienok–Sławkowski Szczyt (fig. 4). Badaniom poddano zarówno skały krystaliczne, jak i skały mezozoicznej osłony osadowej (Anczkiewicz i in., 2015).

Całkowicie zresetowane wieki ZFT (76,8–55,2 mln lat) są wynikiem podgrzania trzonu krystalicznego do temperatur powyżej 240°C i tym samym świadczą o niskotemperaturowym metamorfizmie w czasie alpejskiej kolizji. Wieki ZHe (50,4–15,4 mln lat) zostały zresetowane w temperaturach przekraczających 150°C podczas pogrzebania przez osady fliszu podhalańskiego, sugerując tym samym nadkład skał o miąższości 5–9 km. Zarówno wieki AFT (37,0–9,3 mln lat), jak i AHe (18–14 mln lat) rejestrują chłodzenie w końcowej fazie wypiętrzania i rotacji Tatr. Różnice w danych są wynikiem różnych głębokości pogrzebania badanych skał, różnej miąższości nadkładu oraz zróżnicowanej ekshumacji, warunkowanej aktywnością lokalnych uskoków. Regionalny rozkład danych termochronologicznych sugeruje również asymetryczną ekshumację rozpoczynającą się na NW ok. 30–20 mln lat przy ogólnie niskim tempie chłodzenia (~1–5°C/mln lat) i kontynuującą się na południowy wschód w kierunku uskoku podtatrzańskiego oraz uskoku Rużbachów, z notowanym między 16 a 9 mln lat wzrostem tempa chłodzenia do ok. 10–

7

Rekonstrukcje historii tektonotermalnej wypiętrzonych obszarów południowej Polski

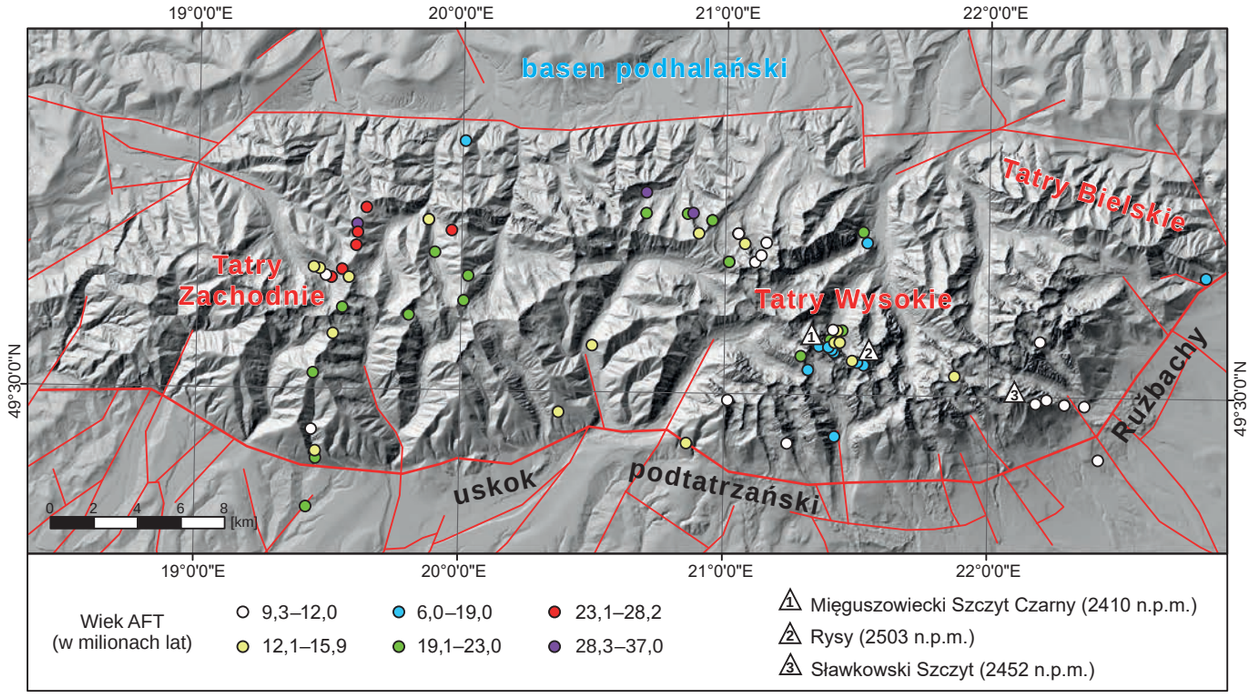


FIG. 4. Średnie wieki chłodzenia skał dla rejonu Tatr wyznaczone przy użyciu datowania trakowego apatytu wg różnych autorów (szczegóły w tekście) na tle numerycznego modelu terenu. Sieć uskoków za Szczygłem i in. (2024)

20°C/mln lat. Rozkład długości dla zmierzonych traków zamkniętych (13,9 do 12,7 μm) umożliwił określenie tempa wypiętrzania oraz czasu przebywania w strefie częściowego zabliźniania traków (PAZ; ok. 60–120°C). Na podstawie profili pionowych w Tatrach Wysokich, obejmujących takie wzniesienia, jak Sławkowski Szczyt i Rysy (Králiková i in., 2014; Anczkiewicz i in., 2015), obliczone tempo wypiętrzania wyniosło odpowiednio 350 i 200 m/mln lat. W połączeniu z rozkładem długości traków zamkniętych dla tych rejonów sugeruje to zmianę tempa wypiętrzania – poczynając od powolnego i wydłużonego okresu przebywania badanych próbek w strefie częściowego zabliźniania traków aż po szybkie wypiętrzanie. Natomiast współczynnik denudacji dla Mięguszowieckiego Szczytu Czarnego został oszacowany na 400–600 m/mln lat (Śmigielski i in., 2016). Mioceńskie wieki ZHe i AFT odnotowane w pobliżu głównego uskoku podtatrzańskiego potwierdzają jego aktywność w miocenie (i prawdopodobnie wcześniej), ale sugerują również dwukrotnie większą ekshumację (ok. 9 km) niż wcześniej zakładano. Dane AFT nie dostarczyły natomiast dowodów na przyspieszone chłodzenie w czwartorzędzie, co wskazuje, że erozja czwartorzędowa związana z tworzeniem się współczesnej topografii nie przekroczyła 3 km.

Badania historii termicznej skał fliszowych w basenie podhalańskim i liptowskim (fig. 3) otaczającym Tatry były prowadzone metodą illit–smektyt (Kotulová i in., 2001; Kotarba, 2003) oraz metodami geochemii organicznej (Marynowski, Gawęda, 2005; Poprawa, Marynowski, 2005). Wiek diagenezy oszacowany metodą K–Ar dla illitu wskazuje na maksymalne pogrzebanie ok. 16–19 mln lat temu (Kotarba, 2003; Środoń i in., 2006) i tym samym paleotemperatury w zakresie 90–160°C, które to z kolei zostały potwierdzone wartościami refleksyjności witrynitu w zakresie 0,49–1,00% (Wagner, 2011). Szacowane paleotemperatury w zależności od czynników geologicznych, które mają wpływ na uwęglenie materii organicznej (Bostick, 1979; Sweeney, Burnham, 1990), mieszczą się w zakresie 90–140 (160)°C i rozkładają się mniej więcej identycznie jak zawartości procentowe smektytu.

Rejon basenu podhalańskiego do lat 80. XX w. nie był obiektem żadnych badań trakowych. Dopiero Van Couvering i in. (1981) wykonali pilotażową próbę badania ZFT (30,7 mln lat) na tuficie z basenu podhalańskiego w rejonie Wiercha Porońca. Należy zaznaczyć, że, jak dotąd, jest to jedyny wiek trakowy cyrkonów. Późniejsze badania trakowe opierały się głównie na apatycie. Botor i in. (2006, 2011) przedstawili częściowo zresetowane (ang. *mixed ages*) wieki AFT (30–20 mln lat) dla NW części niecki podhalańskiej, uzyskane z horyzontów pyłu wulkanicznego. Andreucci i in. (2013) określili wiek AFT na 24,5 ±7,3 mln lat i wieki helowe z trzech pojedynczych ziaren tej samej próbki w przedziale 10–15 mln lat. Późniejsza praca Anczkiewicz i in. (2013) koncentrowała się na określeniu pełniejszego obrazu ewolucji termicznej basenu podhalańskiego, oraz Magury Spiskiej (Słowacja). Otrzymane dane AFT dla Podhala i Spiszu (13,8–6,4 mln lat) wskazują na wieki znacznie młodsze od szacowanego eoceńsko-oligoceńskiego wieku stratygraficznego warstw, z których je pobrano, co wskazuje na temperatury postdepozycyjne przekraczające 100°C przy czasie podgrzewania >10^{6-7} lat oraz potwierdza wcześniejsze badania K–Ar. Wyjątek stanowią dwie próbki w zachodniej części basenu, które wykazały starsze wieki (31,0 i 26,9 mln lat) i zostały zinterpretowane jako wieki mieszane (ang. *mixed ages*), wskazujące na zbyt niską temperaturę, aby spowodować pełne zresetowanie traków. Zbliżony wiek otrzymano także z pilotażowej próbki z fliszu liptowskiego na południe od uskoku podtatrzańskiego (22,2 mln lat). Na podstawie wieków AFT (9,9–6,1 mln lat) z otworu wiertniczego Bukowina Tatrzańska PIG 1 otrzymanych z próbek pobranych co 500 m, dokonano oszacowania tempa ekshumacji na 400 m/mln lat. Rozkład wieków AFT w obrębie basenu podhalańskiego przedstawia się pasmowo, odzwierciedlając tym samym procentową zawartość pakietów smektytowych w illicie–smektycie, co wskazuje na wzrost paleotemperatur (160–135°C) oraz zwiększenie nadkładu w kierunku wschodnim. Wieki te również mogą odzwierciedlać wydarzenie termiczne w środkowym miocenie związane z wynoszeniem górnego płaszcza i aktywnym wulkanizmem (Danišik i in., 2012b). To dodatkowo przesuwa zasięg środkowomioceńskiego epizodu termicznego na północną krawędź bloku panońskiego i zapewnia dodatkowe źródło ciepła, a tym samym pomaga wyjaśnić podwyższony gradient paleogeotermiczny, postulowany w niektórych badaniach na podstawie współczynnika refleksyjności witrynitu i termometrii illitowo-smektytowej (Marynowski, Gawęda, 2005; Kępińska, 2006). Uskok biegnący wzdłuż Białego Dunajca, dzielący Podhale na wschodnie i zachodnie, nie odegrał znaczącej roli w czasie ekshumacji tego rejonu.

7.3.4. Pieniński pas skałkowy

Aneta Anczkiewicz

Pieniński pas skałkowy (PPS) stanowi silnie stektonizowany pas graniczny między Karpatami centralnymi a zewnętrznymi (fig. 3; Birkenmajer, 1985, 1986; Roca i in., 1995; Plašienka i in., 1997). Rozmiary i kształt PPS w obrazie kartograficznym wskazują, że jest on genetycznie związany z dyslokacją (lub zespołem dyslokacji) ciągnącą się przez tereny Karpat Zachodnich (Książkiewicz, 1972). Za tą hipotezą przemawia obecność paleogeńskich wulkanitów występujących wzdłuż pasa skałkowego, których wieki K–Ar mieszczą się w przedziale od 23,0–10,8 mln lat (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000; Birkenmajer, 2003; Bukowski i in., 1997). Z kolei pojedyncze daty AFT uzyskane przez Tokarskiego i in. (2006) oraz Andreucciego i in. (2013) mieszczą się w zakresie 22–16 mln lat. Jeśli datowania K–Ar rzeczywiście odzwierciedlają wiek intruzji skał subwulkanicznych, daty AFT powinny być młodsze od dat K–Ar. Tymczasem sytuacja jest odwrotna i dane AFT są starsze. Można tę sytuację próbować wyjaśnić, kwestionując wiarygodność danych K–Ar lub AFT. Rozpiętość dat K–Ar uzyskanych dla andezytów jest bardzo znaczna i wynosi od 10 do 23 mln lat. Wskazuje to na problemy z zawartością ^{40}Ar i ^{40}K w badanych skałach, co zapewne jest związane z postkrystalizacyjnym zaburzeniem retencyjności Ar i/lub K. Andezyty często są dość silnie zmienione (Michalik i in., 2004), co na pewno miało wpływ na uzyskane daty. Również

dane AFT należy traktować ostrożnie ze względu na małą liczbę traków spontanicznych i tym samym niską dokładność oznaczenia wieku. Autorzy interpretują te dane jako czas intruzji, a rozbieżności mogą być powiązane z aktywnością hydrotermalną (Szeliga, Michalik, 2003). Przypuszcza się, że PPS był strefą paleosubdukcyjną, aktywną od późnej kredy i ponownie aktywowaną przez ruchy przesuwcze we wczesnym miocenie (Birkenmajer, 1986; Ratschbacher i in., 1993; Sperner i in., 2002). Uskoki oddzielające dziś PPS od otaczających go skał fliszowych płaszczowiny magurskiej i niecki podhalańskiej powstały w neogenie. Powierzchnie tych uskoków są niemal pionowe, a zwrot ich upadu waha się od północnych do południowych, co powoduje, że lokalnie formacje skałkowe leżą na skałach fliszowych lub odwrotnie. Wieki AFT uzyskane z piaskowców w obrębie PPS (fig. 3) mieszczą się w szerokim zakresie od 49,8 do 8,80 mln lat (Anczkiewicz, Świerczewska, 2008; Castelluccio i in., 2016), co, razem ze skróconą średnią długością traków na poziomie ok. 10 µm (odchylenie standardowe w zakresie od 2,58 do 1,85 µm), świadczy o długotrwałym pobycie tych skał w strefie PAZ. Wieki AHe zawierają się w węższym zakresie 11,6–7,9 mln lat, co w połączeniu z analizą wieków AFT wskazuje na lokalną kompresję i szybsze wypiętrzanie osadów PPS. Nie można jednak wykluczyć, że na zapis termochronologiczny wpływ miały częściowo procesy hydrotermalne (Birkenmajer i in., 2004).

W próbkach piaskowców pobranych z pozycji najbardziej skrajnych na linii wschód–zachód, wieki AFT 45 i 49 mln lat zostały rozpoznane jako częściowo zresetowane. Z kolei wieki AFT w pozostałych próbkach zostały całkowicie zresetowane. Wiek datowań piaskowców z PPS wskazuje na zróżnicowany przebieg wypiętrzania odzwierciedlony w różnych czasach chłodzenia. Biorąc pod uwagę błędy analityczne, przejście przynajmniej części skał PPS przez temperaturę zamknięcia dla apatytu mogło mieć miejsce 50 a 30 mln lat temu. Obecność odmiennych wieków AFT w bliskim sąsiedztwie wskazuje, że wypiętrzanie PPS było przynajmniej dwuetapowe i przypuszczalnie, podobnie jak w Tatrach, miało charakter blokowy.

7.3.5. Góry Świętokrzyskie

Dariusz Botor

Na obszarze Gór Świętokrzyskich wykonano badania termochronologiczne na próbkach piaskowców i bentonitów z utworów od dolnego ordowiku do dolnego karbonu, które zostały zebrane z odsłonięć powierzchniowych (Botor i in., 2018). Próbki te analizowano metodą trakową dla apatytu i metodą helową dla cyrkonów i apatytów. Generalnie, w strefie łysogórskiej utwory syluru i dewonu wykazały średnie wieki ZHe między 325 a 283 mln lat (Botor i in., 2018). Wieki ZHe są młodsze niż wiek stratygraficzny próbek, z których zostały pobrane, i są uważane za zresetowane, reprezentujące wieki schładzania waryscyjskiego. W strefie kieleckiej utwory ordowiku i syluru charakteryzują się wiekami ZHe od 417 do 374 mln lat. Wieki te zostały częściowo zresetowane podczas waryscyjskiego (późnokarbońskiego) zdarzenia termicznego. Średnie wieki ZHe (315–294 mln lat) dla utworów dewonu i karbonu dolnego z SW części strefy kieleckiej wykazały również znaczne zaawansowanie przeobrażenia termicznego. W Górach Świętokrzyskich wieki AFT (fig. 5) są znacznie młodsze niż wiek stratygraficzny skał. Średnie długości traków wahają się od 12,6 do 14,1 µm, a ich rozkłady są jednomodalne z relatywnie niskimi odchyleniami standardowymi. Próbki są w pełni zresetowane. Dane te wskazują na kontynuację schładzania utworów paleozoicznych w kredzie i kenozoiku.

Modelowania termiczne pomierzonych danych termochronologicznych wykazały, że późnopaleozoiczne zdarzenie termiczne (waryscyjskie) osiągnęło maksymalne temperatury ok. 130°C w strefie kieleckiej i ok. 180°C w strefie łysogórskiej (Botor i in., 2018). Schładzanie powaryscyjskie nastąpiło krótko potem. W mezozoiku nastąpił ponowny stopniowy wzrost temperatur do ok. 100–110°C, a więc był on niższy niż w paleozoiku, zwłaszcza w strefie łysogórskiej. Natomiast w rejonie SW jednostki kieleckiej wykazano jedynie ciągłe schładzanie przez cały mezozoik i kenozoik (Botor i in., 2018). Wyniki modelowania termicznego są zgodne z założeniem podwyższonego przepływu ciepła waryscyjskiego po obu stronach uskoku świętokrzyskiego (Botor i in., 2018). Cała sukcesja osadowa od kambru do dolnego karbonu została podgrzana już w karbonie, a schładzanie rozpoczęło się pod koniec karbonu. Wcześniejsze badania innymi metodami wykazały, że dojrzałość termiczna substancji organicznej skał dewonu i dolnego karbonu wzrasta w kierunku uskoku świętokrzyskiego (Bełka, 1990; Marynowski i in., 2002; Narkiewicz i in., 2010; Narkiewicz, 2017). Obserwacja ta sugeruje dużą skalę migracji roztworów wzdłuż uskoku w późnym karbonie. Adwekcyjny przepływ ciepła wzdłuż strefy uskokowej był już postulowany przez Poprawę i in. (2005), Narkiewicza i in. (2010) i Naglik i in. (2016). Dane termochronologiczne, wraz z niską dojrzałością termiczną materii organicznej zawartej w osadach mezozoicznych (Marynowski i in., 2002; Marynowski, Simoneit, 2009; Malec, 2015), przeczą występowaniu maksymalnych paleotemperatur wyłącznie w jurze lub kredzie, jak postulowali Poprawa i in. (2005) oraz Schito i in. (2017). Z kolei nowe dane sejsmiczne obrazują waryscyjski pas fałdowo-nasuwczy na SW skłonie wschodnioeuropejskiego kratonu w obrębie strefy Teisseyre'a-Tornquista, w pobliżu Gór Świętokrzyskich (Krzywiec i in., 2017a, b). W związku z tym można przypuszczać, że podgrzanie waryscyjskie mogło być wynikiem wspólnego wpływu tektonicznego pogrążania, wzrostu miąższości nadkładu skał osadowych oraz podwyższonego przepływu ciepła pod koniec karbonu. Ponadto wiele wcześniejszych badań sugerowało późnokaledońskie deformacje w Górach Świętokrzyskich na przełomie syluru i dewonu (np. Znosko, 1996; Kowalczewski i in., 1998; Gągała, 2015), które zgadzają się z wiekami ZHe (417–407 mln lat) uzyskanymi z utworów ordowickich i sylurskich w strefie kieleckiej. Najwcześniejsze dewońskie wieki ZHe mogą wskazywać na możliwe późnokaledońskie schładzanie, bez dodatkowego podgrzania waryscyjskiego. Ten wynik należy jednak traktować jedynie jako wstępny z powodu dużego rozrzutu pojedynczych wieków ziaren, zwłaszcza tych starszych niż wieki sedymentacyjne, oraz stosunkowo niskiej dojrzałości termicznej materii organicznej (Bełka, 1990; Marynowski, 1999; Narkiewicz i in., 2010).

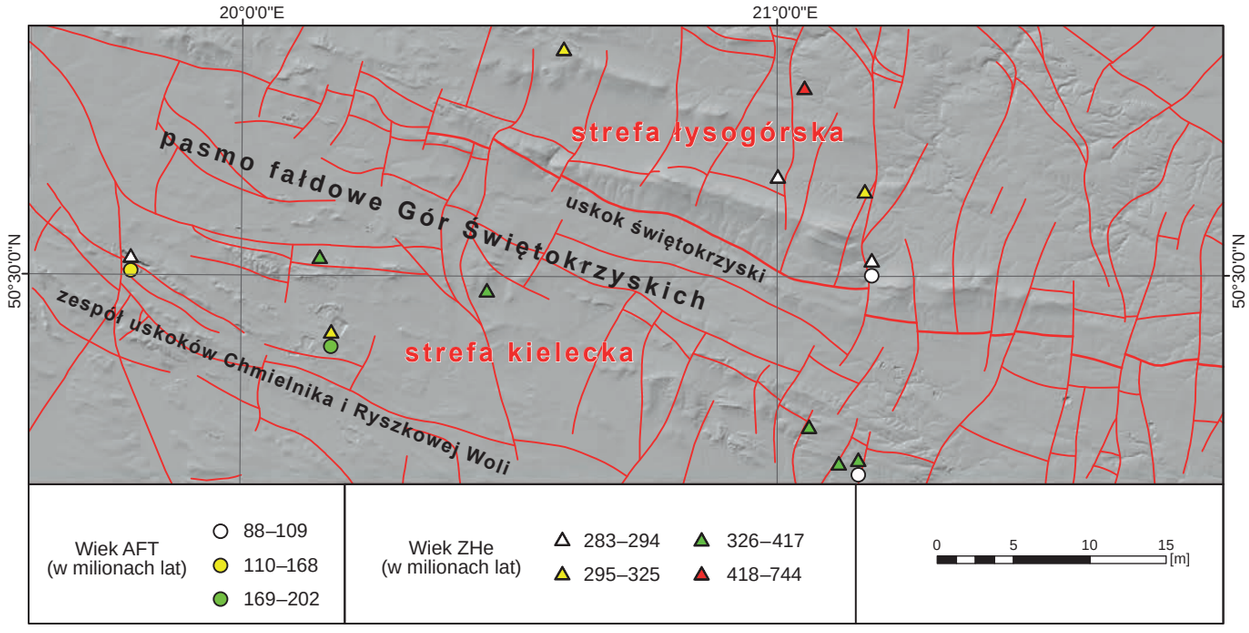


FIG. 5. Średnie wieki (±błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Gór Świętokrzyskich wyznaczone datowaniem trakowym apatytu (AFT) oraz helowe cyrkonu (ZHe) wg Botora i in. (2018) na tle cyfrowego modelu terenu. Sieć uskoków wg Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)

Podsumowując, po późnowaryscyjskim schładzaniu nastąpił wzrost temperatury na większości obszaru Gór Świętokrzyskich w obrębie basenu polskiego, trwającego w mezozoiku, prawdopodobnie w wyniku pogrążania osadów w basenie polskim, postępującego aż do inwersji tektonicznej pod koniec kredy (Kutek, Głazek, 1972; Dadlez i in., 1995; Kutek, 2001; Lamarche i in., 2003a; Botor i in., 2018). Późnokredowa inwersja tektoniczna została udokumentowana przez dane termochronologiczne (Botor i in., 2018; Łuszczak i in., 2020), sugerujące szybkie schładzanie zarówno regionu łysogórskiego, jak i kieleckiego. W strefie łysogórskiej wychładzanie rozpoczęło się już w cenomanie do wczesnego kampanu (ok. 100–90 mln lat temu), w strefie kieleckiej w turonie (ok. 90 mln lat temu; Botor i in., 2018), a dla profilu Radwanów IG 1 w turonie do santonu (ok. 80–90 mln lat temu; Łuszczak i in., 2020). Jednak w SW części strefy kieleckiej wyniki modelowania termicznego pokazują stosunkowo stabilne schładzanie po późnowaryscyjskim zdarzeniu termicznym, z umiarkowanym tylko przyspieszeniem schładzania, które można przypisać inwersji w późnej kredzie (Botor i in., 2018). Duże różnice między wiekiami ZHe, AFT i AHe, potwierdzają powolne schładzanie utworów paleozoicznych podczas mezozoiku i kenozoiku w SW części Gór Świętokrzyskich. Uskok świętokrzyski miał wyraźny wpływ na rozkład dojrzałości termicznej materii organicznej, ustanowiony podczas waryscyjskiego etapu rozwoju Gór Świętokrzyskich (Poprawa, i in., 2005; Narkiewicz i in., 2010; Naglik i in., 2016), prawdopodobnie stanowiąc drogę dla roztworów hydrotermalnych. Jednakże podczas późnej kredy i najwcześniejszego paleogenu, przemieszczenia pionowe wzdłuż uskoku były prawdopodobnie zbyt małe, aby wpływać na rozkład dojrzałości, co sugerują modelowania termiczne (Botor i in., 2018). Dane dotyczące rozkładu dojrzałości termicznej w utworach przedpermskich w porównaniu do młodszych wskazują na decydującą rolę podwyższonego strumienia cieplnego w późnym paleozoiku w Górach Świętokrzyskich (por. Narkiewicz, 2017). Wydarzenie chłodzenia waryscyjskiego odnotowane przez dane ZHe oznacza zakończenie istotnego termicznego etapu, prawdopodobnie związanego z tektoniką waryscyjską szeroko udokumentowaną w Górach Świętokrzyskich (np. Lamarche i in., 1999, 2003a; Mizerski, 2004; Konon, 2006) i w sąsiednich obszarach (Krzywiec i in., 2017a, b). Zjawisko to mogło być spowodowane zwiększonym przepływem ciepła z wnętrza Ziemi, który był przynajmniej częściowo związany z cyrkulacją fluidów wzdłuż uskoku świętokrzyskiego (np. Narkiewicz i in., 2010). Wzrost temperatury dla większości obszaru Gór Świętokrzyskich w trakcie mezozoiku był z kolei związany z subsydencją bruzdy środkowopolskiej. Ostateczne gwałtowne ochłodzenie w późnej kredzie było wynikiem inwersji tektonicznej (Krzywiec, 2002; Lamarche i in., 2003a, b; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Botor i in., 2018).

7.3.6. Górnośląskie Zagłębie Węglowe

Dariusz Botor

W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) przeprowadzono badania termochronologiczne przy użyciu metody trakowej i helowej dla apatytów z utworów karbońskich (Botor, 2014). Średnie wieki trakowe apatytów (fig. 6) mieszczą się w przedziale od 259 (późny perm) do 103 mln lat (wczesna kreda), a średnia długość traków waha się od 11,7 do 13,7 μm (Botor, 2014). Wszystkie wieki trakowe są młodsze od wieku stratygraficznego analizowanych próbek, wskazując znaczne zaawansowanie procesów diagenetycznych. Próbki z zachodniej i środkowej części GZW mają wieki trakowe od późnego permu do środkowego/późnego triasu (259 do 214 mln lat). Jednomodalne rozkłady długości traków i ich średnie wartości wskazują na pojedyncze, względnie szybkie zdarzenie powaryscyjskiego wychładzania do temperatury poniżej 60°C, co jest zgodne ze znaczną erozją poinwersyjną utworów górnokarbońskich bezpośrednio po karbonie. W mezozoiku następowało znacznie wolniejsze wychładzanie. Natomiast próbki ze wschodniej i NE części GZW mają wieki trakowe od późnego triasu do wczesnej kredy (210 do 103 mln lat). Charakteryzuje je krótsza średnia długość traków i wyższe odchylenia standardowe, a także w przypadku części próbek bimodalny i/lub mieszany charakter rozkładów długości. Takie dane sugerują złożoną historię termiczną, z długotrwałym pobytem w strefie częściowego zabliźniania śladów (PAZ, 60–120°C) oraz potencjalnym wtórnym zdarzeniem termicznym skutkującym ponownym podgrzaniem utworów karbońskich. Z kolei wieki helowe apatytów w całym basenie są wczesnokredowe (144 do 108 mln lat), wskazując na wolne powaryscyjskie wychładzanie lub możliwe mezozoiczne podgrzanie skał karbonu, ale jedynie do temperatury nie większej niż 60–70°C. To spowodowało częściową dyfuzję helu i odmłodzenie wieków helowych w apatycie, ale równocześnie nie spowodowało znaczącego zabliźniania traków dla większości obszaru GZW. Jedynie w NE części GZW podgrzanie mezozoiczne mogło być nieco wyższe do temperatury rzędu 70–80°C, powodując nieznaczne odmłodzenie wieków trakowych, zwłaszcza przy długim okresie przebywania w strefie częściowego zabliźniania traków (60–120°C). Mezozoiczny impuls termiczny był przypuszczalnie spowodowany przez cyrkulację gorących roztworów związaną z procesami ekstensji. Powyższe zakresy temperatur i czas ich występowania świadczą, że uwęglenie węgli kamiennych w utworach górnokarbońskich GZW nastąpiło u schyłku okresu karbońskiego lub na przełomie karbonu i permu, gdyż temperatury osiągnięte w mezozoiku były niższe niż te osiągnięte pod koniec karbonu (Botor, 2014).

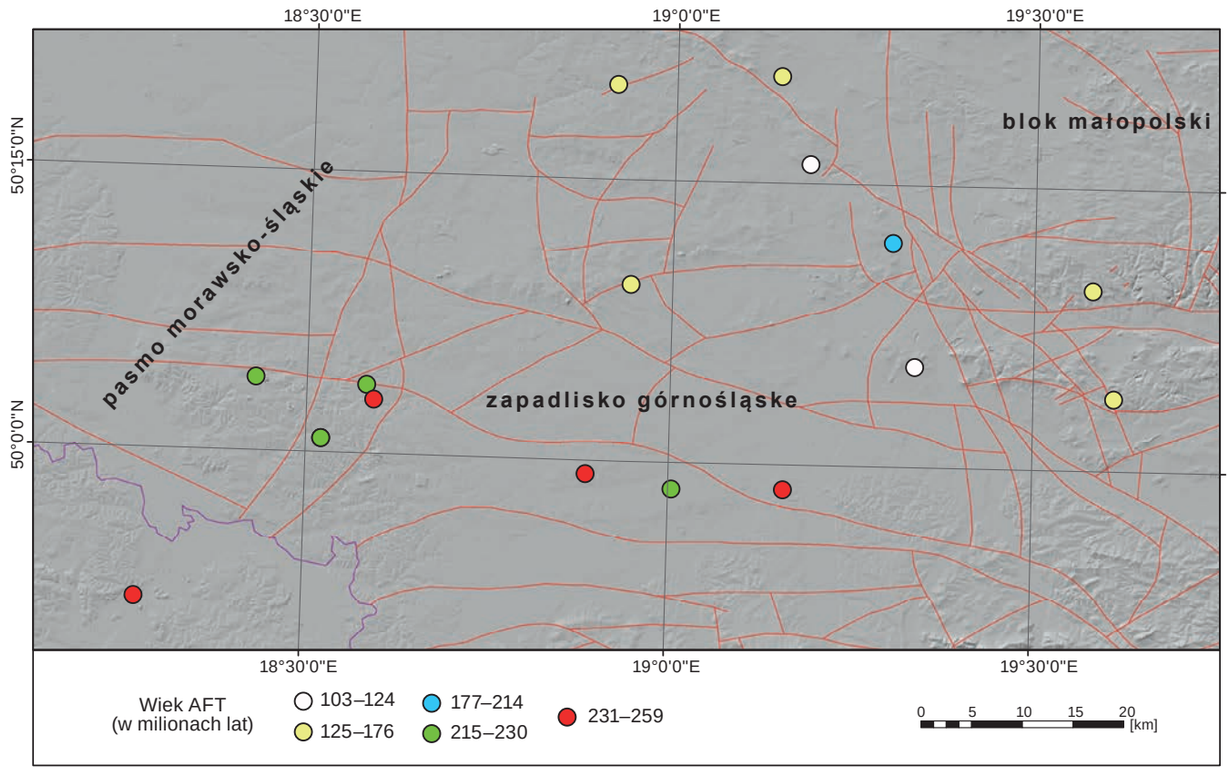
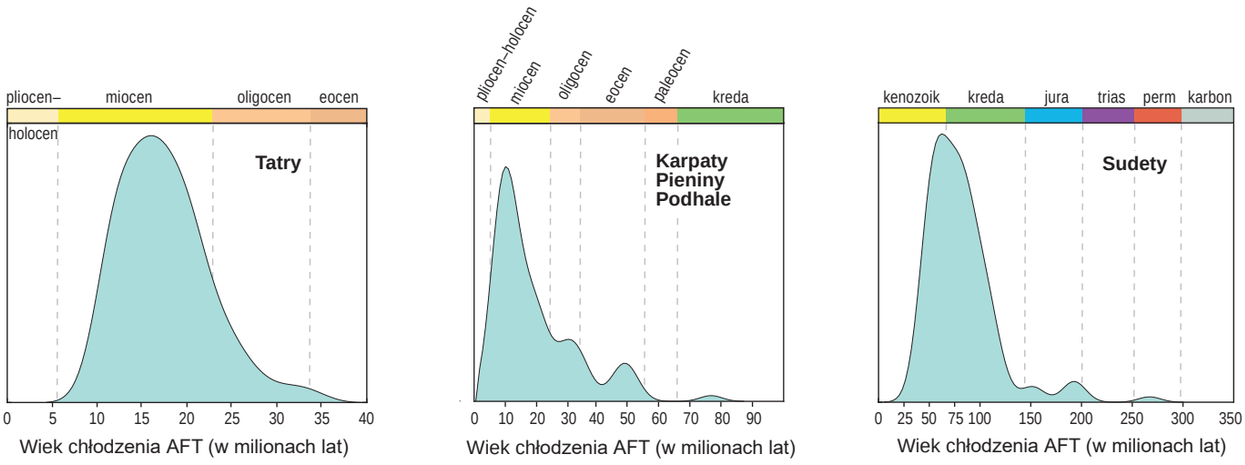


FIG. 6. Średnie wieki (± błąd 1 sigma) chłodzenia skał dla rejonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego wyznaczone na podstawie datowania trakowego apatytu (AFT) (za Botorem, 2014) na tle numerycznego modelu terenu. Sieć uskoków według Mapy geologicznej Polski 1:500 000 (Marks i in., 2022)



7

Rekonstrukcje historii tektonotermalnej wypiętrzonych obszarów południowej Polski

FIG. 7. Wieki średnie chłodzenia skał podłoża (funkcja gęstości prawdopodobieństwa) dla obszaru południowej Polski wyznaczone datowaniem trakowym apatytu (AFT)

Wyniki modelowania numerycznego ewolucji termicznej dla próbek apatytowych wykazały, że analizowane utwory osiągnęły maksymalne temperatury jeszcze przed końcem okresu karbońskiego i/lub we wczesnym permie (Botor, 2014). Świadczy to o stosunkowo szybkim wychładzaniu utworów karbońskich po inwersji późnokarbońskiej poprzez perm i trias, z temperatur rzędu 90–110°C do wartości poniżej 60°C. Jedynie w NE części GZW utwory górnokarbońskie podlegały wolniejszemu schładzaniu podczas ery mezozoicznej. Tempo chłodzenia wahało się od 0,5 do 2,5°C na milion lat. Zatem wczesnokredowe wyniki datowań helowych mogą być wyjaśnione poprzez względnie szybkie (w permie–triasie) wychładzanie bezpośrednio po inwersji tektonicznej basenu górnokarbońskiego, a następnie ich wzrost, ale tylko do temperatur rzędu 60–70°C, gdyż uzyskane wieki trakowe nie zostały odmłodzone w tych próbkach. Alternatywnie, wieki helowe są zapisem znacznie wolniejszego wychładzania utworów karbonu już w obrębie samej strefy częściowej retencji helu (w zakresie 40–80°C). Co więcej, wyniki numerycznego modelowania historii termicznej wskazują na taki styl chłodzenia. W przypadku modelowanych danych wzrost temperatury w mezozoiku z pewnością nie przekroczył temperatur osiągniętych wcześniej, na przełomie karbonu i permu (Botor, 2014). Wyniki modelowań termicznych zostały także potwierdzone przez dane dotyczące dojrzałości termicznej materii organicznej (Botor, 2020). Możliwe powaryscyjskie wtórne podgrzanie skał karbońskich, dotyczące głównie NE części GZW, mogło być następstwem wzrostu regionalnego gradientu geotermicznego uwarunkowanego podniesieniem się strumienia cieplnego w efekcie ekstensji skorupy lub lokalnej aktywności hydrotermalnej (Botor, 2014, 2020).

Podsumowując, wyniki datowań apatytów metodą trakową i helową w GZW wykazały, że uwęglenie węgli było głównie kontrolowane przez termodynamiczne warunki podczas głębokiego waryscyjskiego pogrążenia w późnym karbonie (Botor, 2020). Utwory karbońskie GZW osiągnęły maksymalne wartości temperatur u schyłku karbonu tuż przed waryscyjską inwersją tektoniczną basenu. W skali regionalnej utwory karbońskie GZW nie doświadczyły już później (w mezozoiku lub kenozoiku) wyższych temperatur. Nie wyklucza to oczywiście, krótkotrwałych impulsów termicznych w zakresie temperatur znacznie poniżej 100°C bądź też lokalnych zjawisk związanych z ewentualnymi procesami hydrotermalnymi. Dlatego prawdopodobne, krótkotrwałe zdarzenie termiczne związane z migracją fluidów indukowaną przez procesy ekstensji, które miało miejsce w mezozoiku, nie odegrało istotnej roli w przeobrażeniu materii organicznej w utworach górnokarbońskich. Mogło ono jednak wpłynąć na remobilizację wcześniej powstałych zasobów metanu, a także inne procesy diagenetyczne (Botor, 2014, 2020).

7.4. PODSUMOWANIE

Artur Sobczyk

Analiza danych geochronologicznych uzyskanych z użyciem metod termochronologii niskotemperaturowej wskazuje, że poszczególne obszary południowej Polski w różnym czasie oraz z różną intensywnością ulegały chłodzeniu i wynoszeniu. Dla datowania ZHe najwcześniejsze sygnały przebudowy tektonotermalnej górnych warstw litosfery udokumentowano w Górach Świętokrzyskich oraz w Sudetach. Wskazują one odpowiednio na paleozoiczną (cykl kaledoński i waryscyjski) oraz permo-mezozoiczną (etap powaryscyjski) reaktywację podłoża. Najmłodsze wieki ZHe zostały udokumentowane na obszarze Tatr i wskazują na kenozoiczny etap wynoszenia podłoża. Wieki dla systemu helowego w apatycie (AHe) wskazują na kredowy (GZW) oraz późnokredowo-kenozoiczny (Góry Świętokrzyskie, Sudety) etap chłodzenia i wynoszenia skał podłoża południowej Polski. Najmłodsze, mioceńskie wieki chłodzenia AHe uzyskano dla rejonu Karpat, Pienin oraz Tatr. Zbiorcza analiza statystyczna wyników datowań trakowych apatytu przeprowadzona z obszaru południowej Polski (fig. 7) wskazuje, że główny epizod chłodzenia skał podłoża w Sudetach miał miejsce na przełomie kredy i paleogenu.

Efekt ten jest związany z powszechną w tym czasie tektoniką inwersyjną, co zostało również odnotowane w danych AFT z Gór Świętokrzyskich oraz lokalnie z GZW (nie uwzględnione na fig. 7 ze względu na zbyt małą próbkę statystyczną). Dla obszaru Tatr i Karpat główny epizod chłodzenia podłoża zapisany w danych AFT wystąpił odpowiednio ok. 17 i 10 mln lat temu. Dla obszaru Karpat zewnętrznych i centralnych rozrzuty wieków AFT są jednak znacznie większe i pierwsze sygnały chłodzenia pojawiają się już pod koniec kredy. Kontynuacja badań z wykorzystaniem metod termochronologii niskotemperaturowej w powiązaniu z danymi geologicznymi powinna w przyszłości umożliwić dalsze szczegółowe rozpoznanie historii aktywności tektonotermalnej Polski.

LITERATURA

Anczkiewicz A.A., Świerczewska A., 2008. Thermal history and exhumation of the Polish Western Outer Carpathians: evidence from combined apatite fission track and illite-smectite data. *W*: Proceedings from the 11th International Conference on Thermochronology (red. J.I. Garver, M.J. Montario): 1–4. Anchorage Alaska, Sept. 2008.

Anczkiewicz A.A., Środoń J., Zattin M., 2013. Thermal history of the Podhale Basin in the internal Western Carpathians from the perspective of apatite fission track analyses. Geologica Carpathica, 64: 141–151.

Anczkiewicz A.A., Danišík M., Środoń J., 2015. Multiple low-temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mountains: New implication for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. Tectonics, 34: 2296–2317.

Andreucci B., Castelluccio A., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2013. Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. Tectonophysics, 608: 866–883.

Andreucci B., Castelluccio A., Corrado S., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2014. Interplay between the thermal evolution of an orogenic wedge and its retro-wedge basin: an example from the Ukrainian Carpathians. Bulletin of the Geological Society of America, 127: 410–427.

Aramowicz A., Anczkiewicz A., Mazur S., 2006. Fission-track dating of apatite from the Góry Sowie Massif, Polish Sudetes, NE Bohemian Massif: implications for post-Variscan denudation and uplift. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 182: 221–229.

Bac-Moszaszwili M., 1993. Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 67–193.

Barbarand J., Carter A., Wood I., Hurford T., 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. Chemical Geology, 198: 107–137.

Barmuta J., Starzec K., Schnabel W., 2021. Seismic-scale evidence of thrust-perpendicular normal faulting in the Western Outer Carpathians, Poland. Minerals, 11, 1252.

Barmuta J., Seyedi A.S., Ratschbacher L., Starzec K., 2025. Structural and thermochronologic investigation across the Western Polish Outer Carpathians: a reconnaissance study. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 45–61.

Baumgart-Kotarba M., Král J., 2002. Young tectonic uplift of the Tatra Mts. (fission track data and geomorphological arguments). Geologica Carpathica, 53.

Literatura

Bełka Z., 1990. Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 118: 241–251.

Birkenmajer K. (ed.), 1985. Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). *W*: Carpathian-Balkan Geological Association, 13th Congress, Cracow, Poland. Guide to Excursion 2: 90–136. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 88: 7–32.

Birkenmajer K., 2003. Post-collisional Late middle Miocene (Sarmatian) Pieniny volcanic arc, Western Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 51: 79–89.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 47: 155–169.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland: a supplement. Studia Geologica Polonica, 117: 7–25.

Birkenmajer K., Delitala M.C., Nicoletti M., Petrucciani C., 1987. K-Ar dating of andesite intrusions (Miocene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 35: 11–19.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Szeliga W., 2004. Age relationships between Miocene volcanism and hydrothermal activity at Mt Jarmuta, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 123: 279–294.

Bostick N.H., 1979. Organic petrography of nineteen rocks, a split analyzed in thirty different laboratories. 9th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology.

Botor D., 2014. Timing of coalification of the Upper Carboniferous sediments in the Upper Silesia Coal Basin (SW Poland) on the basis of apatite fission-track and helium dating. Gospodarka Surowcami Mineralnymi – Mineral Resources Management, 30: 85–104.

Botor D., 2020. Burial and thermal history of the Upper Silesian Coal Basin (Poland) constrained by maturity modelling – implications for coalification and natural gas generation. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 99–123.

Botor D., Dunkl I., Rauch-Włodarska M., von Eynatten H., 2006. Attempt to dating of accretion in the West Carpathian Flysch Belt: apatite fission track thermochronology of tuff layers. *W*: Proceedings of VI International Conference of the Central European Tectonic Studies. Zakopane 19–22.04.2006: 41–43. Geolines, Papers in Earth Sciences.

Botor D., Dunkl I., Rauch M., von Eynatten H., 2011. Timing of tectonic subsidence, accretion and exhumation of the Western Carpathian Flysch by apatite fission track and (U-Th)/He thermochronology. European Geosciences Union General Assembly.

Botor D., Dunkl I., Anczkiewicz A.A., Mazur S., 2017. Post-Variscan thermal history of the Moravo-Silesian lower Carboniferous Culm Basin (NE Czech Republic–SW Poland). Tectonophysics, 712–713: 643–662.

Botor D., Anczkiewicz A.A., Dunkl I., Golonka J., Paszkowski M., Mazur S., 2018. Tectonothermal history of the Holy Cross Mountains (Poland) in light of low-temperature thermochronology. Terra Nova, 30: 270–278.

Botor D., Anczkiewicz A.A., Mazur S., Siwecki T., 2019. Post-Variscan thermal history of the Intra-Sudetic Basin (Sudetes, Bohemian Massif) based on apatite fission track analysis. International Journal of Earth Sciences, 108: 2561–2576.

Bukowski K., Dudek K., Wójtowicz A., Durakiewicz T., Hałas S., 1997. Hornblenda jako materiał do oznaczania wieku radiometrycznego metodą K-Ar. IV Ogólnopolska Sesja Naukowa „Datowanie Minerałów i Skał": 22–25. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Burchart J., 1972. Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. Earth and Planetary Science Letters, 15: 418–422.

Carlson W.D., Donelick R.A., Ketchman R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I: Experimental results. American Mineralogist, 84: 1213–1223.

Castelluccio A., Mazzoli S., Andreucci B., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2016. Building and exhumation of the Western Carpathians: new constraints from sequentially restored, balanced cross sections integrated with low-temperature thermochronometry. Tectonics, 35: 2698–2733.

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.

Danišík M., Pánek T., Matýsek D., Dunkl I., Frisch W., 2008. Apatite fission track and (U-Th)/He dating of teschenite intrusions gives time constraints on accretionary processes and development of planation surfaces in the outer Western Carpathians. Zeitschrift für Geomorphologie, 52: 273–289.

Danišík M., Migoń P., Kuhlemann J., Evans N.J., Dunkl I., Frisch W., 2010. Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. Geomorphology, 117: 78–89.

Danišík M., Štěpančiková P., Evans N.J., 2012a. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multi-system thermochronology – an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, Central Europe). Tectonics, 31, TC2003.

Danišík M., Kohút M., Evans N.J., McDonald B.J., 2012b. Eo-Alpine metamorphism and the 'mid-Miocene thermal event' in the Western Carpathians (Slovakia): new evidence from multiple thermochronology. Geological Magazine, 149: 158–171.

Dodson M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40: 259–274.

Farley K.A., 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47: 819–844.

Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T., 1996. The effect of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 4223–4229.

Gallagher K., Brown R., Johnson C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. Annual Review of Earth and Planetary Science, 26: 519–572.

Gągała Ł., 2015. Late Silurian deformation in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mountains revisited: restoration of a progressive Caledonian unconformity in the Klonów Anticline and its implications for the kinematics of the Holy Cross Fault (central Poland). Geological Quarterly, 59: 441–456.

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczypko N., Ślączka A., 2007. Plate-tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. AAPG Memoir, 84: 11–46.

Gorek A., 1950. Tektonické okná za západnom ukončeni Vysokých Tatier. Geologický sborník, 1: 67–69.

Green P.F., Durrani S.A., 1977. Annealing studies of tracks in crystals. Nuclear Track Detection, 1: 33–39.

Guenthner W.R., Reiners P.W., Drake H., Tillberg M., 2017. Zircon, titanite, and apatite (U-Th)/He ages and age-eU correlations from the Fennoscandian Shield, southern Sweden. Tectonics, 36: 1254–1274.

Jarmołowicz-Szulc K., 1984. Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Archiwum Mineralogiczne, 39: 139–183.

Jánov I., 1988. Tectonic profiles of the Western Tatra Mts. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae. Geologica, 44: 187–192.

Jiříček R., 1979. Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. *W*: Tectonic profiles through the West Carpathians (red. M. Maheľ et al.): 205–214. Geologicky Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Ketcham R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: 275–314.

Kępińska B., 2006. Thermal and hydrothermal conditions of the Podhale geothermal system. Studia, Rozprawy, Monografie IGSMiE PAN w Krakowie, 135: 1–112.

Kley J., 2018. Timing and spatial patterns of Cretaceous and Cenozoic inversion in the Southern Permian Basin. Geological Society, London, Special Publications, 469: 19–31.

Koutek J., 1935. Geologická mapa Prosečnianskych hor a přilehlých oblastí flyšových. Věstník Ústředního ústavu geologického, ČSR, 11: 115–127.

Kohút M., Sherlock S.C., 2003. Laser microprobe ^{39}Ar-^{40}Ar analysis of pseudotachylyte and host-rocks from the Tatra Mountains, Slovakia: evidence for late Paleogene seismic/tectonic activity. Terra Nova, 15: 417–424.

Kotarba M., 2003. Historia diagenezy illitu/smektytu w skałach ilastych Karpat Zachodnich (przekrój Kraków–Zakopane). Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek badawczy w Krakowie [rozprawa doktorska].

Kotulová J., Biroň A., Kotarba M., Uhlík P., Hurai V., Franců J., France E., 2001. Clays and thermal history of the Central Carpathian Paleogene basin. Abstracts, Conference of the Mid European Clay Group.

Konecný V., Kovác M., Lexa J., Sefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 105–123.

Konon A., 2006. Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 375–405.

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.

Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, Sudetes. Geologica Sudetica, 42: 149–159.

Král J., 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geologica Carpathica, 28: 269–276.

Králiková S., Vojtko R., Sliva L., Minar J., Fuegenschuh B., Kováč M., Hok J., 2014. Cretaceous–Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. Geologica Carpathica, 65: 307–326.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Berotti, K. Schulmann, S. Cloetingh). European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. Late Carboniferous thin-skinned compressional

deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Memoir, 213: 353–372.

Książkiewicz M., 1972. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski T. 4, Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kutek J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186: 213–236.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–651.

Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics, 313: 171–186.

Lamarche J., Lewandowski M., Mansy J.L., Szulczewski M., 2003a. Partitioning pre-, syn-and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. Geological Society, London, Special Publications, 208: 159–184.

Lamarche J., Scheck M., Lewerenz B., 2003b. Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. Tectonophysics, 373: 75–92.

Lisker F., Ventura B., Glasmacher U.A., 2009. Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, London, Special Publications, 324: 1–23.

Łuszczak K., Wyglądała M., Śmigielski M., Waliczek M., Matyja B.A., Konon A., Ludwiniak M., 2020. How to deal with missing overburden – investigating Late Cretaceous exhumation of the Mid-Polish anticlinorium by a multi-proxy approach. Marine and Petroleum Geology, 114, 104229.

Maino M., Casini L., Ceriani A., Decarlis A., Di Giulio A., Seno S., Setti M., Stuart F.M., 2015. Dating shallow thrusts with zircon (U-Th)/He thermochronometry – the shear heating connection. Geology, 43: 495–498.

Malec J., 2015. Dojrzałość termiczna utworów dewonu, karbonu i triasu masywu małopolskiego na podstawie wskaźnika CAI (*Colour Alteration Index*). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 29–39.

Malusà M.G., Fitzgerald P.G. (red.), 2019. Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000: C – Mapa podłoża kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Martinek K., Svojtka M., Filip J., 2006. Reconstructing post-Carboniferous history of the Krkonoše Piedmont Basin using detrital apatite fission-track data. Geolines, 20: 91–92.

Marynowski L., 1999. Thermal maturity of organic matter in Devonian rocks of the Holy Cross Mts. (Central Poland). Przegląd Geologiczny, 47: 1125–1129.

Marynowski L., Gawęda A., 2005. Correlation between biomarkers and thermal maturity of the organic matter from the Paleogene sedimentary rocks of the Podhale trough. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne. Prace Specjalne, 25: 329–332.

Marynowski L., Simoneit B.R., 2009. Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. Palaios, 24: 785–798.

Marynowski L., Salamon M., Narkiewicz M., 2002. Thermal maturity and depositional environments of organic matter in the post-Variscan succession of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 46: 25–36.

Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2010. Low-T thermo-chronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus – Geoscience, 342: 162–169.

Michalik M., Ladenberger A., Skublicki Ł., Warzecha M., Zych B., 2004. Petrological characteristics of the Pieniny andesites. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 24: 283–286.

Mizerski W., 2004. Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. Przegląd Geologiczny, 52: 774–779.

Mochnacka K., 1971. Próba oznaczenia wieku bezwzględnego granitu Kudowy metodą śladów rozpadu uranu. Sprawozdania z posiedzeń Komisji Nauk Geologicznych PAN, Oddz. w Krakowie, 14/1: 304–307.

Naglik B., Toboła T., Natkaniec-Nowak L., Luptáková J., Milovská S., 2016. 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.

Nakapelyukh M., Bubniak I., Bubniak A., Jonckheere R., Ratschbacher L., 2018. Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. Tectonophysics, 722: 197–209.

Narkiewicz M., 2017. Comment on a paper by Schito et al. (2017) "Thermal evolution of Paleozoic successions of the Holy Cross Mountains (Poland)". Marine and Petroleum Geology, 88: 1109–1113.

Narkiewicz M., Resak M., Littke R., Marynowski L., 2010. New constraints on the Middle Palaeozoic to Cenozoic burial and thermal history of the Holy Cross Mts. (central Poland): results of numerical modeling. Geologica Acta, 8: 189–205.

Nemčok M., Pogácsás G., Pospíšil L., 2006a. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian region in relation to the roll-back destruction of the lithosphere. AAPG Memoir, 84: 517–540.

Nemčok M., Krzywiec P., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2006b. Tertiary development of the Polish and eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from balanced cross-sections. Geologica Carpathica, 57: 355–370.

Nemčok M., Dilov T., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2007. Dynamics of the Polish and Eastern Slovakian parts of the Carpathian accretionary wedge: insights from palaeostress analyses. Geological Society, London, Special Publication, 272: 271–302.

Pescatore I., Ślączka A., 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Appenines. Tectonophysics, 106: 49–70.

Plašienka D., Grecula P., Putis M., Hovorka D., Kováč M., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula, D. Hovorka, M. Putis): 1–24. Mineralia Slovaca – Monograph, Bratislava.

Poprawa P., Marynowski L., 2005. Thermal history of the Podhale trough (northern part of the central Carpathian Paleogene basin) – preliminary results from 1-D maturity modelling. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 25: 352–355.

Poprawa P., Żywiecki M., Grotek I., 2005. Burial and thermal history of the Holy Cross Mts. area: a preliminary results of maturity modelling. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, 26: 251–254.

Powolny T., Dumańska-Słowik M., Anczkiewicz A.A., Sikorska-Jaworowska M., 2022. Origin and timing of spilitic alterations in volcanic rocks from Głuszyca Górna in the Intra-Sudetic Basin, Poland. Scientific Reports, 12: 1–26.

Przybyłowicz W., 1986. Uranium determinations in serpentinites from Lower Silesia (Poland) using fission track method. Mineralogia Polonica, 17: 37–41.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. Tectonophysics, 226: 471–483.

Reiners P.W., Carlson R.W., Renne P.R., Cooper K.M., Granger D.E., Noah M., McLean N.M., Schoene B., 2018. Geochronology and Thermochronology. John Wiley & Sons Ltd, Hoboken, NJ, USA

Roca E., Bessereau G., Jawor E., Kotarba M., Roure F., 1995. Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). Tectonics, 14: 855–873.

Roger M., de Leeuw A., van der Beek P., Husson L., Sobel E.R., Glodny J., Bernet M., 2023. Construction of the Ukrainian Carpathian wedge from low-temperature thermochronology and tectono-stratigraphic analysis. Solid Earth, 14: 153–179.

Roure F., Roca E., Sassi W., 1993. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. Sedimentary Geology, 86: 177–201.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zülke R., Maystrenko Y., Fritzheim N., 2008. Permian to Cretaceous tectonics. *W*: The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London.

Schito A., Corrado S., Trolese M., Aldega L., Caricchi C., Cirilli S., Grigo D., Guedes A., Romano C., Spina A., Valentim B., 2017. Assessment of thermal evolution of Paleozoic successions of the Holy Cross Mountains (Poland). Marine and Petroleum Geology, 80: 112–132.

Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73 (9): 804–812.

Sobczyk A., Danišík M., Wojewoda J., Śliwiński W., Raczyński P., August C., 2013. Zircon (U-Th)/He thermochronology of the Permian Weissliegendes sandstone in the Fore-Sudetic Homocline (SW Poland). Mineralogia Special Papers, 41: 81.

Sobczyk A., Danišík M., Aleksandrowski P., Anczkiewicz A., 2015. Post-Variscan cooling history of the central Western Sudetes (NE Bohemian Massif, Poland) constrained by apatite fission-track and zircon (U-Th)/He thermochronology. Tectonophysics, 649: 47–57.

Sobczyk A., Durkowski K., Botor D., Sobel E.R., 2018. Permo-Mesozoic to Cenozoic tectonothermal evolution of the North-Sudetic Synclinorium (Bohemian Massif, SW Poland). 16th International Conference on Thermochronology, Quedlinburg, Germany.

Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): Insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.

Sperner B., Ratschbacher L., Nemčok M., 2002. Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21: 1–24.

Sweeney J.J., Burnham A.K., 1990. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. AAPG Bulletin, 74: 1559–1570.

Szczygieł J., Gradziński M., Grasemann B., Hercman H., Wróblewski W., Bella P., Littva J., Sala P., 2024. Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians. Tectonophysics, 871: 230171.

Szeliga W., Michalik M., 2003. Contact metamorphism and hydrothermal alterations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland). *W*: XVIIth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Post-congress Proceedings.

Ślączka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia,

Literatura

and Ukraine: general geology. The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, 84: 221–258.

Śmigielski M., Sinclair H.D., Stuart F.M., Persano C., Krzywiec P., 2016. Exhumation history of the Tatry Mountains, Western Carpathians, constrained by low-temperature thermochronology. Tectonics, 35: 187–207.

Środoń J., Kotarba M., Biroň A., Such P., Clauer N., Wójtowicz A., 2006. Diagenetic history of Podhale – Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. Clay Minerals, 41: 751–774.

Świerczewska A., 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura Nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. Mineralogia Polonica, 36: 91–144.

Tokarski A., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Marton E., Hurai V., Anczkiewicz A., Michalik M., Szeliga W., Rauch-Włodarska M., 2006. Conference excursion 1: structural development of the Magura Nappe (Outer Carpathians): from subduction to collapse. Geolines. Papers in Earth Sciences, 20: 145–164.

Unrug R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 49: 3–21.

Van Couvering J.A., Aubry M.-P., Berggren W.A., Bujak J.P., Naeser C.W., Wieser T., 1981. The terminal Eocene event and the Polish connection. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36: 321–362.

Vermeesch P., Tian Y., 2014. Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. Earth-Science Reviews, 139: 279–290.

Wagner M., 2011. Petrologic studies and diagenetic history of coaly matter in the Podhale flysch sediments, Southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 173–183.

Wagner G., Van den Haute P., 1992. Fission-track dating. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.

Winkler W., Ślączka A., 1992. Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). Geologische Rundschau, 81: 371–382.

Wolf R.A., Farley K.A., Silver L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60: 4231–4240.

Wölfler A., Frisch W., Fritz H., Danišik M., Wölfler A., 2015. Ductile to brittle fault zone evolution in Austroalpine units to the southeast of the Tauern Window (Eastern Alps). Swiss Journal of Geosciences, 108: 239–251.

Zattin M., Andreucci B., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., 2011. Neogene exhumation in the Outer Western Carpathians. Terra Nova, 23: 283–291.

Znosko J., 1996. Tectonic style of the Early Palaeozoic sequences in the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 40: 1–22.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M., Márton E., 2001. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. Stephan Mueller Special Publication Series, 3: 185–202.

W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 455–490. Warszawa, 2026

ROZWÓJ TEKTONICZNY POLSKI POZAKARPACKIEJ W KENOZOIKU

8

Wojciech Włodarski, Janusz Badura, Teresa Brzezińska-Wójcik, Marek Jarosiński, Piotr Krzywiec, Leszek Marks, Andrzej Piotrowski, Artur Sobczyk, Marek Widera

Współredakcja Wojciech Włodarski

8.1. GŁÓWNE RAMY TEKTONICZNE WARUNKUJĄCE ROZWÓJ TEKTONICZNY POLSKI POZAKARPACKIEJ

Marek Jarosiński

Dla kenozoicznej ewolucji tektonicznej Polski pozakarpackiej podstawowe znaczenie miały właściwości reologiczne litosfery i siły działające na pobliskie, ewoluujące w czasie, krawędzie kontynentu (Jarosiński i in., 2009). Struktura litosfery, od której zależą właściwości reologiczne, ostatecznie ukształtowała się po inwersji basenu polskiego na przełomie kredy i paleogenu. Tym samym można przyjąć, że od tamtej pory obszar Niżu Polskiego ma również względnie stabilne warunki termiczne, a co za tym idzie – właściwości reologiczne zbliżone do dzisiejszych. Północno-wschodnią część analizowanego obszaru stanowi sztywny i chłodny kraton wschodnioeuropejski (ang. EEC – *East European Craton*) o grubości litosfery przekraczającej 200 km i spójności reologicznej pomiędzy warstwami skorupy ziemskiej (Jarosiński, Dąbrowski, 2006). Na tym obszarze nie zaznaczyły się zjawiska związane z inwersją basenu polskiego. Część południowo-zachodnia Polski pod względem tektonicznym reprezentuje fragment środkowo- i zachodnioeuropejskiej platformy paleozoicznej ze wschodnią Awalonią w znacznej części swego podłoża (Samuelsson i in., 2002; Mazur, Jarosiński, 2006) oraz innymi mniejszymi blokami tektonicznymi. Tam litosfera wykazuje miąższość rzędu 70–90 km i znacząco wyższy strumień cieplny niż w obrębie EEC (Szewczyk, Gientka, 2009), co powoduje osłabienie reologiczne spągu górnej i całej dolnej skorupy ziemskiej. Pomiędzy obiema platformami występuje strefa Teisseyre'a-Tornquista (TT) o pośrednim strumieniu cieplnym i miąższości litosfery. Jej specyfiką jest wysoki stopień zuskokowania podłoża paleozoicznego. TT kontynuuje się ku SE – przez Góry Świętokrzyskie i masyw małopolski pod wschodnie Karpaty.

Geodynamika omawianego obszaru w kenozoiku była i jest uwarunkowana przede wszystkim siłami tektonicznymi działającymi na krawędzie północnoeuropejskiej części eurazjatyckiej płyty kontynentalnej. Główną rolę odegrały dynamicznie zmieniające się zdarzenia tektoniczne w alpejsko-karpackiej strefie kolizji. Szczególne znaczenie miały tam zjawiska tak zwanej tektoniki ucieczkowej (ang. *escape tectonics*) bloku ALCAPA z rejonu dzisiejszych Alp Wschodnich ku wschodowi (Ratschbacher i in., 1991; Peresson, Decker, 1997) oraz dynamika płyty oceanu penińskiego (Nemčok i in., 1998; Schmid i in., 2008). Stopniową zmienność w czasie wykazywały natomiast siły generowane przez rozrastającą się litosferę Oceanu Altantyckiego (w części należącej do płyty eurazjatyckiej), przyłożone do północno-zachodniej i północnej pasywnej krawędzi Europy (Gölke, Coblentz, 1996; Andeweg, 2002). Naprężenia związane z kolizją w Pirenejach oraz termiczna niestabilność astenosfery w europejskim kenozoicznym systemie ryftowym (Prodehl i in., 1995; Wilson, Downes, 2006) mogły odgrywać podrzędną lub wtórną względem poprzednich czynników rolę. Kraton EEC wraz z tarczą fennoskandzką stanowił dla fanerozoicznej platformy europejskiej stabilny element oporowy na wschodzie.

Ogólny obraz geodynamiki Polski pozakarpackiej w kenozoiku zdeterminowany był rozkładem stref subsydencji basenów śródlądowych po późnokredowej kolizji w Alpach i Pirenejach. W poddanym wówczas inwersji basenie polskim sedymentacja trwała jeszcze we wczesnym paleocenie, ze wzrastającą dostawą materiału terygenicznego pochodzącego z platformy EEC oraz z wyniesionego wału śródpolskiego (por. fig. 1A; Połońska, 1997). Poza nielicznymi wyjątkami, osady paleocenu przetrwały jedynie na NE od tego wału, gdzie największe miąższości do 100 m osiągają w głębi kratonu EEC. Pokazuje to, że praktycznie cały obszar pozakratoniczny

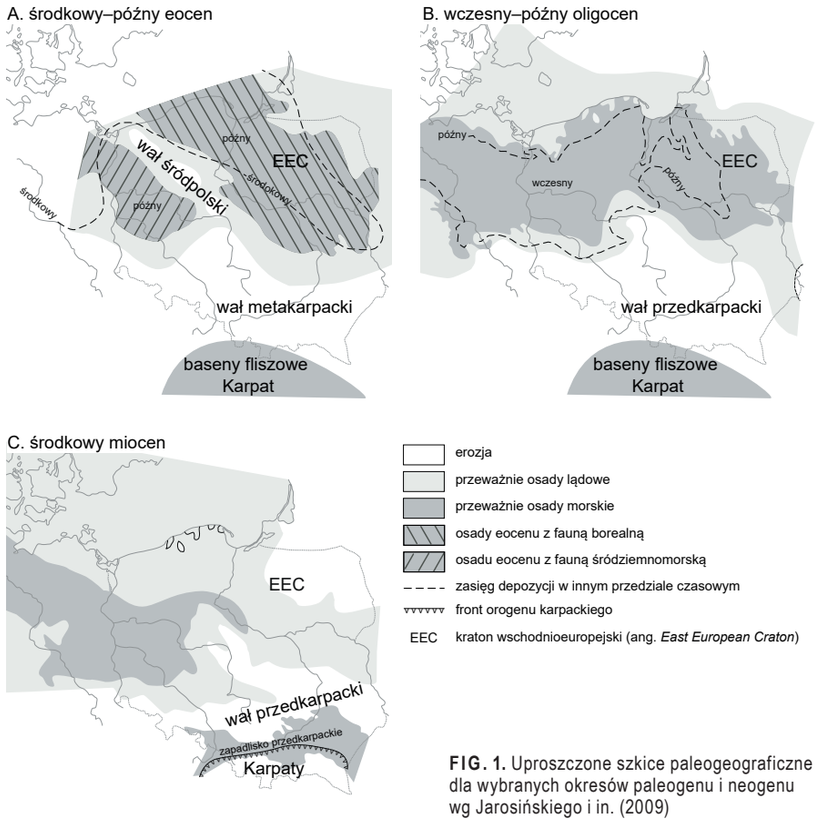


FIG. 1. Uproszczone szkice paleogeograficzne dla wybranych okresów paleogenu i neogenu wg Jarosińskiego i in. (2009)

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

był w paleocenie wyniesiony względem speneplenizowanego kratonu. Przyczyną tego mogła być większa kontrakcja tektoniczna słabszego reologicznie obszaru platformy paleozoicznej niż sztywnego kratonu i związana z tym reakcja izostatyczna. W kilku miejscach na wale śródpolskim płaty paleocenu leżą niezgodnie na zerodowanych warstwach górnej kredy (Kramarska i in., 1999; Dadlez i in., 2000), co jest świadectwem postępującej erozji wału. Geometria struktur inwersyjnych basenu polskiego w postaci antyklinorium środkowopolskiego i ograniczających go wydłużonych niecek sugeruje, że doszło tam wówczas do kompresyjnego sfałdowania skorupy ziemskiej na skutek kolizji w Alpach Wschodnich (Schmid i in., 2008), do których wówczas również należał fragment skorupy tworzący obecnie Tatry sfałdowane w tej fazie orogenezy alpejskiej.

Luka sedymentacyjna po inwersji basenu polskiego, obejmująca również kraton EEC, trwała od późnego paleocenu do początku środkowego eocenu, czyli co najmniej 6 mln lat (Piwocki, 2004). W tym czasie obszar basenu polskiego po inwersji podlegał peneplenizacji. Brak danych strukturalnych, na podstawie których można by określić panujący wówczas reżim tektoniczny, sugeruje względną relaksację skorupy ziemskiej. Jest to zgodne z zanikiem kompresji w paleocenie na alpejskiej krawędzi kontynentu (Ziegler i in., 2002) oraz z ekstensją ryftu atlantyckiego, który zapoczątkował powstanie północno-zachodniej pasywnej krawędzi kontynentu europejskiego (Ziegler, 1988).

Sedymentacja na obszarach platformowych została wznowiona w środkowym eocenie transgresją zarówno od strony Morza Północnego na obszarze Polski północno-zachodniej, jak i od strony morskich basenów Paratetydy na obszarze Polski południowowschodniej (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowa, 1977). W tym czasie wał śródpolski stanowił wyniesienie oddzielające niecki i prowincje faunistyczne po obu jego stronach (fig. 1A). W nieckach zachowało się ok. 50 i 100 m osadów, odpowiednio, po północnej i południowej stronie wału (Piwocki, 2004). Można przypuszczać, że jest to świadectwem reaktywacji „laramijskich" (późnokredowowczesnopaleogeńskich) fałdów skorupy ziemskiej, których pierwotna struktura była podatna na ponowny wzrost naprężeń kompresyjnych. Nie można wykluczyć, że pomimo trwającej od schyłku kredy peneplenizacji wał śródpolski przetrwał jako wyniesienie w morfologii, niemniej jednak subsydencja w nieckach przemawia za scenariuszem ponownego fałdowania tej struktury. Wynika z tego, że w eocenie środkowym dojść mogło do odnowienia reżimu kompresyjnego we wcześniej zrelaksowanej polskiej części płyty kontynentalnej. Kierunek kompresji NE–SW – w przybliżeniu prostopadły do osi fałdu – byłby wówczas uwarunkowany nie tylko naciskiem od strony Alp, ale również relaksacją NW ekstensyjnej krawędzi kontynentu. Ten epizod kompresji można by wiązać z kolizją w Dynarydach (Pamić i in., 2002) i powstawaniem strefy subdukcji w Alpach Wschodnich (Schmid i in., 2008). W osadach tego wieku na Niżu Polskim nie stwierdzono strukturalnych wskaźników reżimu naprężeń, dlatego wystąpienie epizodu głęboko zakorzenionej kompresji w eocenie należy traktować jako hipotezę.

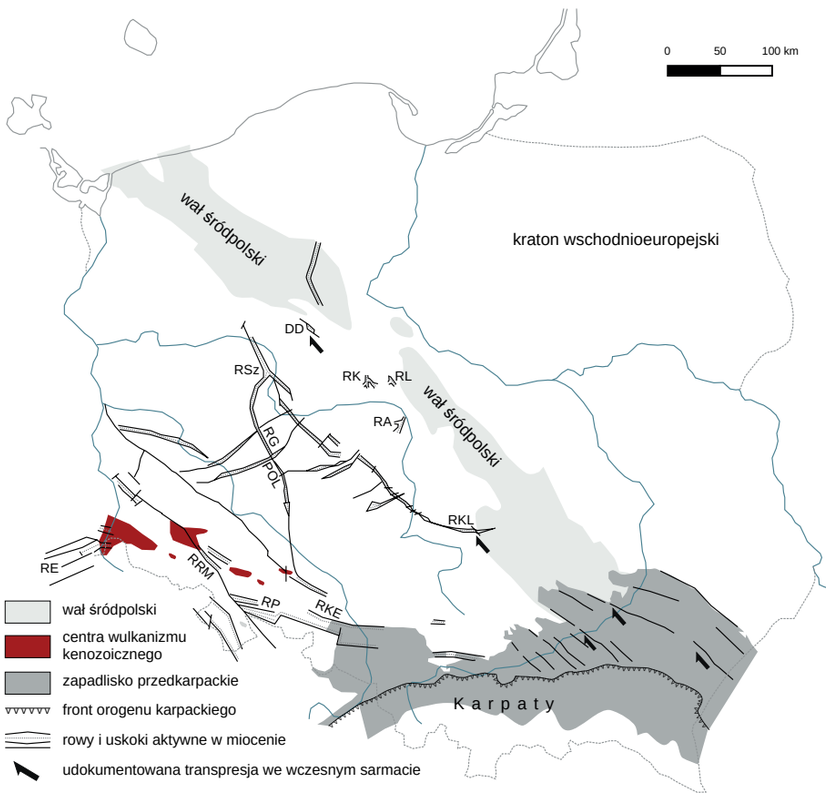


FIG. 2. Uskoki i rowy tektoniczne na przedpolu Karpat aktywne w miocenie (wg Jarosińskiego i in., 2009, zmienione). Skróty odniesione do wybranych struktur omawianych w tekście: DD – depresja Damasławka; POL – rów Poznań–Oleśnica; RA – rów Adamowa; RE – rów Egeru (Ohrzy); RG – rów Gostynia; RK – rów Kleczewa; RKE – rów Kędzierzyna; RKL – rów Kleszczowa; RL – rów Lubstowa; RP – rów Paczkowa; RSz – rów Szamotuł; RRM – rów Roztoki–Mokrzeszowa

W późnym eocenie i wczesnym oligocenie na monoklinie przedsudeckiej, na SW od ciągu rowów tektonicznych Poznań-Oleśnica, zostały zainicjowane rowy tektoniczne o biegu ENE–WSW i N–S (fig. 2; Deczkowski, Gajewska, 1980). Rowy tego wieku zostały odnotowane również ponad wysadami solnymi w niecce szczecińskiej i mogileńsko-łódzkiej. Ten podrzędny epizod ekstensji, w którym rowy mezozoiczne były reaktywowane najprawdopodobniej transtensyjnie, można wiązać z ciągnieniem płyty subdukującej w Alpach, powodującym również subsydencję i ekstensję w tamtejszym basenie molasowym.

Transtensja na monoklinie przedsudeckiej była jednoczesna ze zmianą rozkładu subsydencji na obszarze Polski. O ile jeszcze w środkowym eocenie subsydencja uwarunkowana była wynoszeniem wału śródpolskiego, to od oligocenu miała ona związek z wyniesieniem wału metakarpackiego (fig. 1B, 3A). Kontekst geotektoniczny sugeruje, że wyniesienie wału metakarpackiego mogło być początkowo efektem kompresyjnego fałdowania skorupy ziemskiej, które można korelować z kolizją w Dynarydach i Alpach (Schmid i in., 2008). Następnie, wraz z migracją oceanicznej strefy subdukcji ku północy wyniesienie to mogło ewoluować w typowy fleksuralny wał przedpola orogenu (Krzywiec, Jochym, 1997; Jarosiński i in., 2009). Ze względu na prawdopodobnie zasadniczo odmienne, a występujące kolejno po sobie, mechanizmy wyniesienia wału – starszy przez wyboczenie kompresyjne, a młodszy przez gięcie fleksuralne w warunkach regionalnej ekstensji – proponuje się tu używanie dla ich efektów osobnych terminów w postaci, odpowiednio, wału metakarpackiego (etap starszy) i wału przedkarpackiego (etap młodszy). Świadectwem stopniowego wynoszenia wału (por. też podrozdziały 8.4 i 8.4.2) są obserwowane na jego północnym skłonie łagodne wyklinowania osadów oligoceńskich osiągających miąższość 60–100 m (Piwocki, 2004).

Główna faza aktywności rowów tektonicznych w kenozoiku na Niżu Polskim rozpoczęła się w późnym oligocenie i trwała do późnego miocenu. Tym razem objęła ona cały obszar na północ od fleksuralnego wału przedkarpackiego poza kratonem EEC, który wykazywał stabilność przez cały kenozoik (fig. 3B, C). Ekstensyjne rowy o szerokości kilku kilometrów, długie na kilkanaście do kilkudziesięciu kilometrów rozwinęły się na skutek reaktywacji starszych struktur o charakterze rowów transtensyjnych, powstałych od środkowego triasu do środkowej jury (Widera i in., 2008; Jarosiński i in., 2009), które uległy częściowej inwersji w późnej kredzie, głównie jako struktury transpresyjne (Deczkowski, Gajewska, 1980; Lamarche i in., 2002). Rowy kenozoiczne o niewielkiej ekstensji są czułymi wskaźnikami zmian reżimu naprężeń (fig. 2). We wczesnym i środkowym miocenie rowy na Niżu Polskim ulegały subsydencji, a w ich obrębie deponowane były osady lądowe, w tym pokłady węgla brunatnego o podwyższonej miąższości. Dotyczyło to również rowów zlokalizowanych nad wysadami solnymi, a także na szeroko pojętym obszarze sudeckim. Podczas ingresji morskich neogenu, fleksuralny wał przedkarpacki stanowił granicę pomiędzy prowincjami faunistycznymi zapadliska przedkarpackiego i basenu środkowoeuropejskiego (fig. 1C; Oberc, 1972), powodując dzisiejsze problemy z korelacją stratygraficzną domeny Paratetydy z resztą obszaru Polski (np. Steininger, Rögl, 1984; Olszewska i in., 1996). Dopiero w środkowym miocenie doszło do połączenia tych basenów na obszarze sudeckim.

Szukając źródła ekstensji w omawianej części Europy, można przyjąć, że na przedpolu Alp, po oberwaniu płyty oceanicznej, od późnego oligocenu przez miocen, panowała umiarkowana kompresja (Schmid i in., 2008; Jarosiński i in., 2009). Również na pasywnym brzegu kontynentu przylegającym do Atlantyku nacisk płyty rozrastającego się oceanu wzbudzał coraz silniejszą kompresję. Ponieważ rowy występują na północ od przedkarpackiego wału fleksuralnego, to czynnik ekstensji fleksuralnej na karpackim brzegu kontynentu był tu prawdopodobnie zaniedbywalny. Zatem przyjąć można, że głównym czynnikiem ekstensji było wówczas ciągnienie subdukującej płyty oceanicznej w karpackiej strefie kolizji, która na przełomie oligocenu i miocenu osiągnęła już głębokość ok. 100 km, odpowiednią dla generowania wulkanizmu nadsubdukcyjnego w basenie panońskim (Seghedi, Downes, 2011). Warto podkreślić, że etap ekstensji płyty przedpola Karpat był jednoczesny z etapem największego tempa deformacji kompresyjnych w Karpatach. Jest to typowe zjawisko związane z dojrzałymi strefami subdukcji, w których głęboko zakorzeniona ekstensja tonącej płyty oceanicznej jest przenoszona daleko na płytę przedpola, zaś naskórkowa kompresja ogranicza się do pokrywy osadowej „zdrapywanej" przez górną płytę w sąsiedztwie strefy subdukcji (fig. 3B, C). Ekstensja i subsydencja rowów tektonicznych była też jednoczesna z magmatyzmem, który w oligocenie obej-

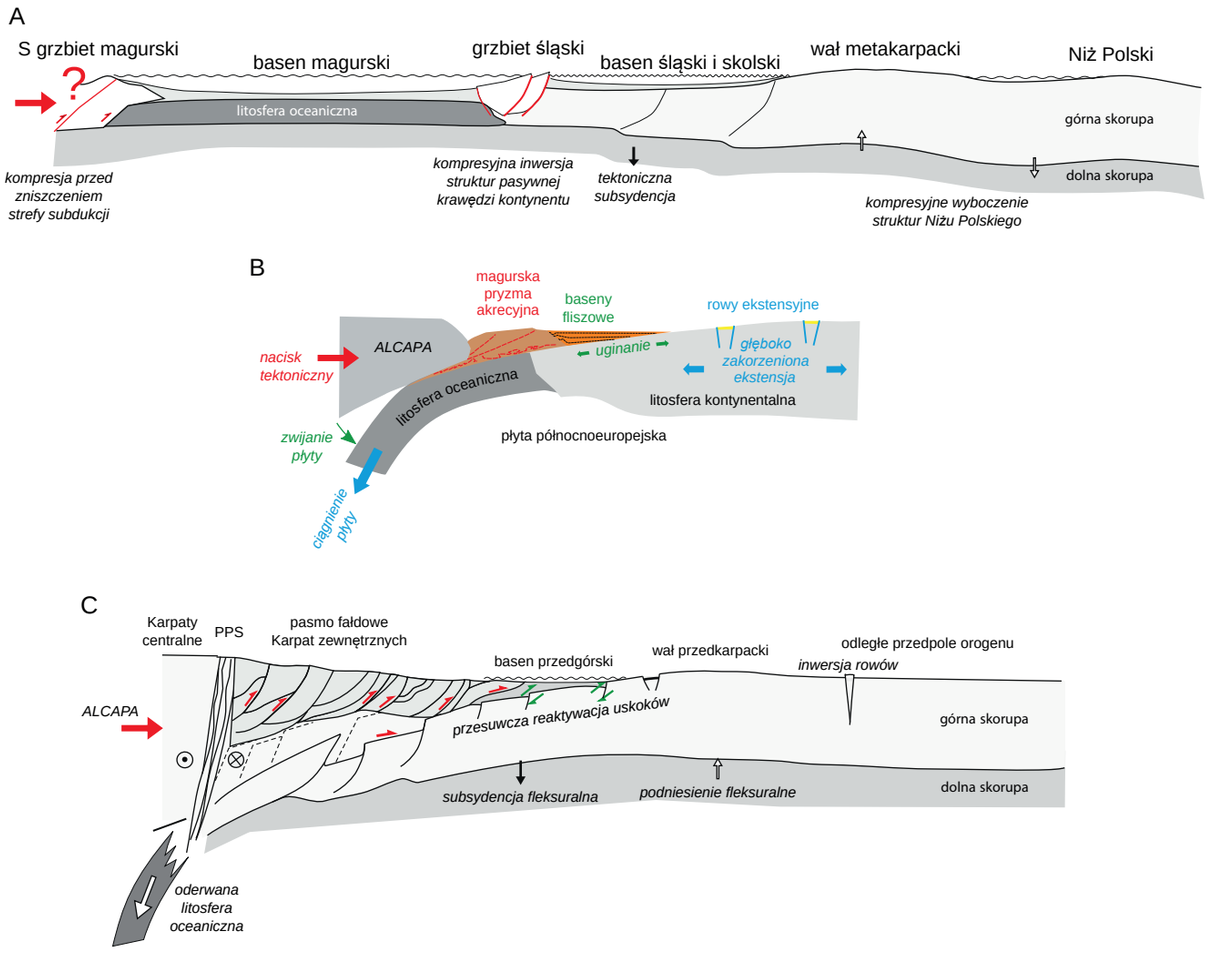


FIG. 3. Schematyczny przekrój przez Karpaty ilustrujący główne fazy i mechanizmy oddziaływania orogenu na przedpole. A faza poprzedzająca utworzenie strefy subdukcji – silna głęboko zakorzeniona kompresja, w efekcie prowadząca do zniszczenia strefy subdukcji, przenoszona na przedpole Karpat (późny eocen). B dojrzała faza subdukcji skorupy oceanicznej, generującej naskórkową kompresję w obrębie Karpat i głęboko zakorzenioną ekstensję w płycie przedpola orogenu (oligocen/miocen). C faza zaciśnięcia strefy kolizji po oderwaniu litosfery oceanicznej – naskórkowe dofałdowanie Karpat i głęboko zakorzeniona transpresja na przedpolu orogenu (środkowy miocen). Figura A i C na podstawie Jarosińskiego i in. (2009), znacząco zmienione

mował rozległy obszar przedpola Alp, a w segmencie wschodnim – rów Egeru (Ohrzy) i obszar sudecki (Ziegler, 1992). Powstanie ryftów mogło być uwarunkowane pękaniem płyty przedpola w wyniku głęboko zakorzenionej kolizji alpejskiej angażującej skorupę ziemską płyty przedpola.

Intensywna subsydencja rowów tektonicznych na Niżu Polskim zakończyła się w środkowym miocenie wraz z oberwaniem się płyty oceanicznej w Karpatach zachodnich (Nemčok i in., 1998; Wortel, Spakman, 2000), kończącym etap ekstensji wzbudzonej ciągnieniem płyty subdukującej. Późniejsza sedymentacja w rowach mogła wynikać z resztkowej subsydencji napędzanej kompakcją zdeponowanych tam słabiej skonsolidowanych osadów o podwyższonej miąższości. Po ustaniu subsydencji niektóre struktury – np. nadkład wysadu Damasławka, czy rów Kleszczowa, uległy inwersji. Zjawisko to, podobnie jak w przypadku struktur inwersyjnych w zapadlisku przedkarpackim, mogło zachodzić w reżimie transpresyjnym, w fazie zakorzenionej w głębi skorupy ziemskiej kompresji. Kompresja była następstwem oderwania się płyty oceanicznej i zatrzaśnięcia strefy kolizji bloku ALCAPA z europejską krawędzią płyty w segmencie Karpat zachodnich (Nemčok i in., 1998; Jarosiński i in., 2009). Epizod głęboko zakorzenionej kompresji trwał krótko, po czym w późnym miocenie i pliocenie nastąpiła prawdopodobnie faza relaksacji płyty przedpola orogenu bez stwierdzonych wskaźników reżimu naprężeń. Ostatnie stadium wygasającego wulkanizmu w Sudetach datowane na pliocen (Malkovsky, 1975; Badura i in., 2007c; Ziegler, Dèzes, 2007; Pańczyk i in., 2023) można wiązać z fazą relaksacji naprężeń. Tym samym, pliocen uznać można za początek fazy neotektonicznej na obszarze Polski (Jarosiński i in., 2022), w której konfiguracja sił tektonicznych jest zbliżona do dzisiejszej.

Narastająca kompresja ze strony pasywnego brzegu kontynentalnego oraz zmienne siły tektoniczne przenoszone na obszar Polski od południa Europy przez zablokowane strefy kolizji w Alpach i Karpatach sprawiały, że trajektorie największego naprężenia fazy neotektonicznej były zorientowane prostopadle do łuków orogenicznych, a następnie, ku północy, w głębi płyty kontynentalnej stopniowo skręcały w stronę pasywnego brzegu Atlantyku. W plejstocenie na obszarze Polski pojawił się dodatkowy czynnik geodynamiczny w postaci zlodowaceń. Obciążenie lądolodem prowadziło do cyklicznego wzrostu naprężeń i ciśnień porowych w zalegających pod lodem osadach (Trzeciak i in., 2020), jak również do ruchów glaciizostatycznych (Steffen, Wu, 2011). Teoretycznie, pogrążenie litosfery kompensujące izostatycznie obciążenie lądolodem mogło wynosić ok. 300 m na każdy kilometr miąższości lądolodu, choć ze względu na opory uginania sprężystych warstw płyty, mogło być mniejsze. W ocenie Liszkowskiego (1975), amplituda takich odkształceń na obszarze Polski mogła dochodzić zaledwie do 50–60 metrów. Złożenie pionowych ruchów glaciizostatycznych z uginaniem litosfery komplikowało oddziaływanie na struktury tektoniczne, które mogło wzmacniać tendencje do aktywacji uskoków normalnych lub odwróconych (MuirWood, 2000; Pascal i in., 2010). Uważa się, że największa niestabilność uskoków występuje podczas zanikania lądolodu, a w Skandynawii trwa jeszcze współcześnie (Gregersen, Voss, 2014). Ówczesna reaktywacja uskoków mogła wzbudzać trzęsienia ziemi znacznie silniejsze od współczesnych, a fale sejsmiczne mogły powodować upłynnianie nieskonsolidowanych osadów i powstawanie sejsmitów (Belzyt, Pisarska-Jamroży, 2017). W Polsce wyraźna reakcja glaciizostatyczna po ostatnim zlodowaceniu wygasła ok. 9000 lat temu (Uścinowicz, 2003), dlatego spodziewać się można znikomego wpływu tego czynnika w holocenie na rozkład naprężeń skorupowych, które na terenie Polski mają głównie genezę tektoniczną (Jarosiński i in., 2022).

8
Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

8.2. STAN I PERSPEKTYWY ROZPOZNANIA STRUKTUR KENOZOICZNYCH W ŚWIETLE ROZDZIELCZOŚCI PRZESTRZENNEJ DANYCH TOPOGRAFICZNYCH, GEOLOGICZNYCH ORAZ GEOFIZYCZNYCH

Wojciech Włodarski, Leszek Marks, Piotr Krzywiec

Zapis strukturalny kenozoicznej aktywności tektonicznej, w tym procesów uskokowania, nie budzi kontrowersji na obszarach bardzo płytkiego lub powierzchniowego występowania litych skał podłoża podkenozoicznego (przede wszystkim w Sudetach i pasie wyżyn południowej Polski; por. Rühle, 1973; Dadlez, Jaroszewski, 1994; Zuchiewicz, 2010). Szczególnie dotyczy to przypadków, w których osady kenozoiczne charakteryzują się mniej lub bardziej ciągłymi zmianami miąższości oraz litologii, dobrze korelującymi się ze strukturami litego podłoża (Kowalski, 1968). Taka korelacja jest ważna, ponieważ rozwój rzeźby, choć kontrolowany przypowierzchniową tektoniką danego obszaru, sam w sobie nie może być wyznacznikiem młodej aktywności tektonicznej. Zwrócili na to uwagę Kosmowska-Sufczyńska (1998) oraz Zuchiewicz i in. (2007) w odniesieniu do regionu świętokrzyskiego. Pomimo bardzo dobrze rozwiniętej rzeźby strukturalnej, brak jest na tym obszarze zapisu aktywności tektonicznej bezpośrednio w osadach kenozoicznych, biorąc pod uwagę ich rozkład przestrzenny, zróżnicowanie miąższościowe, a także obecność w ich obrębie drobnych struktur tektonicznych. Dla porównania, istnieje dobrze udokumentowany zapis osadowy aktywności tektonicznej podłoża w kenozoiku w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na obszarze Ponidzia (Łyczewska, 1975; Kowalski, 1996; Krysiak, 2000). Niemniej jednak obszar ten stanowi już północną część zapadliska przedkarpackiego (poza zakresem tego rozdziału).

Interpretacja aktywności tektonicznej w osadach kenozoicznych na obszarze Niżu Polskiego przysparza znacznych trudności. Wynika to z występowania miąższej pokrywy czwartorzędowej oraz jej podścielenia przez porównywalnie gruby kompleks osadów paleogenu i neogenu o podobnej litologii. Nie bez znaczenia jest stosunkowo słabe rozpoznanie struktur tektonicznych, manifestujących się w topografii podłoża podkenozoicznego czy też spągu/stropu warstw młodszych. Niestety, dotyczy to również spągu czwartorzędu i to pomimo że topografia tej powierzchni jest najlepiej rozpoznana na Niżu Polskim w związku z realizacją Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, a ostatnio również reambulowanej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Lepsze rozpoznanie młodych struktur tektonicznych cechuje obszary płytkiego zalegania skał podłoża podkenozoicznego w obrębie regionalnych jednostek tektonicznych, jak również w strefach występowania lokalnych elewacji strukturalnych (fig. 4). Ważną rolę w rozpoznaniu kenozoicznych struktur tektonicznych, i to nawet w skali lokalnej, odgrywają złoża węgla brunatnego. Jednak zasięg przestrzenny tych złóż jest dość ograni-

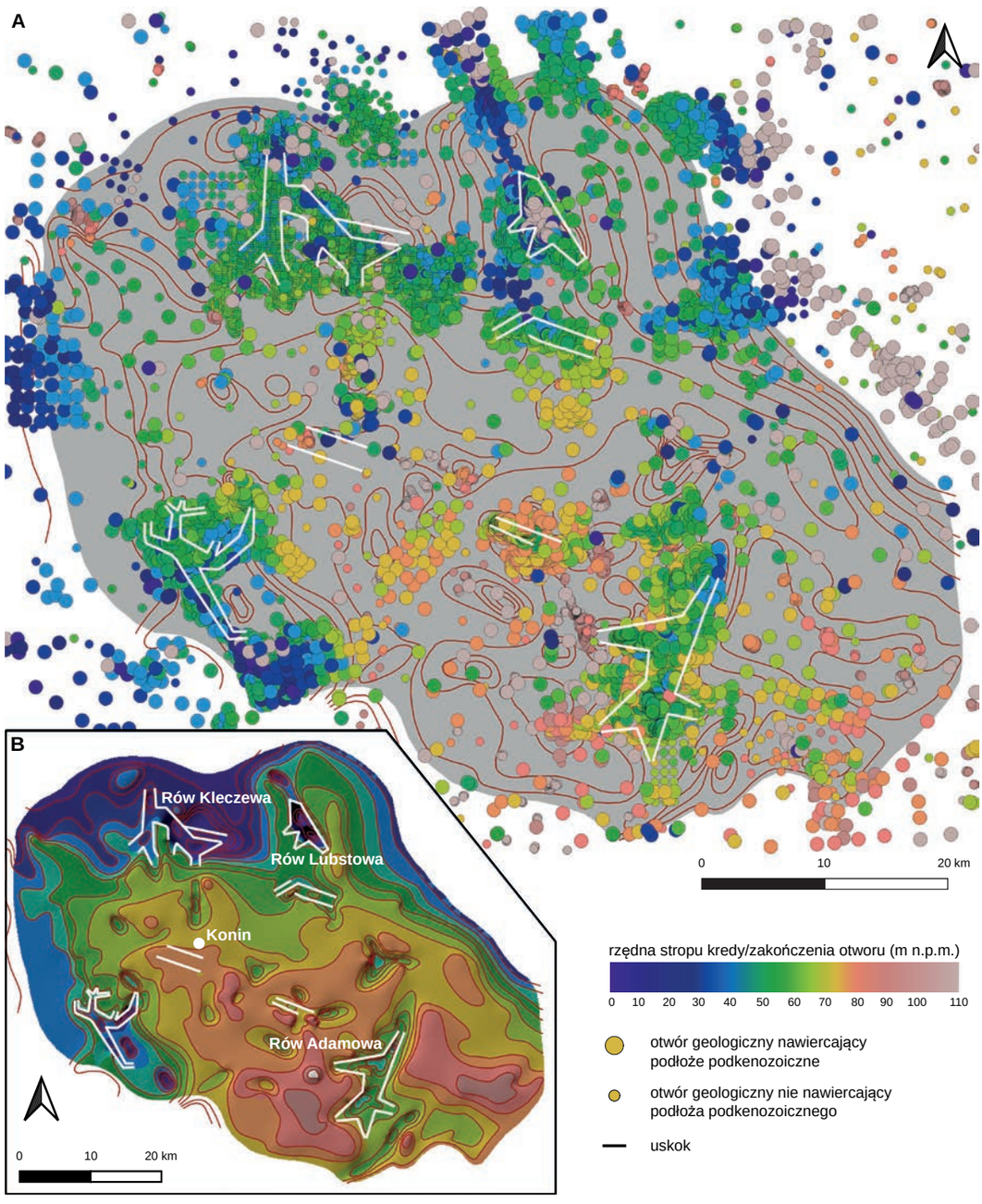


FIG. 4. Możliwości rozpoznania struktur tektonicznych na przykładzie elewacji konińskiej jako obszaru płytkiego zalegania podłoża podkenozoicznego, a także występowania licznych lokalnych rowów tektonicznych ze złożami węgla brunatnego. A lokalizacja otworów geologicznych z Centralnej Bazy Danych Geologicznych (PIG-PIB, Warszawa) na tle wybranych elementów mapy strukturalnej stropu mezozoiku wg Widery (1998); B mapa strukturalna stropu mezozoiku (wg Widery 1998, zmodyfikowano). Zastosowana skala barw, wspólna dla stropu mezozoiku i rzędnych zakończenia otworów, pozwala ocenić przydatność otworów nie nawiercających stropu mezozoiku dla rozpoznania struktur tektonicznych podłoża podkenozoicznego

czony, zwykle do wąskich stref występowania rowów tektonicznych. Istotnym utrudnieniem przy ocenie kenozoicznej aktywności tektonicznej jest fakt, że topografia analizowanych powierzchni, w tym elementy strukturalne pochodzenia tektonicznego, w wielu miejscach jest przekształcona na skutek deformacji glacitektonicznych, a także procesów erozji rzecznej i glacjalnej. Nie wiadomo też, w jakim stopniu aktywność uskoków podłoża podkenozoicznego przełożyła się na odkształcenia zlokalizowane lub rozproszone w obrębie pokrywy kenozoicznej. W większości opracowań kartograficznych, świadomie lub nie, zakłada się obecność zlokalizowanych odkształceń, wynikających z propagacji uskoków podłoża w obręb osadów kenozoicznych wzdłuż wąskich stref ścinania. W konsekwencji dominuje pogląd o blokowym charakterze pionowych przemieszczeń podłoża podkenozoicznego. Stoi to nierzadko w sprzeczności z akceptowanymi modelami propagacji uskoków w obręb płycej zalegających osadów. Modele te uwzględniają rozwój monoklinalnych fałdów naduskokowych o amplitudzie malejącej ku górze, a także sieci rozproszonych spękań. Warto w tym kontekście przypomnieć pracę Jaroszewskiego i Piątkowskiej (1988). Dotyczy ona lineamentów rozpoznanych na Roztoczu, rozumianych jako naturalne, w przybliżeniu prostoliniowe cechy powierzchni terenu, które są czytelne na optycznych i radarowych obrazach satelitarnych. Porównanie tych lineamentów z przebiegiem struktur geologicznych, występujących na różnych głębokościach, pozwoliło wskazać, że są one efektem rozproszonych odkształceń pokrywy kenozoicznej pod wpływem mobilności głębszego podłoża o charakterze blokowym.

Opisane powyżej problemy interpretacyjne wynikają z faktu, że rozpoznanie budowy geologicznej kenozoiku na Niżu Polskim opiera się głównie na interpretacji danych otworowych. O ile w obrębie złóż węgla brunatnego dostępna jest duża liczba odpowiednio głębokich otworów o regularnym quasi-siatkowym rozkładzie co 100–200 m, to na pozostałych obszarach otwory tego typu są rozmieszczone dość nieregularnie, a na terenach zabudowanych – dodatkowo w postaci skupisk, średnio co 800 m (fig. 4). Taka sytuacja wymusza konieczność ekstrapolacji danych otworowych na przekrojach geologicznych. Wynika z tego, że optymalna rozdzielczość obrazów przedstawiających topografię powierzchni geologicznych odwzorowanych na numerycznych modelach w GIS może wynosić od 50 do 100 m w przypadku gęsto rozwierconych złóż węgla brunatnego oraz 400 m i więcej na pozostałych obszarach (Hengl, 2006; Włodarski, 2014). Tym samym, w pierwszym przypadku istnieje możliwość dobrego odwzorowania geometrii lokalnych struktur tektonicznych, zaś w przypadku drugim dane otworowe pozwalają jedynie uchwycić generalny trend modelowanych powierzchni.

Zestawienie danych otworowych na przekrojach geologicznych pozwala uchwycić zmiany w rozkładzie miąższości osadów, które mogą być kontrolowane przez geometrię struktur tektonicznych podłoża. Istotne jest również występowanie w superpozycji różnowiekowych osadów stanowiących wypełnienia obniżeń podłoża o charakterze rowów tektonicznych (Widera, 2007, 2021), kopalnych dolin rzecznych (por. Marks, 1988) i rynien glacjalnych (Stankowski, Włodarski, 2019). W wielu pracach wskazuje się na możliwość interpretowania aktywności podłoża podkenozoicznego na podstawie występowania równowiekowych osadów, zalegających w bliskim sąsiedztwie na wyraźnie różnych wysokościach, co nie zawsze można wytłumaczyć procesami depozycji lub erozji (por. Ber, 2000; Morawski, 2004a; Widera, 2007).

Ostatnie lata i dekady przyniosły zasadniczy postęp w zakresie rozpoznania struktur kenozoicznych z wykorzystaniem różnego rodzaju pomiarów geofizycznych (por. Krzywiec i in., 2004a, b; Morawski i in., 2004; Ostrowski i in., 2023). W przypadku grawimetrii możliwe jest uzyskanie przybliżonych informacji na temat przestrzennych zmian i morfologii podłoża kenozoiku. Z kolei dane geoelektryczne i sejsmiki refrakcyjnej pozwalają na obrazowanie budowy geologicznej kenozoiku wzdłuż profili 2D, ale na ogół z rozdzielczością zbyt niską do jednoznacznej identyfikacji potencjalnych uskoków tnących kenozoik i jego podłoże. Dane radarowe (GPR) mają wystarczającą rozdzielczość, jednak zasięg głębokościowy tej metody jest często zbyt mały dla zobrazowania skomplikowanych struktur tektonicznych sięgających do głębokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Od pewnego czasu do badań tektoniki kenozoiku wykorzystywane są również dane sejsmiki refleksyjnej. Mogą to być albo dane pozyskane celem obrazowania kenozoiku i jego podłoża (np. ponad wysadami solnymi), albo dane sejsmiczne pozyskane przez przemysł naftowy w celu rozpoznania utworów permu, obrazujące jednak – czasem bardzo szczegółowo – również strop mezozoiku oraz nadkład kenozoiczny.

Osobnego omówienia wymagają opracowania kartograficzne przedstawiające budowę geologiczną i ukształtowanie podłoża czwartorzędu na Niżu Polskim. Zostały one zrealizowane w ramach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, a także są ważnym elementem reambulowanej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000. Opracowania te stanowią najczęściej przyjmowaną bazę wyjściową dla określenia rodzaju i wielkości ruchów tektonicznych w czwartorzędzie. Kolejne wersje map geologicznych podłoża czwartorzędu opierały się na stopniowo rosnącej liczbie otworów wiertniczych oraz na coraz większym wykorzystaniu profili geofizycznych, głównie elektrooporowych, sejsmicznych i grawimetrycznych (por. Morawski, 2004b; Morawski i in., 2004). Niemniej jednak w opracowaniach kartograficznych ostateczny obraz ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu w znacznym stopniu zależy od koncepcji dotyczącej charakteru procesów kształtujących tę powierzchnię (m.in. przypisywania dominującej roli erozji rzecznej lub lodowcowej, glacitektonice lub tektonice). Pewien wpływ na interpretację miały również zmieniające się poglądy na położenie stratygraficzne dolnej granicy czwartorzędu (por. Marks, 2010). Należy tutaj wspomnieć również o problemie jednorodności litologicznej osadów plejstocenu dolnego i neogenu, które są określane łącznie jako tzw. seria preglacjalna, powodującym zmiany w klasyfikacji jednostek stratygraficznych neogenu i plejstocenu dolnego. Przy opracowaniu kartograficznym budowy geologicznej i ukształtowania podłoża czwartorzędu nie bez znaczenia jest identyfikacja deformacji glacitektonicznych, w których odkłute i oderwane pakiety osadów podłoża stanowią część sekwencji osadów czwartorzędowych (Marks i in., 2022a, b), co nie zawsze było brane pod uwagę.

Pomimo miąższej pokrywy osadów kenozoicznych, aktywność tektoniczna ich podłoża na Niżu Polskim podczas czwartorzędu w znacznym stopniu wpłynęła na geometrię, układ i rozmieszczenie form rzeźby terenu. W przypadku form pochodzenia rzecznego chodzi przede wszystkim o geometrię sieci rzecznej, zróżnicowanie nachylenia powierzchni tarasów i profili podłużnych koryt rzecznych, np. w związku z występowaniem progów poprzecznych w korycie, stwierdzonych m.in. w dolinach środkowej Wisły, dolnego Bugu i dolnej Wkry (Lencewicz, 1927; Kondracki, 1933; Baraniecka, 1975). Również formy pochodzenia glacjalnego, tj. rynny glacjalne, formy akumulacji szczelinowej i ozy, moreny czołowe czy wreszcie pradoliny, wykazują mniej lub bardziej czytelne związki z elementami tektoniki podłoża (Baraniecka, 1975; Molewski, 2007; Ber, 2009; Morawski, 2009a, b; Gruszka i in., 2012; Stankowski, Włodarski, 2019). Wymienione powyżej formy rzeźby terenu lub ich fragmenty mogą współtworzyć linijne lub łagodnie zakrzywione lineamenty (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Ich dotychczasowa interpretacja tektoniczna opierała się głównie na analizie zobrazowań satelitarnych (Bażyński i in., 1984; Jaroszewski, Piątkowska, 1988; Graniczny, Mizerski, 2003), natomiast ostatnio w tym celu wykorzystuje się wysokorozdzielcze numeryczne modele wysokościowe, oparte na przetwarzaniu danych LiDAR (Kamiński, 2020). Jednak, poza nielicznymi wyjątkami (Morawski, 2009a), jak dotąd nie przeprowadzono weryfikacji wyróżnianych w literaturze lineamentów na podstawie danych geofizycznych. Problem ten dotyczy nie tylko relacji przestrzennych między lineamentami a strukturami podłoża podkenozoicznego, które są czytelne na profilach sejsmiki refleksyjnej, ale również danych grawimetrycznych czy magnetycznych.

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

8.3. SUDETY I BLOK PRZEDSUDECKI – PÓŹNOKREDOWO-KENOZOICZNA AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA

Artur Sobczyk, Janusz Badura

Sudety i blok przedsudecki, ze względu na wspólne cechy budowy geologicznej łączone razem w blok dolnośląski (Stupnicka, 1989; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), zaś w tym tomie nazywane również łącznie „obszarem sudeckim", rozdziela od siebie jedna z najbardziej znanych i spektakularnie odzwierciedlających się w morfologii terenu struktur tektonicznych w Polsce – sudecki uskok brzeżny (fig. 5, 6). Tworzy on wyraźną krawędź morfologiczną o biegu ~NW–SE i długości ok. 130 km (Oberc, Dyjor, 1969; Krzyszkowski i in., 1995; Krzyszkowski, Bowman, 1997; Migoń, 1999a; Badura i in., 2007a, b; Štěpančíková i in., 2010, 2011, 2022). Uskok sudecki brzeżny ma założenia waryscyjskie, karbońskie (np. Aleksandrowski i in., 1997) – co najmniej od czasów Cloosa (1922), wiadomo, że pierwotnie, tj. zapewne od późnego paleozoiku i – przynajmniej częściowo – również po późnej kredzie, blok przedsudecki był wzdłuż niego istotnie wypiętrzony względem bloku sudeckiego (np. Oberc, 1972). Za taką interpretacją przemawia m.in. brak na przeważającej części bloku przedsudeckiego szeroko rozprzestrzenionych w Sudetach, osadów karbonu górnego, permu, triasu oraz osadów górnej kredy. Natomiast w trakcie kenozoiku nastąpiła wzajemna zmiana położenia obu bloków tektonicznych, tak że Sudety znalazły się wyraźnie wyżej względem swego północno-wschodniego przedpola (Cloos, 1922; Oberc, Dyjor, 1969; Oberc, 1972; Skácel, 1979; Ludwig, 2001).

Również po stronie czeskiej blok Sudetów, zwłaszcza w swej zachodniej części, jest obcięty uskokami brzeżnymi (fig. 5) o rozciągłości WNW–ESE, w tym szeroko znanym nasunięciem łużyckim (np. Coubal i in., 2015), oddzielającymi wyniesione paleozoiczne podłoże od położonego na południe, obniżonego czeskiego basenu kredowego, jakkolwiek ku wschodowi również część basenu kredowego wchodzi w skład wypiętrzonego bloku sudeckiego. Dalej na wschód uskoki ograniczające od SW blok sudecki skręcają w kierunku bardziej południkowym. Z kolei, od północnego zachodu blok Sudetów jest obcięty przez uskoki NE segmentu rowu tektonicznego (ryftu) Ohrzy, o rozciągłości SW–NE i łącznej długości ok. 350 km. Rozwój tego rowu rozpoczął się z końcem eocenu i osiągnął maksimum w oligocenie (Ulrych i in., 2011). Składa się on z szeregu zapadlisk tektonicznych (Pešek i in., 2010) i rozległych centrów wulkanicznych oraz przedzielających je wąskich bloków skał waryscyjskiego podłoża (Malkovský, 1987; Adamovič, Coubal, 1999; Suhr, 2003; Kasiński i in., 2003).

Szczegółowe rozpoznanie kenozoicznej aktywności tektonicznej obszaru sudeckiego jest w znacznej mierze utrudnione przez fakt, że na obszarze bloku Sudetów obecność skał kenozoicznych jest znikoma (fig. 5) i ogranicza się głównie do punktowych wystąpień bazaltoidów (Badura i in., 2006; Birkenmajer i in., 2011; Pańczyk i in., 2023) oraz nielicznych stanowisk osadów lądowych (Jahn i in., 1984; Sroka, Kowalska, 1998; Sobczyk i in., 2024). Sytuacja w tym zakresie jest lepsza w rowie Ohrzy, a także na bloku przedsudeckim oraz na jego szerokim północnym przedpolu, gdzie rozprzestrzenione są osady kenozoiczne, częściowo stanowiące zapis wspomnianej aktywności, chociaż miejscami nieco odległy w przestrzeni.

8.3.1 Późna kreda–eocen: regionalna kompresja i ekshumacja tektoniczna

Kenozoicznej ewolucji tektonicznej bloku dolnośląskiego nie sposób rozpatrywać bez uwzględnienia rozpoczętego jeszcze przed nastaniem kenozoiku znaczącego epizodu późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej kompresji (Sobczyk, Szczygieł, 2021 i dyskusja tamże). Epizod ten spowodował inwersję permo-mezozoicznych basenów sedymentacyjnych bloku dolnośląskiego oraz odkształcenia ich waryscyjskiego podłoża, które odbyły się w przedziale czasu ~86–50 mln lat i polegały głównie na generalnym wypiętrzeniu w warunkach nierównomiernej ekshumacji tektonicznej (Sobczyk i in., 2020). Wydarzenie to, w starszej literaturze (np. Beyer, 1939; Oberc, 1972) odnoszone do faz tektonicznych młodosaksońskiej lub laramijskiej, objęło swym zasięgiem znaczną część środkowej i zachodniej Europy na północ od Alp i Pirenejów, w tym Masyw Czeski wraz z obszarem sudeckim na jego NE obrzeżeniu (por. np. Kley, Voigt, 2008; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). W efekcie, na wspomnianym obszarze wykształciło się dość szerokie spektrum struktur tektonicznych, zarówno kruchych, jak i podatnych. Do tych pierwszych tradycyjnie zaliczane są (choć wiek powstania niektórych z nich bywa ostatnio przesuwany do kenozoiku – p. niżej oraz rozdział WZS 8) kilku- lub kilkunastokilometrowych rozmiarów (długość/szerokość) rowy tektoniczne (m.in. rów Wlenia, rów górnej Nysy Kłodzkiej), zawierające osady permo-mezozoiku, a na swych obrzeżach (ramionach, ang. *shoulders*) odsłaniające przedpermskie, waryscyjskie podłoże. Rowy te są zazwyczaj ograniczone stromymi

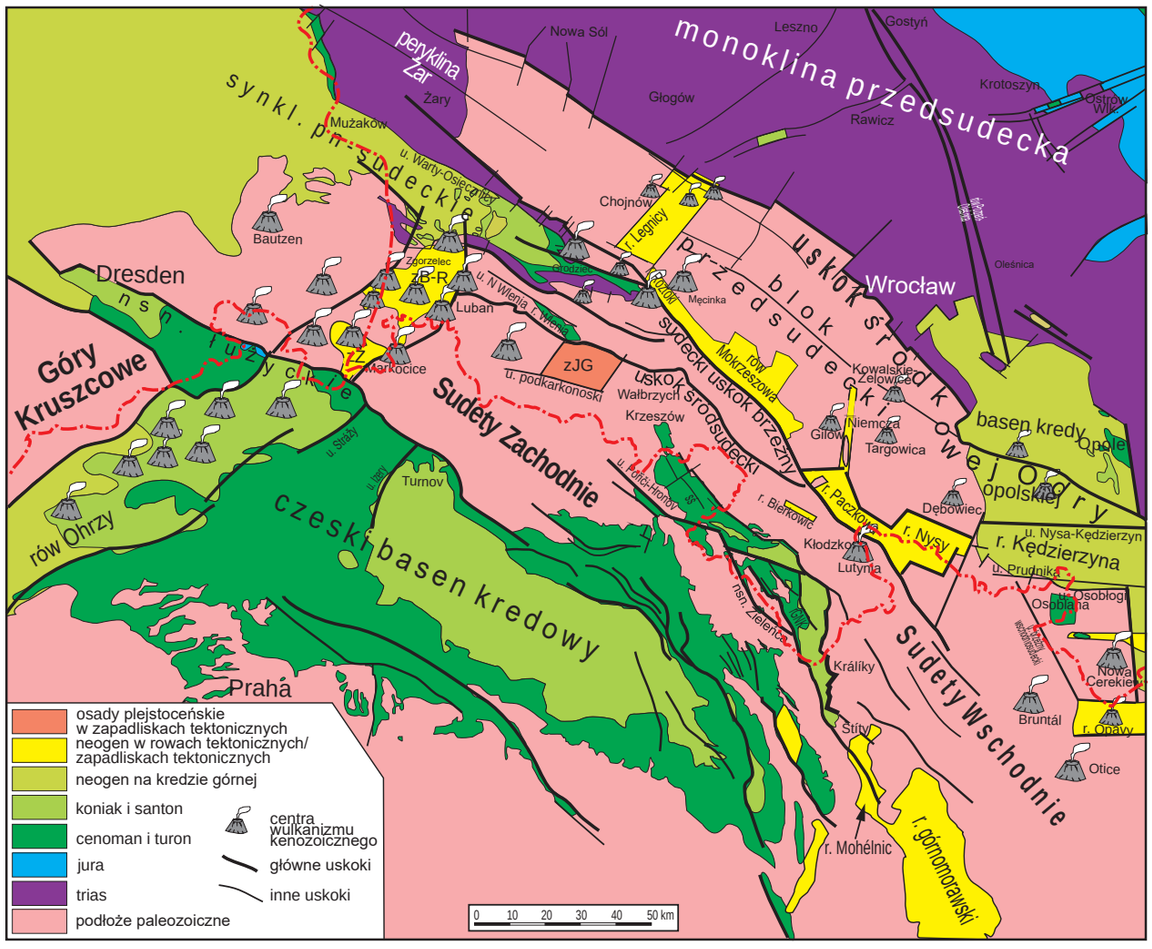


FIG. 5. Późnokenozoiczna sytuacja tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego na północnym skraju Masywu Czeskiego oraz główne jednostki strukturalne regionu. Skróty: r – rów tektoniczny; nsn – nasunięcie; synkl. pn-sudeckie – synklinorium północnosudeckie; u –uskok; rGNK – rów tektoniczny górnej Nysy Kłodzkiej; śś – synklinorium śródsudeckie; zB-R – zapadlisko Berzdorf–Radomierzyce; zJG – zapadlisko Jeleniej Góry; zŻ – zapadlisko Żytawy

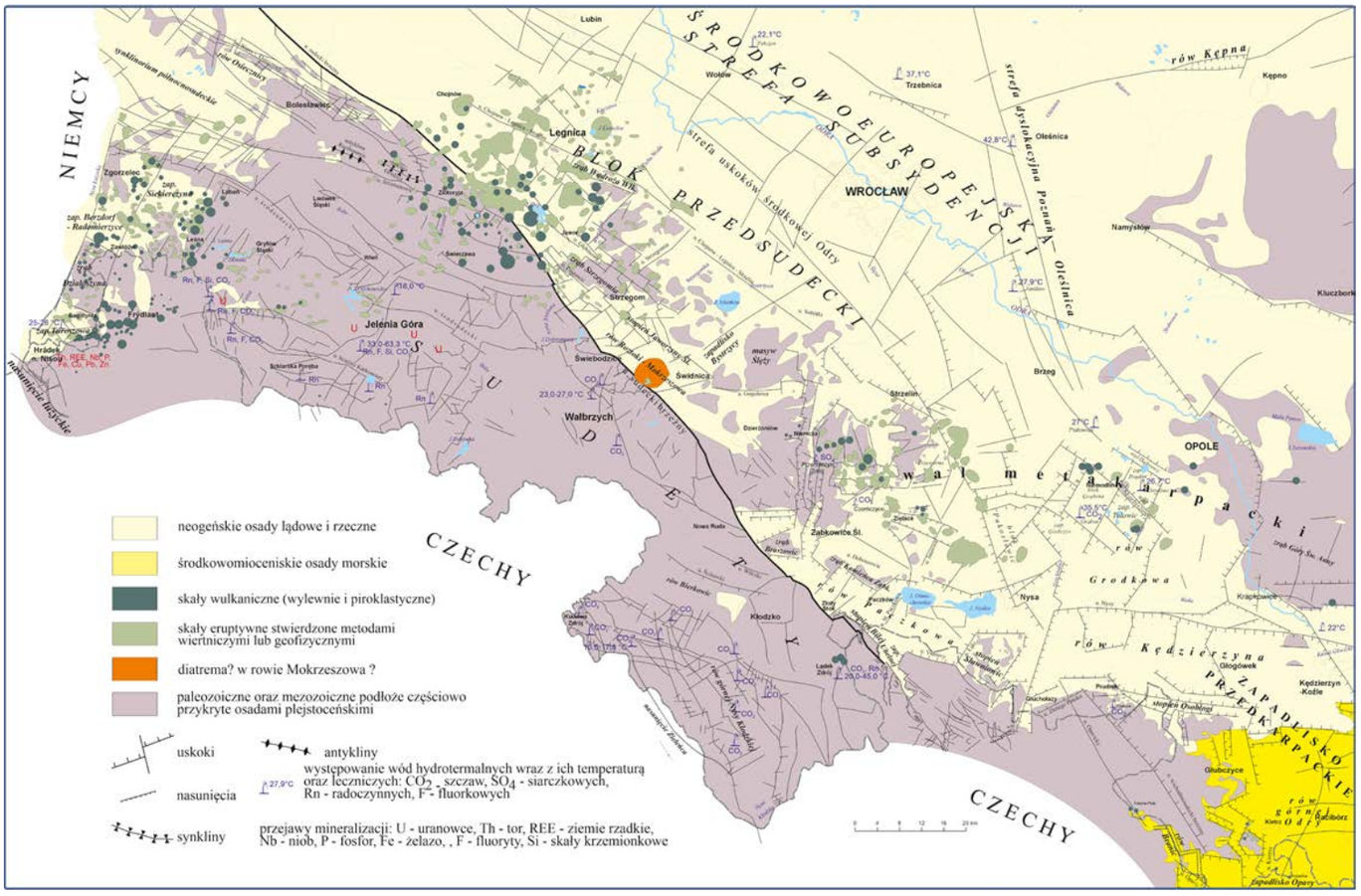


FIG. 6. Fragment mapy neotektonicznej Dolnego Śląska (Badura, Przybylski, 2000), obejmujący Sudety i blok przedsudecki. Mapę opracowano na podstawie szerokiego zakresu danych: kartograficznych (z wykorzystaniem przesłanek geomorfologicznych), wiertniczych, stratygraficzno-sedymentologicznych i geofizycznych (w tym grawimetrycznych). Oprócz sieci uskoków interpretowanych jako aktywne w neogenie (głównie reaktywowane), mapa prezentuje przejawy młodego wulkanizmu oraz wystąpienia wód termalnych i mineralizacji związanych genetycznie z procesami neotektonicznymi

uskokami o kinematyce odwróconej, bądź normalnej. Późnokredowo-wczesnopaleogeńskie struktury tektoniczne o charakterze podatnym są w Sudetach reprezentowane przede wszystkim przez dwie regionalnych rozmiarów synklinorialne struktury fałdowe – synklinoria północnosudeckie i śródsudeckie, a także przez charakterystyczne, synklinalne ugięcia wypełnień osadowych we wspomnianych rowach tektonicznych (np. Oberc, 1972; Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021). Synklinoria są stowarzyszone z rozdzielającymi je i przyległymi do nich od NE i SW antyformalnymi wygięciami stropu podłoża waryscyjskiego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022, zob. też podrozdział 5.2.2 oraz fig. 3 tamże). U schyłku kredy i w paleocenie, ok. 75–60 mln lat temu, w rejonie kłodzkim, na obszarze kopuły orlicko-śnieżnickiej zaznaczyła się aktywność licznych struktur kruchych w postaci uskoków odwróconych i mniej lub bardziej połogich nasunięć, w tym m.in. nasunięcia Zieleńca (Cymerman, 1990; Kozdrój, 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), czy udokumentowanych geologicznie zespołów uskoków odwróconych (Don, 1996) w otoczeniu powstałego później, najprawdopodobniej w paleogenie (Sobczyk i in., 2020) lub neogenie (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Aktywność ta była realizowana w kontrakcyjnym reżimie deformacji, przy dominującym na przełomie kredy i paleogenu kierunku NE–SW do NNW–SSE maksymalnej kompresji poziomej S_{Hmax} (Sobczyk, Szczygieł, 2021; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Również w przypadku znacznych rozmiarów strefy uskokowej Poříčí–Hronov, ograniczającej dziś od SW środkową, górską część masywu Sudetów pomiędzy Karkonoszami i Górami Stołowymi (fig. 5 oraz figury 1 i 22 w podrozdziale 5.2.2), tektonika kompresyjna i związane z nią inwersyjne struktury tektoniczne są interpretowane jako zapis analogicznie zorientowanego późnokredowo-wczesnopaleogeńskiego pola naprężeń (Špaček i in., 2006, 2015; Nováková, 2014). To samo dotyczy obserwowanego współcześnie w Sudetach i na ich przedpolu regionalnego systemu spękań ciosowych, zwykle obejmującego dwa wzajemnie ortogonalne zespoły stromych spękań o biegach zbliżonych do NW–SE oraz NE–SW (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Wyniki badań termochronologicznych (zob. też rozdział 7) wskazują, że na obszarze Sudetów w późnej kredzie–wczesnym paleogenie miały miejsce dwa główne epizody chłodzenia skał podłoża związane z ich ekshumacją: w późnej kredzie (ok. 100–80 mln lat temu) oraz podczas paleocenu–eocenu (ok. 65–45 mln lat temu). Skala wypiętrzających ruchów pionowych w obrębie bloku sudeckiego w trakcie ówczesnej inwersji tektonicznej, na podstawie danych termochronologicznych jest szacowana lokalnie na co najmniej 3 km, niemniej miejscami mogły one teoretycznie (tj. przy założeniu dzisiejszych wartości gradientu geotermicznego) osiągać nawet 6 km (Danišík i in., 2010, 2012; Sobczyk i in., 2015, 2020; Botor i in., 2019) – oczywiście ich topograficzne efekty musiały być na bieżąco w znacznej mierze niwelowane przez erozję.

Z zapisu wieków chłodzenia apatytu i cyrkonu wynika, że ekshumacja tektonicznego bloku Sudetów (a dokładniej: złożonego systemu jego bloków składowych) podczas późnej kredy i kenozoiku przebiegała nierównomiernie. Szacowane metodami termochronologicznymi wartości tempa wypiętrzania wskazują, że w rejonie Karkonoszy średnie tempo ekshumacji w późnej kredzie, pomiędzy 90 a 75 mln lat temu, wynosiło ok. 0,15 km/mln lat (Danišík i in., 2010). Ze względu na ograniczoną rozdzielczość danych termochronologicznych, nie można wykluczyć, że ekshumacja ta miała w rzeczywistości charakter krótkotrwałych gwałtownych epizodów, charakteryzujących się tempem rzędu 1 km/mln lat. Z kolei na obszarze Sudetów środkowych i wschodnich faza najbardziej intensywnej ekshumacji podłoża odbywała się u schyłku kredy i na samym początku kenozoiku, z kulminacją między ok. 75 a 63 mln lat temu (Sobczyk i in., 2020). Natomiast średnie tempo ekshumacji skał kopuły orlicko-śnieżnickiej w przedziale czasu 65–45 mln lat temu oszacowano na 0,04 km/mln lat, z możliwym okresowym przyspieszaniem do poziomu 0,15 km/mln lat (Sobczyk i in., 2020).

Na podstawie danych termochronologicznych wskazywano na potencjalne związki dokumentowanych faz chłodzenia podłoża z różnoczasową aktywnością poszczególnych stref dyslokacyjnych w Sudetach, w tym uskoku sudeckiego brzeżnego (Danišík i in., 2012), uskoków przecinających Rudawy Janowickie (Sobczyk i in., 2015) oraz uskoków występujących w rejonie rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Sobczyk i in., 2020). Wspomniane dane ukazują lokalnie dość złożoną sytuację, np. przemawiając za kilkuetapową aktywnością południowo-wschodniego fragmentu sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku Gór Złotych, na którym w pewnym momencie późnej kredy (w górnym koniaku) zrzucane było skrzydło NE, następnie – wciąż jeszcze w późnej kredzie – pomiędzy 80 a 60 mln lat temu, podnosiło się ono ku górze, natomiast jeszcze później, już w kenozoiku (w środkowym miocenie), ponownie skrzydło NE

było zrzucane względem skrzydła przyległego (Danišík i in., 2012), zmierzając do stanu dzisiejszego, kiedy to Sudety wznoszą się nad obniżonym względem nich blokiem przedsudeckim.

Dane z analizy trakowej apatytu wskazują też, że na samym początku kenozoiku występujące dzisiaj na powierzchni terenu skały masywu karkonosko-izerskiego oraz analogiczne skały wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej były schłodzone poniżej temperatury zamknięcia dla metody trakowej w apatycie (tj. występowały już relatywnie płytko pod ówczesną powierzchnią terenu), podczas gdy środkowa strefa bloku sudeckiego wciąż jeszcze pozostawała w wyższych zakresach temperatur (czyli była jeszcze przykryta nadkładem co najmniej 3 km skał). Ta ostatnia, pogrzebana jeszcze ówcześnie strefa o przebiegu zbliżonym do NE–SW, obejmowała swym zasięgiem masyw Gór Sowich oraz synklinorium śródsudeckie (Sobczyk, 2025). Ekshumacja waryscyjskiego podłoża tego obszaru na głębokość mniejszą niż odpowiadającą temperaturze 110–120°C (tj. dla Sudetów ok. 3–3,5 km) miała miejsce w późniejszej fazie paleocenu i w eocenie, prawdopodobnie w schyłkowej fazie inwersji basenowej i denudacji tektonicznej.

8.3.2. Oligocen-wczesny miocen: stagnacja tektoniczna i erozyjno-denudacyjne zrównywanie rzeźby

Po epizodzie późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej inwersji oraz związanym z nim istotnym wypiętrzeniem bloku dolnośląskiego (np. Migoń, Danišík, 2012; Sobczyk i in., 2015) nastał czas erozyjno-denudacyjnej destrukcji, głębokiego wietrzenia i zrównywania elewowanego obszaru (Jahn, 1980; Migoń, 1999b), słabo udokumentowany zapisem depozycji osadów na bloku sudeckim, natomiast lepiej na bloku przedsudeckim oraz na obszarach położonych dalej na północ i zachód. Od dziesięcioleci zwykło się przyjmować, że procesy deformacji tektonicznej rozpoczęte na obszarze Sudetów i całego Dolnego Śląska mniej więcej w tym czasie (a dokładniej – w oligocenie), można określać jako neotektoniczne (Dyjor, 1975, 1983b, 1993), co, jednak wydaje się stanowić w tym przypadku kwestię wyłącznie semantyczną, głównie z uwagi na fakt, że w obecnym rozumieniu termin neotektonika najczęściej utożsamiany jest z aktywnością tektoniczną na przestrzeni ostatnich 10–15 mln lat (zob. Becker, 1993; Stewart, 2005).

Niemniej, jeszcze w późnym oligocenie blok przedsudecki pozostawał wyniesiony ponad Sudety, o czym świadczy skład osadów rzecznych, stwierdzonych w rowie tektonicznym Mokrzeszowa, niecały kilometr na północ od wyrażonej w morfologii terenu dolnej krawędzi sudeckiego uskoku brzeżnego. W górnooligoceńskich osadach rowu Mokrzeszowa występują wyłącznie klasty pochodzące z północy, ze Wzgórz Strzegomskich (Grocholski, 1977), a zupełny brak klastów pochodzących z dzisiejszego górskiego obszaru Sudetów jednoznacznie wskazuje na południowy kierunek ówczesnego odpływu rzecznego i, tym samym, na elewowaną pozycję bloku przedsudeckiego.

Zgodnie z wynikami badań bardziej współczesnych (Coubal i in., 2015; Sobczyk, Szczygieł, 2021), reorganizacja regionalnego pola naprężeń w górnej skorupie północnej części Masywu Czeskiego, w tym na bloku dolnośląskim, połączona ze zmianą planu pionowych przemieszczeń składających się nań bloków tektonicznych, nastąpiła w środkowym miocenie. Wiązała się ona z przyjęciem przez osie największego naprężenia poziomego S_{Hmax} orientacji WNW–ESE (ok. 300°) oraz z uniesieniem na uskoku sudeckim brzeżnym bloku Sudetów ponad blok przedsudecki wraz z towarzyszącymi, głównie zrzutowymi, przemieszczeniami różnicowymi bloków składowych Sudetów i ich północnego przedpola (fig. 5, 6). Znaczna część dyslokacji waryscyjskich przedpermskiego podłoża bloku dolnośląskiego została wówczas reaktywowana, czasem ze zmianą zwrotu przemieszczenia na uskokach. Na taką też sytuację na sudeckim uskoku brzeżnym wskazują szczegółowe badania Štěpančíkovej i jej zespołu (2010, 2011, 2022). Należy zauważyć, że wcześniejsi autorzy wypiętrzenie bloku sudeckiego ponad przedsudecki odnosili raczej do schyłku miocenu (Oberc, Dyjor, 1969; Oberc, 1972).

Istotna zmiana zwrotu wypadkowego przemieszczenia zrzutowego na uskoku brzeżnym, powodująca podniesienie Sudetów względem bloku przedsudeckiego spowodowała, że z początkiem miocenu środkowego doszło do znaczniejszej akumulacji osadów klastycznych i organogenicznych na tym bloku. Na podstawie analizy flor kopalnych stwierdzono, że cienkie ławice węgla brunatnego są korelowalne z pokładami III i IV (ścinawskim i dąbrowskim) występującymi na Niżu Polskim (Piwocki, 1965; Dyjor, Sadowska, 1977, 1987; Ciuk, Piwocki, 1979; Kościówko, 1982; Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995). Jedynie w głębokich rowach tektonicznych Żytawy, Radomierzyc i Legnicy występują węgle brunatne większej miąższości (Kasiński, 2000; Kasiński i in., 2003, 2015), reprezentujące pokłady: III ścinawski i II łużycki, a nawet oligoceńskie osady jeziorne (Walther, Kvaček, 2007). Wiek pokładu IV dąbrowskiego szacuje się na ok. 21–22 mln lat, pokładu III ścinawskiego na ok. 17–18 mln lat i II łużyckiego na ok. 14–15 mln lat (Kasiński, Słodkowska, 2017). Osady mioceńskie występujące po polskiej stronie Sudetów i bloku przedsudeckiego są w pełni skorelowane z osadami występującymi w Saksonii (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1997; Standke, 2006).

W miocenie środkowym i późnym w wypiętrzanych Sudetach erodowane były przeważnie osady drobnoklastyczne i zwietrzeliny ilaste. Miejscami ich aktualna miąższość przekracza 100–150 m (Kural, 1979; Kościówko, 1982; Piwocki i in., 2004). Osady te akumulowane były zarówno na bloku przedsudeckim, jak i na monoklinie przedsudeckiej. W Sudetach Zachodnich wypełniają one rów Ohrzy, zapadliska Radomierzyc i Siekierczyna (Berezowska, Berezowski, 1968; Kasiński, Panasiuk, 1987) oraz występują w rejonie Mirska i Olszanicy. Na podstawie składu petrograficznego frakcji żwirowej oraz minerałów ilastych i ciężkich frakcji nieprzezroczystej można korelować te osady z działalnością erozyjno-depozycyjną konkretnych rzek (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001; Brański, 2002; Badura, Przybylski, 2004a).

8.3.3. Środkowy miocen–plejstocen: zapis aktywności tektonicznej Sudetów w neogenie

Nowych danych dla zrozumienia rozwoju tektonicznego Sudetów w późnym kenozoiku dostarczają również stanowiska kopalnego krasu z okolic Nowego Waliszowa w paśmie Krowiarek (Masyw Śnieżnika, Sudety Wschodnie). Oznaczenia wykonane dla osadów wypełniających leje krasowe wykazały obecność palinomorf środkowomioceńskich o wieku depozycji 15,0 ±1,5 mln lat temu (lang–serrawal; Sobczyk i in., 2024). Wynikające z tego znaleziska wnioski paleogeograficzne wskazują, że przed środkowym miocenem obszar tego fragmentu Sudetów charakteryzował się krajobrazem wyżynnym, jednak nie górskim, ze znacznym udziałem obszarów podmokłych. Opierając się na wspomnianych danych, jako początek wypiętrzania wschodniej części bloku sudeckiego i związanego z nim formowania się rzeźby typowo górskiej, zbliżonej do współczesnej, przyjmuje się – podobnie jak na podstawie szeregu innych, wspomnianych już przesłanek – środkowy miocen. Skalę łącznego wypiętrzenia szacuje się na 500–1600 m, na podstawie różnicy wysokości pomiędzy podkredowym dnem rowu Nysy, a dzisiejszą powierzchnią szczytową Masywu Śnieżnika (Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008). Podobnie, po badenie (środkowy miocen) rejon Krasu Morawskiego miał zostać wypiętrzony o ok. 500 m (Otava i in., 2003), przy jednoczesnej intensywnej erozji, która w rejonie Otchłani Hranickiej (cz. *Hranická propast*) miała skutkować wyżłobieniem w dewońskich wapieniach kanionu o głębokości ok. 900 m (Klanica i in., 2020). W przypadku NE skraju Sudetów Wschodnich, w podobnym przedziale czasu uległ on podniesieniu o ok. 250 m. Podane tu maksymalne wartości oszacowanego wypiętrzenia są zbliżone do tych z rejonu Karkonoszy, gdzie rozmiary erozji związanej z wynoszeniem bloku karkonoskiego od momentu umiejscowienia intruzji bazaltowej pod koniec oligocenu (szat) w rejonie Śnieżnych Kotłów wyliczono na 800 m (Zagożdżon, Zagożdżon, 2006), co przekłada się na średnie tempo ekshumacji na poziomie 0,03 km/mln lat.

Na bloku przedsudeckim, szczególnie w rejonie występowania wzgórz wyspowych (Ślęża, Wzgórza Strzegomskie, Strzelińskie, Niemczańskie, Bielawskie i in.) w miocenie środkowym rozwinięta już była rzeźba o charakterze wyżynnym z deniwelacjami rzędu 250–500 m, wykształcona w czasach, gdy blok był wypiętrzony względem Sudetów (Badura, 1999). Założenie tej rzeźby można przypisywać zarówno głębokiemu wietrzeniu podpowierzchniowemu, opisanemu przez Büdela (1957; Migoń, 1992, 1997), jak i czynnikom tektonicznym (Badura, 1999). Ocena, który z tych dwóch czynników miał większy wpływ na ukształtowanie powierzchni, jest każdorazowo trudna z powodu znacznego przykrycia bloku przedsudeckiego osadami kenozoicznymi oraz powszechnej wśród twórców lokalnych opracowań geologicznych maniery zaliczania utworów zwietrzelinowych podłoża do formacji osadowej neogeńskiej. Tymczasem strop osadów zwietrzelinowych wyznacza zwykle kopalną, przedśrodkowomioceńską powierzchnię terenu. Wspomniany problem metodyczny dotyczy większości dotychczasowych opracowań, które opisując powierzchnie podkenozoiczne, de facto pokazują strop powierzchni niezwietrzałej skały podłoża (np. Cwojdziński, Jodłowski, 1978; Kural, 1979; Kościówko, 1982). W rezultacie, w przypadku wygenerowania w ten sposób wyraźnych deniwelacji tej powierzchni na mapach geologicznych, interpretowano je jako uskoki, nie uwzględniając przedmioceńskiej wyżynnej rzeźby terenu.

W pliocenie i wczesnym plejstocenie blok sudecki stanowił już obszar wyniesiony względem bloku przedsudeckiego, o czym świadczą m.in. dane geologiczne (Dyjor, 1983a, 1993) i geomorfologiczne (por. Różycka, Migoń, 2017). W Sudetach erodowane były wtedy dolne partie profili wietrzeniowych lub odsłoniętych skał podłoża. Odsłonięcie spągowych partii profili wietrzeniowych lub słabo zwietrzałych skał podłoża zmieniło rodzaj akumulowanych na

bloku przedsudeckim osadów na grubookruchowe, nazywane tam białymi żwirami (Zeuner, 1928; Behr, zur Mühlen, 1933) lub wyróżnianymi jako żwiry serii/formacji Gozdnicy (Dyjor, 1966). Biały kolor tych osadów wynika z dominacji klastów mlecznych i częściowo przezroczystych kwarców, chemicznie wybielonych permskich ryolitów (porfirów) oraz dominacji spoiwa ilastego, głównie kaolinowego, oklejającego pozostałe składniki skalne (Czerwonka, Krzyszkowski, 2001; Badura, Przybylski, 2000, 2004b).

Na obszarze bloku Sudetów utwory tego wieku są ograniczone do pojedynczych wystąpień lądowych osadów pliocenu i plejstocenu w rejonie Kotliny Kłodzkiej (Jahn i in., 1984; Sroka, Kowalska, 1998). W Lutyni koło Lądka Zdroju bazalty datowane na wczesny pliocen (zankl – 4,58–4,77 mln lat; Pańczyk i in., 2023) wylały się bezpośrednio na wysoką, 50-metrową terasę rzeczną Białej Lądeckiej (Berger, 1932; Krzyszkowski i in., 2000). Używając tego stanowiska jako reperu wiekowego dla poziomu dna doliny Białej Lądeckiej w pliocenie oszacowano średnie tempo wcinania się tej doliny na 0,012 mm/rok (tj. 12 m/mln lat) podczas pliocenu–plejstocenu (Sobczyk i in., 2024). Przekłada się to na lokalne wyniesienie/denudację tego fragmentu bloku sudeckiego o kilkadziesiąt metrów w ciągu ostatnich 5 mln lat, co pozostaje w zgodności z niewielkimi rozmiarami czwartorzędowych ruchów pionowych (50–100 m) szacowanymi dla pobliskiego rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Przybylski, 1998; Krzyszkowski i in., 2000; Badura, Rauch, 2014).

Wyżej wykazany generalny brak – choć z nielicznymi wyjątkami – osadowego zapisu geologicznego dla kenozoiku na obszarze bloku Sudetów (nie biorąc pod uwagę czwartorzędowych aluwiów) wskazuje, że obszar ten był elewowany podczas paleogenu i neogenu, jednakże dokładniejsze określenie wieku, skali i zasięgu tego wypiętrzenia metodami opartymi na analizie osadów wciąż pozostaje przedmiotem badań i dyskusji (zob. Migoń i in., 2025).

Aktywność tektoniczna obszaru sudeckiego była również przedmiotem licznych opracowań z zakresu geomorfologii tektonicznej (Sroka, 1991, 1997; Migoń, 1996, 1999a; Badura i in., 2007a; Sobczyk, Kasprzak, 2014; Różycka, Migoń, 2017, 2022, 2023; Różycka i in., 2021; Migoń i in., 2025), która w swych założeniach jest ukierunkowana na poszukiwania związku między rozwojem rzeźby (procesy egzogeniczne) a aktywnością tektoniczną podłoża. Należy jednak zaznaczyć, że choć zastosowanie różnych metod geomorfometrycznych umożliwia ocenę ilościową rzeźby, interpretacja uzyskanych wyników w kontekście aktywności tektonicznej głębszego podłoża nastręcza różnego rodzaju trudności. Wynikają one głównie z braku jednoznacznych przesłanek potwierdzających bezpośredni związek przyczynowo-skutkowy między rozwojem rzeźby a procesami tektonicznymi. Uwzględniając powyższe uwagi, badania morfotektoniczne prowadzone w ostatnich dziesięcioleciach na obszarze Sudetów wskazują na kilka głównych stref młodej aktywności tektonicznej. Idąc od zachodu, są to rejon masywu karkonosko-izerskiego i Rudaw Janowickich (Sroka, 1991; Migoń, 1996); masyw Gór Sowich (Różycka i in., 2021), strefa sudeckiego uskoku brzeżnego (Migoń, 1999a; Badura i in., 2007a); Góry Bystrzyckie i Orlickie (Różycka, Migoń, 2022, 2023), Masyw Śnieżnika i Wysoki Jesenik (Sroka, 1997; Sobczyk, Kasprzak, 2014). Skala ruchów pionowych interpretowanych na podstawie wskaźników morfometrycznych pozostaje w zakresie od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, jednakże ich dynamika i wiek pozostają wciąż w sferze dyskusji naukowej. Do podnoszonych w literaturze przejawów młodej aktywności tektonicznej w zapisie geomorfologicznym zalicza się również reorganizację sieci rzecznej związaną z nierównomiernym dźwiganiem podłoża. W Sudetach, z wyjątkiem rejonu Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz południowego segmentu sudeckiego uskoku brzeżnego, nie stwierdzono dotychczas wyraźnego związku między tymi procesami (Migoń i in., 2025).

8.3.4. Kenozoiczne deformacje kruche i współczesna geodynamika bloku dolnośląskiego

Niezależnie od trudności z badaniem neogeńskiej aktywności tektonicznej bloku dolnośląskiego, a zwłaszcza Sudetów, metodami litostratygraficzno-sedymentologicznymi, nie ulega wątpliwości, że podczas neogenu i plejstocenu, a również i we wcześniejszych fazach kenozoiku aktywna była rozległa i złożona sieć uskoków i spękań, wytworzona w toku długotrwałych kruchych deformacji późnowaryscyjskich, ekstensji permsko-jurajsko-wczesnokredowej i kompresji późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej (zob. Sobczyk, Szczygieł, 2021; Kowalski, 2021). Starsze struktury w podłożu ulegały reaktywacji, w stosunkowo młodych skałach pokrywy poważyscyjskiej były generowane struktury nowe, często odziedziczone (potomne) względem starszych nieciągłości strukturalnych w podłożu. Układ – częściowo hipotetyczny – aktywnych w neogenie nieciągłości strukturalnych przedstawia dość powszechnie znana w gronie specjalistów, choć dotąd publikowana tylko fragmentami mapa neotektoniczna SW Polski Badury i Przybylskiego (2000), której sudecki fragment przedstawiony jest na figurze 6. Postulowana aktywność sudeckiego uskoku brzeżnego w pliocenie i plejstocenie była podnoszona m.in. dla rejonu Złotoryi, gdzie na podstawie osadów stożka napływowego pre-Kaczawy wskazywano zarówno lewoskrętną (Mastalerz, Wojewoda, 1990), jak i prawoskrętną składową przesuwczą (Wojewoda i in., 2024), z postulowanym przez autorów całkowitym przemieszczeniem poziomym sięgającym 2 km, co do którego nie ma dotychczas wystarczających dowodów.

Oprócz omówionego już powyżej sudeckiego uskoku brzeżnego, do najważniejszych aktywnych w neogenie stref uskokowych obszaru sudeckiego jest zaliczana strefa uskokowa Poříčí–Hronov (fig. 5) o biegu WNW–ESE (Nováková, 2014; Špaček i in., 2006, 2015; Wojewoda, 2009; Sobczyk, Szczygieł, 2021). W swej części wschodniej, ta strefa uskokowa jest równoległa do biegnącego na linii WNW–ESE lewoskrętnego uskoku Kamienny Grzbiet–Babilon (Don, Gotowała, 2008), który ukośnie przecina północne ograniczenie rowu górnej Nysy Kłodzkiej i kontynuuje się w rejon Kletna. Aktywność tektoniczna wschodniego odcinka tej strefy uskokowej była przedmiotem m.in. badań speleosejsmologicznych (Szczygieł i in., 2021). W Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, opierając się na datowaniu spękanych nacieków metodą uranowo-torową, wyróżniono pięć okresów aktywności sejsmicznej wschodniej części polskich Sudetów w przedziale między 320 a 21 tys. lat temu (Szczygieł i in., 2021). Jako potencjalne źródła dla odnotowanych wstrząsów sejsmicznych wskazano sudecki uskok brzeżny, uskok Trzebieszowice–Biela oraz zespół uskoków obramowujących rów górnej Nysy Kłodzkiej. O współczesnej umiarkowanej aktywności sejsmicznej tego fragmentu bloku sudeckiego świadczy m.in. odnotowane w dniu 11 lutego 2025 roku po południowej, morawskiej, stronie Masywu Śnieżnika trzęsienie ziemi o magnitudzie M = 2,3 (źródło: http://www.emsc-csem.org). Ognisko tego wstrząsu położone było ok. 8 km na SE od Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, w rejonie regionalnej strefy uskokowej Kamienica–Hynčice o biegu N–S, która jest równoległa do uskoku Kletna obcinającego od zachodu soczewkę staropaleozoicznych marmurów.

Wraz ze wspomnianą już kilkakrotnie inwersją bloku Sudetów wobec bloku przedsudeckiego, w wyniku silnej denudacji, materiał zwietrzelinowy (głównie muły i iły) był od środkowego miocenu deponowany na bloku przedsudeckim i na monoklinie przedsudeckiej. Podczas epizodów względnego uspokojenia ruchów tektonicznych w przedziale czasu obejmującym środkowy miocen od 18 do 12 mln lat, na bloku przedsudeckim oraz w rowie Ohrzy utworzyły się pokłady węgla brunatnego. W Sudetach brak osadów mioceńskich (poza stanowiskami krasu kopalnego z Nowego Waliszowa; Sobczyk i in., 2024) utrudnia wskazanie wieku większości kotlin o ewidentnych założeniach tektonicznych, jak np. synklinorium śródsudeckie, rów górnej Nysy Kłodzkiej czy Kotlina Jeleniogórska.

W kenozoiku blok dolnośląski doświadczył także długotrwałego epizodu wulkanizmu śródpłytowego w postaci ekstruzji alkalicznych magm bazaltoidowych oraz depozycji związanych z nimi skał piroklastycznych, a także intruzji skał subwulkanicznych w górnej skorupie. Kenozoiczne zjawiska wulkaniczne trwały – z przerwami – od początku paleocenu do pliocenu, a miejscami do plejstocenu (Kopecký, 1979; Suhr, 2003; Cajz i in., 2012), wykazując największe natężenie na przełomie oligocenu i miocenu (Birkenmajer, Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002a, b, 2004; Badura i in., 2005; Pańczyk i in., 2023). W skali ponadregionalnej, sudecki wulkanizm kenozoiczny odnoszony jest przez różnych autorów do środkowo- i zachodnioeuropejskiej alkalicznej prowincji wulkanicznej (Wimmenauer, 1974; Wilson, Downes, 1991; Ulrych i in., 2011; Büchner i in., 2015), bądź nawet – w skali jeszcze większej – do „wokółśródziemnomorskiej anorogenicznej kenozoicznej prowincji magmowej" (Lustrino, Wilson, 2007; Sharkov, Svalova, 2011), o genezie generalnie związanej z aktywnością pióropuszy płaszcza. Szerokie rozprzestrzenienie i zakres czasowy kenozoicznego wulkanizmu w regionie pozwala przypuszczać, że ówczesny gradient geotermiczny w górnej skorupie Dolnego Śląska mógł być – przynajmniej lokalnie – wyraźnie wyższy niż współcześnie (por. Danišík i in., 2012).

Obecnie metodami geodezyjnymi rejestruje się niewielką dynamikę skorupy ziemskiej na obszarze Dolnego Śląska (Cacoń i in., 1999; Cacoń, Dyjor, 2002; Kontny, 2004; Kapłon, Cacoń, 2009; Grzempowski i in., 2012; Jamroz i in., 2014). Badania te wskazują na bardzo słabą dynamikę ruchów poziomych i pionowych. Jednak ciągi kilkuletnich obserwacji na razie nie pozwalają na wyciąganie daleko idących wniosków. Wskazują one, niemniej, że układ współczesnych naprężeń tektonicznych w górnej skorupie północnej części Masywu Czeskiego dobrze wpasowuje się kierunkowo w geometrię środkowoeuropejskiego pola naprężeń (Jarosiński i in., 2022).

8
Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

8.4. MONOKLINA PRZEDSUDECKA I ŚLĄSKO-KRAKOWSKA ORAZ ZAPADLISKO KREDY OPOLSKIEJ

Janusz Badura

Obszary utworzonych na przełomie kredy i paleogenu monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej zostały objęte w neogenie ruchami tektonicznymi (Deczkowski, Gajewska, 1980; Widera, 2004; Widera i in., 2008), m.in. prowadzącymi do utworzenia się zapadliska kredy opolskiej. To ostatnie, często nazywane basenem kredy opolskiej (Oberc, 1974; Kotański, Radwański, 1977), nie reprezentuje jednak pierwotnie odizolowanego od otoczenia basenu sedymentacyjnego. Jego osady pod względem faunistycznym są podobne do równowiekowych osadów rozpoznanych w niemieckim basenie kredowym (Tarkowski, 1991). Na podstawie analizy profili otworów wiertniczych i profilowań geoelektrycznych prowadzonych w ramach opracowania arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 stwierdzono obecność dyslokacji obramowujących omawiane obniżenie i zinterpretowano je jako późnoalpejskie zapadlisko tektoniczne (Badura, Przybylski, 1997, 2016; Przybylski, Badura, 2016).

Południowe części zapadliska kredy opolskiej i przedłużenie w tym kierunku monokliny śląsko-krakowskiej ukształtowały się w strefie związanej z rozwojem zapadliska przedkarpackiego i rowu tektonicznego Kędzierzyna założonego między Sudetami Wschodnimi a blokiem przedsudeckim. Nasuwające się głównie podczas miocenu ku N i NW Karpaty zewnętrzne powodowały pękanie Masywu Czeskiego i formowanie się w jego obrębie głębokich rowów tektonicznych. Rów Kędzierzyna jest strukturą o takiej genezie. Wypełniają go osady morskie Paratetydy. Najstarsze z tych osadów pochodzą z wczesnego miocenu środkowego – karpatu (Alexandrowicz, 1966).

Południowe przedłużenie monokliny śląsko-krakowskiej stopniowo ugina się w kierunku pobliskich Karpat. W północnej części zapadliska kredy opolskiej erozyjny strop skał mezozoicznych znajduje się na głębokości 150–300 m, obniżając się ku południowi (Jura, 2001). Postępująca denudacja utworów mezozoicznych obu monoklin i zapadliska kredy opolskiej w paleogenie i neogenie wynikała ze stopniowego wypiętrzania wału metakarpackiego (strefy wyniesień na dalekim przedpolu Karpat, na N, NE i NW od zapadliska przedkarpackiego – termin wprowadzony przez J. Nowaka, 1927, i wciąż stosowany). Mezozoiczne i permskie utwory obu monoklin oraz osady kredy górnej w zapadlisku opolskim podczas paleogenu i wczesnego neogenu ulegały częściowej erozji sięgającej w głąb od kilkudziesięciu do ok. 2000 m (Lewandowski, 1993).

Według niektórych autorów, zapadlisko kredy opolskiej było ograniczone od zachodu przez wał metakarpacki (Lewandowski, 2015), ewoluujący w strukturę wału przedkarpackiego (fig. 1, 3; Jarosiński i in., 2009). Jednakże w miocenie wczesnym i środkowym obszar zapadliska stanowił już wododział europejski między zatoką Paratetydy a pra-Morzem Północnym (Badura, Przybylski, 2004b, c). Na tej podstawie uzasadniony wydaje się postulat rozszerzenia obszaru wału metakarpackiego, a następnie przedkarpackiego, o blok przedsudecki, jak i same Sudety (Dyjor i in., 1977; Badura, Przybylski, 2004c; Zuchiewicz i in., 2007; Sobczyk i in., 2024; Sobczyk, 2025).

Wspólną cechą łączącą trzy jednostki strukturalne – monoklinę przedsudecką, zapadlisko kredy opolskiej oraz monoklinę śląsko-krakowską było ich wypiętrzenie w wyniku ruchów alpejskich w oligocenie i wczesnym miocenie (Zuchiewicz i in., 2007). W miocenie środkowym na tych obszarach zaczęły zaznaczać się różnice w rozwoju. Wschodnia część monokliny przedsudeckiej nadal była podnoszona, podczas gdy zachodnią objęły ruchy obniżające (Stackebrandt, 2005; Zuchiewicz i in., 2007). W miocenie środkowym i późnym oraz w pliocenie były obniżane zarówno monoklina przedsudecka, jak i zapadlisko kredy opolskiej. Obniżanie to mogło mieć związek z migracją osi tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji ku SE (Aizberg i in., 2001; Ludwig, 2001; Stackebrandt, 2005). Z kolei monoklina śląsko-krakowska w miocenie była wypiętrzana, z wyjątkiem jej południowej części. Południowy brzeg Paratetydy był natomiast pogrążany w zapadlisku przedkarpackim w wyniku uginania się skraju platformy europejskiej, obciążonej stosem płaszczowin karpackich. W miocenie zatoka Paratetydy przesunęła się na zachód, obejmując obszar między Sudetami Wschodnimi, zachodnią częścią bloku przedsudeckiego oraz południową częścią zapadliska kredy opolskiej (Stahl, 1933; Dyjor i in., 1977; Kościówko, 1982). W miocenie środkowym, a zwłaszcza późnym, i pliocenie omawiane obszary zaczęły się pod względem tempa pionowych ruchów tektonicznych coraz silniej różnicować.

8.4.1 Monoklina przedsudecka

W wyniku młodalpejskich ruchów tektonicznych w SW Polsce wyodrębniły się trzy jednostki strukturalne podłoża waryscyjskiego (Żelaźniewicz i in., 2011). Na południu najwyżej wypiętrzone zostały Sudety. Na NE od sudeckiego uskoku brzeżnego, krystaliczne podłoże orogenu waryscyjskiego znalazło się w obrębie zalegającego niżej bloku przedsudeckiego. Dalej ku NE podłoże waryscyjskie, zrzucone jeszcze niżej, o 150 do 450 m, na uskokach środkowej Odry (Oberc, 1962) i przykryte osadami permo-mezozoiku, pod niedużym kątem obniża się stopniowo ku synklinorium szczecińsko-miechowskiemu (fig. 7) z jego segmentami: szczecińsko-gorzowskim, mogileńskim, łódzkim (mogileńsko-łódzkim), elewacją radomszczańską (fałdami radomszczańskimi) i segmentem miechowskim (Żelaźniewicz i in., 2011). Umowny północny i północno-wschodni zasięg monokliny przedsudeckiej wyznacza kontakt skał triasowych i jurajskich z utworami kredy na podkenozoicznej powierzchni erozyjnej. Od zachodu monoklina graniczy z głębokim basenem kredy niemieckiej. Południową jej granicę stanowi krawędź bloku przedsudeckiego. W rejonie Lubina i Polkowic na obszarze działalności górniczej KGHM-u deniwelacje podłoża przedmioceńskiego dochodzą do 158 m (Frankiewicz, 1982). W strefie dyslokacyjnej środkowej Odry rozpoznano złożony system uskoków, których część charakteryzuje się kulisowym ułożeniem. Większość uskoków rozpoznanych w osadach cechsztyńskich ma swoją kontynuację w młodszych kompleksach (Salski, 1975). Pomimo tego, sugerowany w niektórych pracach (Markiewicz, 2007; Markiewicz, Winnicki, 2007) wpływ tych uskoków, a także tektoniki solnej na rozwój rzeźby terenu, w tym Wzgórz Trzebnickich i Dalkowskich, nie został potwierdzony w badaniach Badury i in. (2007a). Szczegółowa analiza danych wiertniczych wykonanych na potrzeby tych badań wykazała słuszność wcześniejszych wyników analiz tektonicznych Salskiego (1975).

We wczesnym miocenie zachodnia i północno-zachodnia część monokliny była silniej obniżana niż części środkowa i wschodnia. Obniżanie to miało związek z migracją osi wspomnianej już rozległej strefy nazywanej środkowoeuropejską strefą subsydencji (Aizberg i in., 2001; Ludwig, 2001), rozciągającej się od pra-Morza Północnego przez północno-wschodnie Niemcy na obszar Dolnego Śląska. W miocenie środkowym w osi tego obniżenia miały miejsce trzy transgresje morskie. Według Standke (2006) najdalej ku południowemu wschodowi zasięg morza osiągnął rejon Cottbus w Niemczech. Na obszarze zachodniego Dolnego Śląska szeroko rozwinęły się wtedy obszary podmokłe, w których następowała sedymentacja serii burowęglowych.

W dolinach rzecznych, m.in. w dolinie pra-Kaczawy, powstały jedne z największych w Polsce złóż węgla brunatnego (Kasiński, 2009). Złoże Ścinawa jest położone w całości na monoklinie przedsudeckiej. Mniejsze złoża powstały w rejonie Gubina oraz w obniżeniach dolinnych związanych z ówczesną siecią rzeczną. Najstarszymi na tym obszarze są pokłady węgla brunatnego warstw dąbrowskich (Frankiewicz, 1982; Piwocki, 2004). Z kolei pokłady ścinawski i łużycki tworzą najbardziej miąższą serię brunatnowęglową (Piwocki i in., 2004; Widera, 2022). W wilgotnym klimacie, w wyniku subrozji soli kamiennych lub skał węglanowych powstały leje krasowe (Preidl, Tomaszewski, 1965 *vide* Frankiewicz, 1982; Markiewicz, 2007), w których rozpoznane zostały niewielkie soczewy węgla brunatnego (Badura i in., 2007a).

Na monoklinie przedsudeckiej w jej części środkowej oraz wschodniej podczas miocenu środkowego zachodziły ruchy pionowe, sprzyjając tworzeniu się licznych rowów tektonicznych (fig. 7). Wykształciły się tam dwa systemy rowów. Jeden system, Szamotuły–Poznań–Oleśnica rozciąga się subpołudnikowo na dystansie 150 km (Widera i in., 2008). Drugi system rowów ma przebieg NW–SE i związany jest z walną dyslokacją Poznań–Kalisz. Skośnie względem tych systemów układają się rowy Chobieni–Rawicza, Chruściny–Nowej Wsi czy Złoczewa. W rowach tych zachodziły w różnym czasie zarówno ruchy wypiętrzające, jak i obniżające. Rozwój rowów przebiegał synchronicznie z formowaniem się tzw. europejskiego systemu rowów (Ziegler, 1992; Ziegler, Dézes, 2007). W zrzuconym podłożu dna rowów miejscami zachowały się relikty osadów kredy górnej, jury lub triasu – młodszych od skał podniesionych obszarów ramowych tych rowów. (Deczkowski, Gajewska, 1980; Widera, 2004, 2022; Widera i in., 2008). W strefie uskoków Poznań–Oleśnica wyraźnie widoczne są efekty stopniowego przesuwania się subsydencji z północy na południe. Manifestuje się to pojawianiem coraz młodszych ogniw miocenu wypełnienia rowów w kierunku południowym (Widera i in., 2008). W miocenie środkowym w rowach zaznaczyły się najsilniejsze ruchy obniżające. W rowach utworzyły się pokłady węgla brunatnego warstw ścinawskich i łużyckich. W późnym miocenie i pliocenie tempo osiadania było wolniejsze. We wcześniejszym okresie sumaryczna wielkość przemieszczeń dochodziła do 150 m, w późnym neogenie nie przekroczyła 70 m (Widera i in., 2008).

W plejstocenie w obrębie rowów nie zanotowano znaczniejszej subsydencji. Jak się wydaje, omówione powyżej struktury tektoniczne nie miały istotnego wpływu na procesy transgresji i stagnacji lądolodów plejstoceńskich. W przypadku deformacji glacitektonicznych, związane z nimi depresje i moreny spiętrzone nie nawiązują do przebiegu rozpoznanych struktur tektonicznych (fig. 7).

W rzeźbie terenu Wzgórz Trzebnickich oraz w okolicach Namysłowa zaznaczają się charakterystyczne lineamenty. Zostały one rozpoznane na numerycznym modelu rzeźby terenu, opracowanym na podstawie danych LiDAR. Sposób ułożenia tych topolineamentów sugeruje ich tektoniczną genezę w związku z wypiętrzaniem o charakterze blokowym (fig. 8). Szczególnie odnosi się to do topolineamentu w postaci regularnej skarpy rozcinającej południowe zbocza Wzgórz Trzebnickich. Skarpa ta ma przebieg prostoliniowy, równoległy do uskoku środkowej Odry (Badura, Przybylski, 1999). Warto dodać, że od północy kształt wzgórz odzwierciedla zarys lobu lądolodu, który je glacitektonicznie spiętrzył. Analiza danych z trzech dostępnych w tym rejonie otworów wiertniczych osiągających podłoże triasowe oraz profili elektrooporowych nie potwierdziła jednak obecności uskoku w sąsiedztwie omawianego lineamentu (Badura i in., 2021a, b). Przyjęte w powyższych opracowaniach pionowe przemieszczenie podłoża triasowego o 20 m wydaje się zbyt małe, żeby wytłumaczyć tak wyraźny topolineament, wzdłuż którego Wzgórza Trzebnickie są podniesione o ok. 40 m. Drugi z topolineamentów o przebiegu NW–SE (fig. 8) występujący w rejonie Niemodlina ma wyraźny związek z płytkim zaleganiem skał triasowych w podłożu osadów plejstoceńskich. Bieg tego topolineamentu dobrze koresponduje z orientacją kuest i dyslokacji tektonicznych na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

8.4.2. Zapadlisko kredy opolskiej

Zapadlisko kredy opolskiej od strony południowej przylega do Sudetów Wschodnich, a w okolicach Nysy do bloku przedsudeckiego (fig. 9). Obniżanie dna zapadliska prawdopodobnie rozpoczęło się ok. 29 mln lat temu. Wtedy miały miejsce erupcje law wulkanicznych w Graczach (Pańczyk i in., 2023). W Ligocie Tułowickiej działalność wulkaniczna miała miejsce ok. 27 mln lat temu (Birkenmajer, Pécskay, 2002). Niewielkie fragmenty pokrywy kredowej zachowały się pod utworami wulkanicznymi na Płaskowyżu Głubczyckim, na Górze św. Anny oraz koło Osobłogi po stronie czeskiej. Do późnego miocenu środkowego obszar ten wraz z obiema monoklinami stanowił zachodnią część wału metakarpackiego.

Odmiennie przebiegał rozwój południowej części zapadliska. Na ogólną subsydencję nałożyły się znaczne przemieszczenia związane z rozwojem zapadliska przedkarpackiego. Na przedłużeniu równoleżnikowej osi zapadliska powstał głęboki rów Kędzierzyna. Dyjor i in. (1977) wykazali tektoniczne założenia tej struktury, zrzucającej o 1000 m podłoże karbońskie. Ponieważ kontynuuje się ona na zachód aż po masyw Braszowic (na południe od Ząbkowic), autorzy ci przyjęli, że rów Kędzierzyna przedłuża się w, stanowiący z nim jedną genetycznie strukturę, rów Paczkowa. Wniosek ten został jednak sformułowany na podstawie błędnego rozpoznania skał wysokooporowych lub niezwietrzałych chemicznie w rowie Paczkowa (Cwojdziński, Jodłowski, 1978; Kościówko, 1982). Nie uwzględniono, mianowicie, w tym przypadku możliwości występowania grubych pokryw zwietrzelinowych skał krystalicznych, zamiast klastycznych osadów neogeńskich. Archiwalne materiały kartograficzne z tego terenu, *de facto* pokazywały strop skał niezwietrzałych, a nie tzw. etchplenę *sensu* Büdel (1957, za Migoniem, 1997), na której leżą utwory organiczne (węgle brunatne) lub osady klastyczne. Otwór odwiercony w Białej (fig. 10), o całkowitej głębokości 1052,2 m (Badura, Przybylski, 2002) potwierdził znaczną głębokość zalegania występowania skał podłoża krystalicznego. Obecnie można przyjąć, że na przedłużeniu rowu Kędzierzyna powstał niezależnie rów Paczkowa. Pierwszy z nich jest związany z zapadliskiem przedkarpackim. Drugi, natomiast, z systemem rowów powstałych na przedpolu wypiętrzanych Sudetów (fig. 10).

Na podstawie prac kartograficznych stwierdzono, że wszystkie granice zapadliska kredy opolskiej są pochodzenia tektonicznego. W wielu rejonach, zarówno w obrębie zapadliska, jak i przy jego obrzeżach, stwierdzono występowanie wzajemnie przemieszczonych bloków uskokowych. Na blokach podniesionych pokrywa osadowa często jest zredukowana nawet do utworów cenomańskich (Badura, Przybylski, 1993, 2002, 2016).

Proces stopniowego przesuwania się osi środkowoeuropejskiej strefy subsydencji ku SE w rejon Grodkowa doprowadził do przerwania wału metakarpackiego. Spowodowało to zmianę generalnego kierunku przepływu rzek z południowego na północny, przy wykorzystaniu powstałego obniżenia między Wzgórzami Strzelińskimi a garbem Chełma (Badura, Przybylski, 2004b). O dynamicznym charakterze przepływu rzek ku północy w początkowym okresie po przerwaniu wału świadczą środkowomioceńskie otwornice typowe dla zapadliska przedkarpackiego, które były znajdowane w utworach formacji poznańskiej – ogniwa wielkopolskiego (Łuczkowska, Dyjor, 1971). Redeponowana mikrofauna otwornicowa w przeważającej części pochodzi z warstw podgipsowych wyróżnionych przez Alexandrowicza (1963). Tym samym, należy wykluczyć możliwość bytowania tych otwornic w środowisku silnie wysłodzonych wód formacji poznańskiej, na dodatek w osadach o kilka milionów lat młodszych.

W centralnej części zapadliska kredy opolskiej w rzeźbie terenu wyraźnie zaznaczają się topolineamenty okonturowujące obniżenie o kształcie prostokąta (fig. 11). Prostoliniowy topolineament oddziela Wał Niemodliński od szerokiego obniżenia. Na krawędzi tego wału znajdują się 3 wulkany, z których najstarszy ma 29 ±0,18 mln lat (Pańczyk i in., 2023). Skały bazaltowe w Ligocie Tułowickiej są nieznacznie młodsze. Ich wiek wynosi 27 ±3 mln lat (Birkenmajer, Pécskay, 2002). Różnica wieku może wynikać z zastosowania odmiennych metod datowania skał bazaltowych.

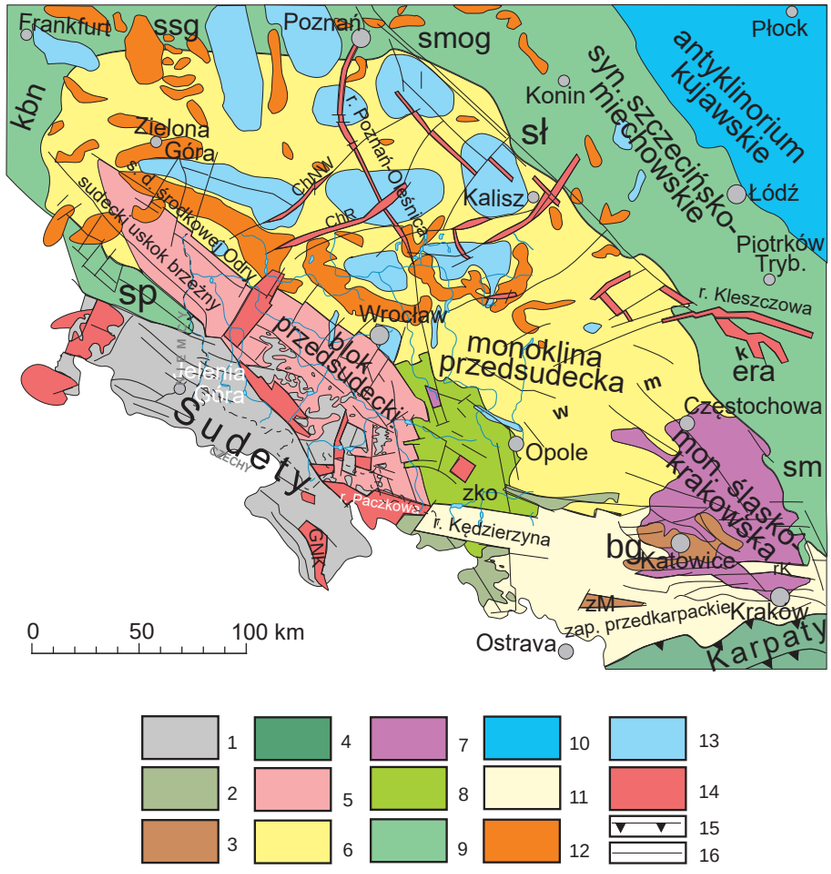


FIG. 7. Szkic geologiczny zasięgu przedholoceńskiej pokrywy kenozoicznej monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej oraz obszarów przyległych na tle jednostek jej podłoża lub typu utworzonych przez nią struktur oraz sieci różnowiekowych dyslokacji aktywnych w neogenie i miejscami w plejstocenie. Skróty (alfabetycznie): bg – blok górnośląski, ChNW – rów Chruściny–Nowej Wsi Górnej, ChR – rów Chobieni–Rawicza, era – elewacja radomszczańska, GNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej, kbn – kredowy basen niemiecki, rK – rów Krzeszowic, sł – synklinorium łódzkie, sm – synklinorium miechowskie, smog – synklinorium mogileńskie, sp – synklinorium północnosudeckie, ssg – synklinorium szczecińsko-gorzowskie, wmk – wał metakarpacki, zko – zapadlisko kredy opolskiej, zM – zrąb Mikołowa. Oznaczenia barwne i liniowe na mapie: 1 – paleozoiczne i starsze kompleksy skalne Sudetów zachodnich i bloku przedsudeckiego, 2 – karbon dolny (kulm) Sudetów wschodnich i ich przedpola, 3 – karbon górny na bloku górnośląskim, 4 – kredowo-paleogeńskie osady fliszowe Karpat zewnętrznych. Osady fluwialne, glacjalne i/lub fluwioglacjalne neogenu i plejstocenu: 5 – na bloku przedsudeckim, 6 – na monoklinie przedsudeckiej, 7 – na monoklinie śląsko-krakowskiej, 8 – na kredzie opolskiej, 9 – w synklinorium szczecińsko-miechowskim, 10 – w antyklinorium kujawskim, 11– w zapadlisku przedkarpackim, 12 – w plejstoceńskich morenach spiętrzonych; 13 – w pogrzebanych depresjach glacitektonicznych; 14 – w mioceńskich rowach tektonicznych. Oznaczenia liniowe: 15 – frontalne nasunięcia płaszczowin Karpat zewnętrznych; 16 – uskoki

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

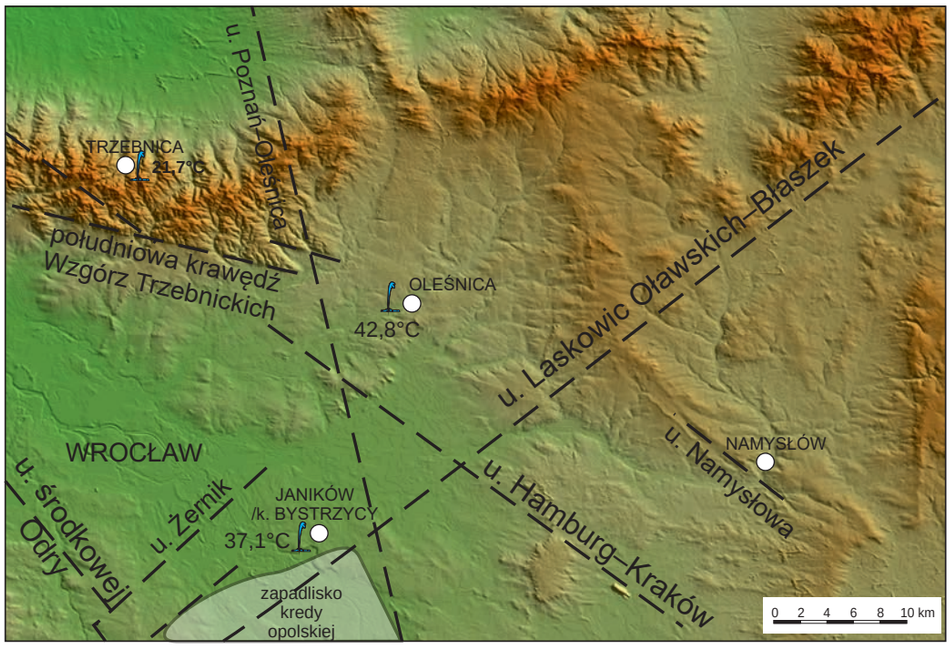


FIG. 8. Układ dyslokacji w podłożu podkenozoicznym południowo-wschodniej części monokliny przesudeckiej (wg Cymermana, 2010) na tle rzeźby terenu. Dodatkowo na mapie jako uskok zaznaczono południową krawędź Wzgórz Trzebnickich oraz miejsca nawiercenia wód termalnych wraz z temperaturą wody

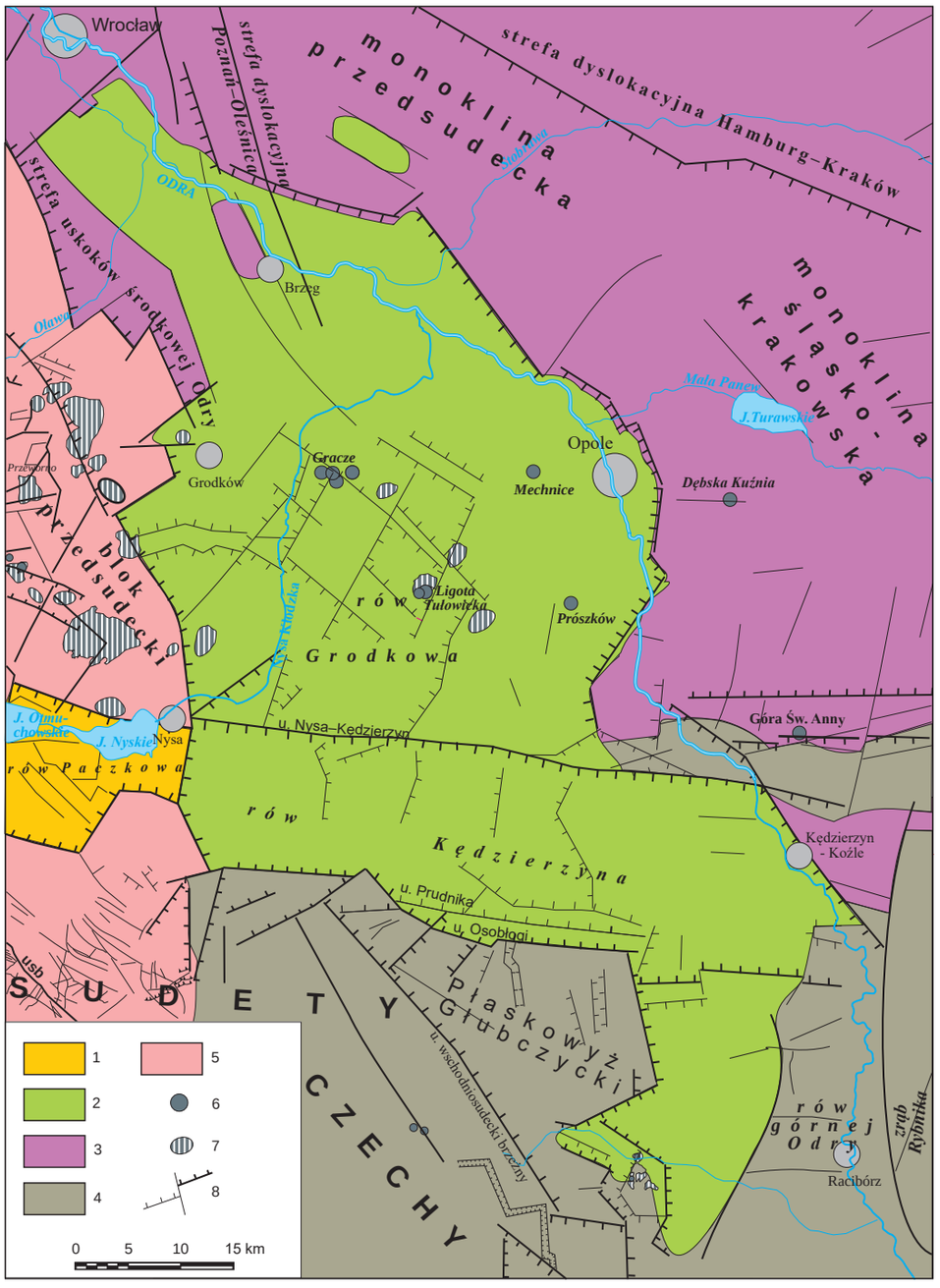
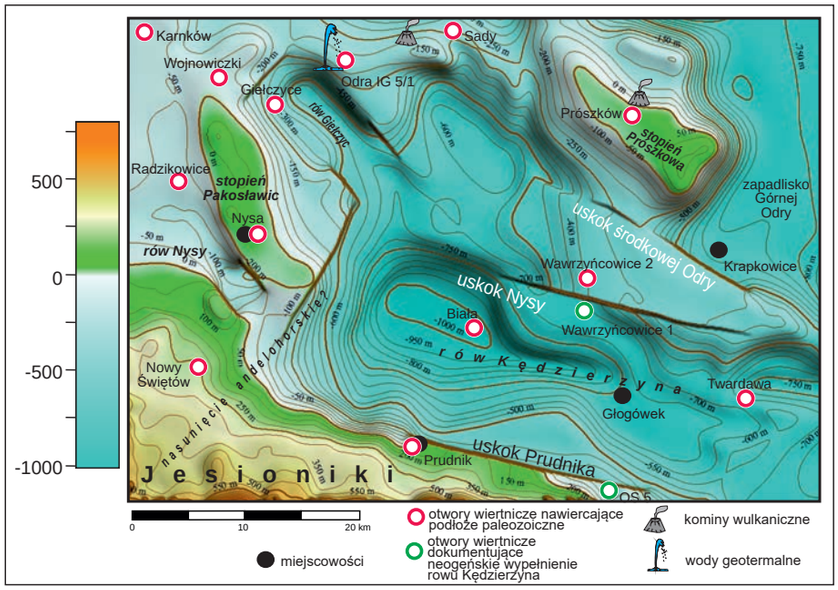


FIG. 9. Zapadlisko kredy opolskiej na tle sąsiednich struktur. Ukierunkowana NW–SE dłuższa oś zapadliska nawiązuje do biegu tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji. 1 – neogen; 2 – kreda górna; 3 – trias; 4 – karbon; 5 – paleozoik i neoproterozoik; 6 – bazalty; 7 – anomalie magnetyczne wskazujące na obecność skał zasadowych w podłożu; 8 – uskoki

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku



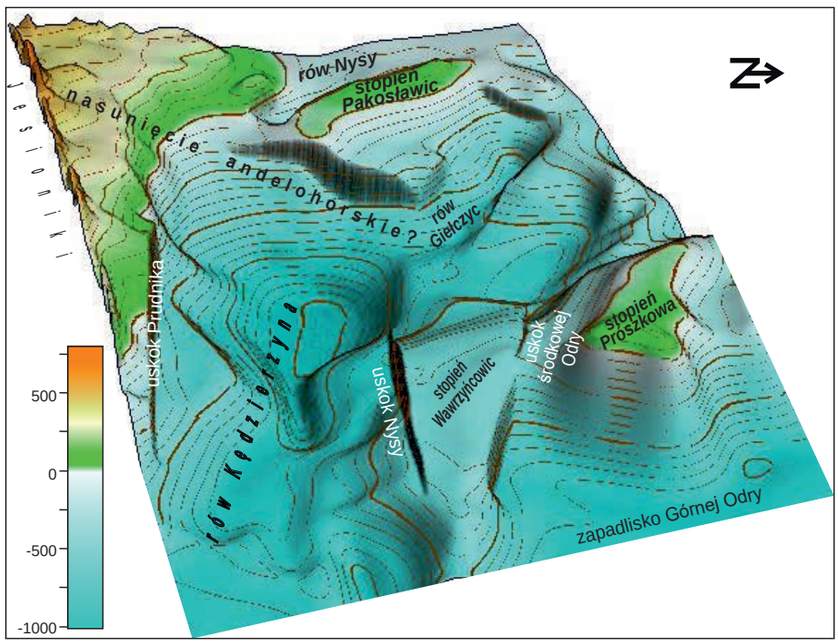


FIG. 10. Wizualizacja 2,5 D rowów Kędzierzyna i Nysy, opracowana na podstawie dygitalizacji mapy podłoża wysokooporowego (Głębocki, Jakubowski, 1976). Wyraźnie zaznacza się „zawieszony" o ok. 875 m rów Nysy i stopień Pakosławic. Przewyższenie 10×

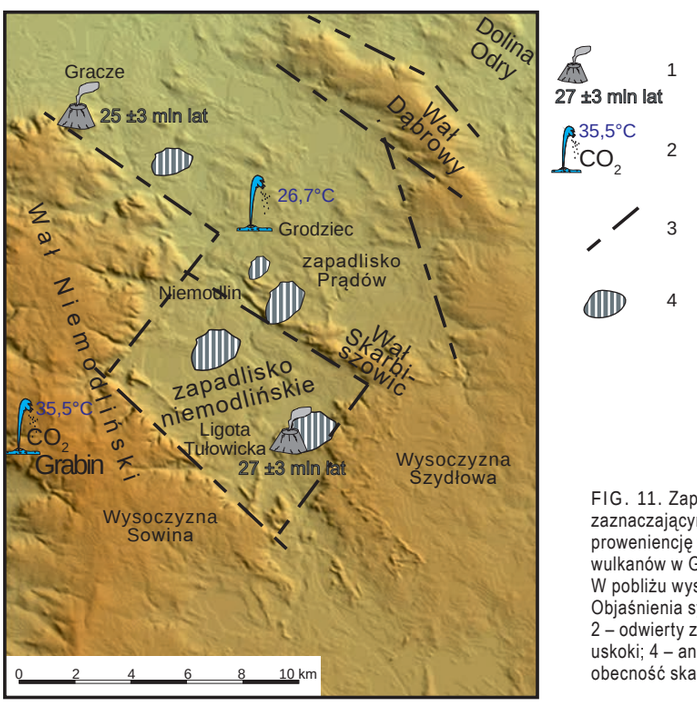


FIG. 11. Zapadlisko niemodlińskie z wyraźnie zaznaczającymi się topolineamentami. Tektoniczną proweniencję zapadliska podkreślają skupienia wulkanów w Graczach oraz Ligocie Tułowieckiej. W pobliżu występują także wody termalne. Objaśnienia symboli: 1 – wulkany wraz z ich wiekiem; 2 – odwierty z wodami termalnymi; 3 – przypuszczalne uskoki; 4 – anomalie magnetyczne wskazujące na obecność skał zasadowych w podłożu

8.5. AKTYWNOŚĆ WYBRANYCH ROWÓW TEKTONICZNYCH W PALEOGENIE I NEOGENIE NA NIŻU POLSKIM W ŚWIETLE INTERPRETACJI DANYCH OTWOROWYCH

Marek Widera

Na obszarze Polski pozakarpackiej wyróżniono kilka dużych, długich na kilkadziesiąt do ponad 100 km, struktur tektonicznych o charakterze walnych stref uskokowych, z których duża część stanowi ramy rowów tektonicznych (Deczkowski, Gajewska, 1980; Karnkowski, 1980; Kasiński, 1984, 2004; Krysiak, 2000; Widera, 2007, 2016, 2021, 2024). W celu omówienia ich aktywności w paleogenie i neogenie wybrano pięć następujących rowów: Kleszczowa, Gostynia, Szamotuł, Lubstowa i Adamowa (por. fig. 2, 7). Wszystkie one są zlokalizowane w obrębie dużych stref tektonicznych o starszych założeniach. Większość z nich rozpoczęła swoją kenozoiczną ewolucję tektoniczną już w paleogenie, lecz główne etapy ich aktywności przypadają na neogen. Należy w tym miejscu dodać, że niektóre względnie płytkie rowy w środkowej Polsce (np. rowy Niesłusza–Gosławic, Kleczewa, Władysławowa) były aktywne tektonicznie wyłącznie w neogenie (Widera, 1998, 2004).

Cztery z wymienionych kenozoicznych rowów tektonicznych należą do następujących głównych stref uskokowych: Poznań–Kalisz (rów Kleszczowa), Poznań–Oleśnica (rów Gostynia), Poznań–Szamotuły (rów Szamotuł) i Gopło–Ponętów–Pabianice (rów Lubstowa). Przyjmuje się, że strefy te mają założenia co najmniej późnopaleozoiczne (wczesny perm), a w mezozoiku przeszły kolejne etapy reaktywacji (Marek, 1977; Karnkowski, 1980; Deczkowski, Gajewska, 1980). Ze względu na odkłucie mechaniczne pomiędzy podłożem paleozoicznym a pokrywą mezozoiczną wzdłuż pokładów soli cechsztyńskich, reaktywację tych stref w kenozoiku odnosimy bezpośrednio do podłoża mezozoicznego. Struktury te były aktywne od triasu po kredę. Stratygrafia paleogenu i neogenu na Niżu Polskim jest oparta głównie na kryteriach litologicznych (fig. 12), dlatego wiek kolejnych etapów kenozoicznej aktywności wymienionych rowów zostanie krótko scharakteryzowany na podstawie rozkładu miąższości i pozycji chronostratygraficznej poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych (fig. 13–17).

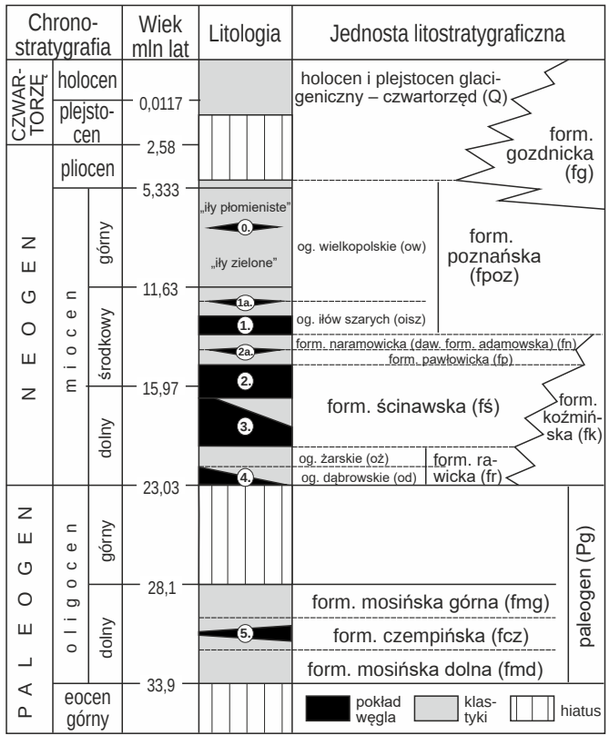


FIG. 12. Zgeneralizowany profil litostratygraficzny paleogenu i neogenu w rowach tektonicznych na Niżu Polskim (Piwocki, Ziembińska-Tworzydło, 1995, 1997; Widera, 2007, 2021). Główne pokłady węgla brunatnego: 5. – piaty czempiński; 4. – czwarty dąbrowski; 3. – trzeci ścinawski; 2. – drugi łużycki; 1. – pierwszy środkowopolski. Towarzyszące pokłady węgla brunatnego: 2a – drugi „a" lubiński; 1a – pierwszy „a" oczkowicki; 0. – zerowy orłowski

8.5.1. Rów Kleszczowa

Jest to najgłębszy kenozoiczny rów tektoniczny na obszarze Polski pozakarpackiej, którego głębokość przekracza 500 m. Strop mezozoiku (jura, kreda) obniża się do rzędnej 414 m p.p.m., natomiast na jego skrzydłach sięga powyżej 100 m n.p.m. (Gotowała, Hałuszczak, 2002). Rów Kleszczowa rozciąga się równoleżnikowo na długości ok. 80 km i ma szerokość 1–3 km. Wysad solny Dębiny dzieli go na dwie części, ze złożami węgla brunatnego „Szczerców" i „Bełchatów" odpowiednio po jego zachodniej i wschodniej stronie (fig. 13). Rów ten jest zlokalizowany w przegubie antykliny strefy fałdów radomszczańskich (Żelaźniewicz i in., 2011).

Kenozoiczna aktywność tektoniczna niektórych fragmentów rowu Kleszczowa rozpoczęła się zapewne już w paleogenie. Świadczy o tym obecność zwietrzelin skał jurajskich i kredowych, a przede wszystkim dolnooligoceńskich piasków glaukonitowych z soczewkami węgla brunatnego. Jest to dolna część tzw. kompleksu podwęglowego, wyróżnianego jako paleogen nierozdzielony (fig. 13). Drugi etap obejmuje akumulację dolnomioceńskiej formacji rawickiej, tj. górnej części kompleksu podwęglowego. W tym czasie zdeponowanych zostało do 270 m osadów klastycznych. Największe rozmiary tektonicznej subsydencji miały miejsce na trzecim etapie, odpowiadającym formacji ścinawskiej, czyli depozycji tzw. kompleksu węglowego. W tym czasie powstały dwa pokłady węglowe (3.– ścinawski i 2.– łużycki), których łączna miąższość przekracza 250 m (fig. 13). Teoretycznie, uwzględniając kompakcję torfu/węgla (Widera, 2015), można szacować, że maksymalna subsydencja dna omawianego rowu osiągnęła wtedy nawet 500–750 m (Widera, Hałuszczak, 2011; Widera, 2013).

Po okresie intensywnej subsydencji, najprawdopodobniej po wczesnym środkowym miocenie (Widera, 2024), nastąpiło znaczące wyniesienie tektoniczne rowu Kleszczowa. Ten etap inwersji strukturalnej uznaje się za typowy dla procesu kończącego pojedynczy cykl rozwoju rowu tektonicznego na przedpolu orogenu karpackiego (Hałuszczak, 2009). Podobne ruchy wznoszące, chociaż o mniejszych rozmiarach, stwierdzono także w innych rowach zlokalizowanych nad strukturami solnymi na Niżu Polskim, np. w rowie Lubstowa. Ostatni, czwartorzędowy etap aktywności tektonicznej jest dobrze udokumentowany na obszarze rowu Kleszczowa w postaci m.in. sejsmitów, dajek klastycznych i uskoków (Krzyszkowski, 1992; Gotowała, Hałuszczak, 2002). Ten etap obejmuje też współczesne trzęsienia ziemi wzbudzane działalnością górniczą i wynoszeniem wysadu solnego Dębiny (Widera, Hałuszczak, 2011).

8.5.2. Rów Gostynia

Rów ten znajduje się na monoklinie przedsudeckiej w strefie uskokowej Poznań–Oleśnica (SUP). W obrębie tej strefy rowy i półrowy powstawały już w mezozoiku (Deczkowski, Gajewska, 1980; Karnkowski, 1980). W segmencie omawianej strefy na odcinku od Poznania po Gostyń wyróżniono jeszcze następujące rowy: Naramowic, Miasta Poznania, Mosiny, Miasta Czempinia, Czempinia, Krzywinia i Gostynia (Kasiński, 2004; Widera i in., 2008; Urbański, Widera, 2016; Widera, 2021). Ewolucja rowu Gostynia w kenozoiku jest reprezentatywna dla tego segmentu strefy. Ma on długość 23 km, szerokość 1–3 km i głębokość 110–125 m.

Rów Gostynia był aktywny we wczesnym oligocenie. Na tym etapie jego osiowe partie miały naprzemiennie charakter rowu i zrębu tektonicznego, czego dowodzą nieco większe miąższości osadów formacji mosińskiej górnej w jego otoczeniu (fig. 12, 14). W czasie depozycji formacji rawickiej zarysy rowu zostały ukształtowane, a uśredniona miąższość wspomnianej jednostki litostratygraficznej jest większa w rowie niż na jego skrzydłach. Trzeci i ostatni etap subsydencji rowu Gostynia był najintensywniejszy i objął formację ścinawską z 3.– ścinawską i 2.– łużycką grupą pokładów węgla brunatnego. Średnio, miąższość formacji ścinawskiej, ze wspomnianymi pokładami węgla, jest 3-krotnie (tj. o ok. 50 m) większa w strefie osiowej rowu niż na jego skrzydłach (Widera i in., 2008).

Kilkudziesięciometrowe nawet zrzuty i/lub fleksuralne ugięcie osadów ogniwa iłów szarych i spągu ogniwa wielkopolskiego (formacja poznańska) nie dowodzą tektonicznej aktywności rowu Gostynia. Najprawdopodobniej jest to przynajmniej częściowo efekt kompakcji niżej zalegających, grubych (>40–50 m) pokładów węgla (fig. 14). Jednak ze względu na brak odsłonięć terenowych weryfikacja tej hipotezy jest obecnie niemożliwa. Podobnie nie ma powodu do wyróżnienia etapu inwersji strukturalnej oraz czwartorzędowej aktywności tektonicznej tego obszaru.

8.5.3. Rów Szamotuł

Ten rów jest zlokalizowany w niecce szczecińskiej w południowym segmencie strefy uskokowej Poznań-Szamotuły–Człopa (SUP-Sz). Jest on wypełniony przez bilansowe złoże węgla brunatnego „Szamotuły" (Widera, 2007, 2021). Rów Szamotuł ma 12 km długości,

3,5–5,5 km szerokości i do 150–160 m głębokości (Widera, 2004; Widera i in., 2019). Jest on zlokalizowany nad wysadem solnym Szamotuł (Krzywiec, 2006; Rowan, Krzywiec, 2014).

Paleogeńsko-neogeńska aktywność rowu Szamotuł jest podobna do tej w rowie Gostynia, a różnice zaznaczają się w miąższości poszczególnych wydzieleń (fig. 14, 15). Zarysy rowu Szamotuł powstały we wczesnym oligocenie, co przejawia się dwukrotnie większą miąższością paleogenu w strefie osiowej rowu niż poza nią. Jednak główny etap aktywności tego rowu przypada na czas akumulacji węglonośnej formacji ścinawskiej, z czego 2.– łużycki pokład węglowy ma miąższość sięgającą maksymalnie do 35 m. Miąższość tego pokładu w rowie Szamotuł jest nawet 9 razy większa niż na jego skrzydłach, gdzie osiaga średnio ok. 4 m (Widera, 2004, 2007; Widera i in., 2019).

Deformacje osadów młodszych (górny neogen, czwartorzęd; fig. 15), podobnie jak w przypadku rowu Gostynia, należy raczej łączyć z kompakcją osadów węglonośnych niż z tektoniką podłoża podkenozoicznego (Widera i in., 2019). Pomimo analogii do innych rowów zlokalizowanych ponad wysadami solnymi (Jarosiński i in., 2009; Krzywiec, 2012), w tym przypadku trudno jest dopatrzyć się wyniesienia wspomnianych osadów po fazie subsydencji rowu (Widera, 2024). Brak jest także dowodów na czwartorzędową aktywność tektoniczną tej struktury. W obrębie rowu Szamotuł zlokalizowana jest plejstoceńska rynna subglacjalna rzeki Samicy (Skompski, 1993). Jest ona dobrym przykładem wzmożonej erozji subglacjalnej w strefie naruszonej tektonicznie.

8.5.4. Rów Lubstowa

Rów Lubstowa jest zlokalizowany w obrębie strefy uskokowej Gopło–Ponętów–Pabianice (SUG-P-P; Marek, 1977), na obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Rów ten należy do najlepiej pod względem tektonicznym poznanych struktur kenozoicznych ze względu na intensywnie prowadzoną działalność górniczą. Ma on nieduże rozmiary: 6–7 km długości i do 2–3 km szerokości, ale jest głęboki na 220–240 m (fig. 16).

W paleogeńsko-neogeńskiej aktywności rowu Lubstowa można wyróżnić co najmniej trzy etapy subsydencji i jeden inwersji. Bardzo wyraźnie zaznaczył się paleogeński etap rozwoju, który manifestuje się miąższością osadów tego wieku, sięgającą prawie 140 m w rowie, przy braku tych osadów na jego skrzydłach (fig. 16). Drugi etap obejmuje depozycję dolnomioceńskiej formacji rawickiej, której miąższość w rowie jest średnio dwukrotnie większa niż na jego skrzydłach. Z kolei trzeci etap obejmuje akumulację 2.– łużyckiego pokładu węgla brunatnego (formacja ścinawska) o maksymalnej blisko 90-metrowej grubości (Widera, 1998, 2011).

Po uwzględnieniu ok. 2,5-krotnej kompakcji torfu, obliczono, że w czasie jego akumulacji synsedymentacyjna subsydencja tektoniczna przekroczyła 200 m. Natomiast wysoka pozycja hipsometryczna wspomnianego pokładu węgla wskazuje na postsedymentacyjną inwersję tektoniczną najgłębszych partii rowu Lubstowa (fig. 16), której rozmiary oszacowano na ponad 100 m. Ruch inwersyjny mógł trwać od

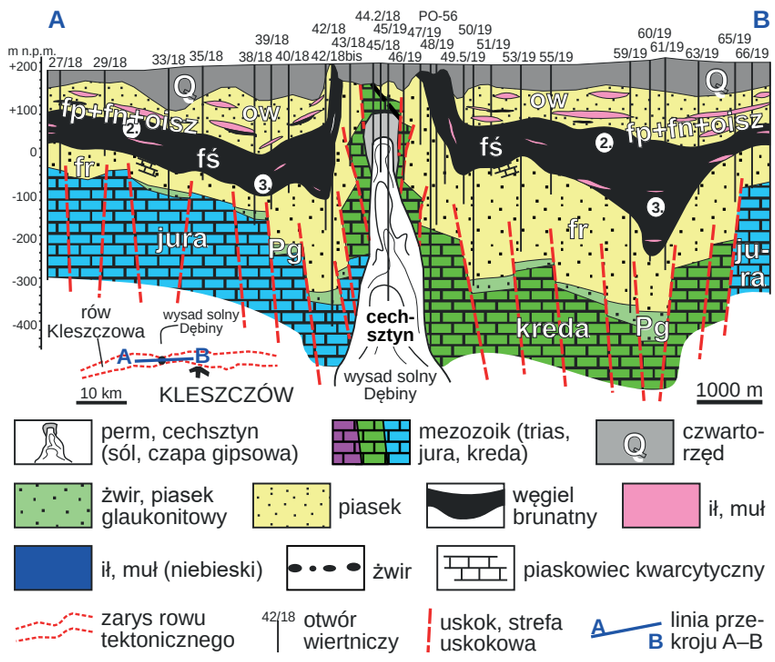


FIG. 13. Podłużny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Kleszczowa (Gotowała, Hałuszczak, 2002; Widera, Hałuszczak, 2011; Widera, 2024). Inne objaśnienia na figurze 12. Lokalizacja rowu Kleszczowa jest przedstawiona na figurze 2. Objaśnienia dotyczą również figur 14–17

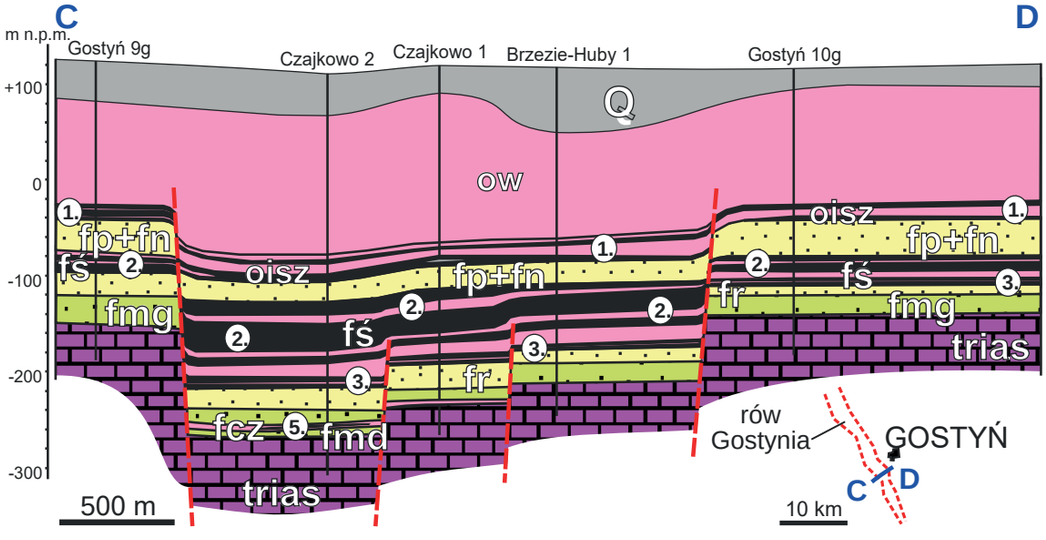


FIG. 14. Poprzeczny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Gostynia (Widera, 2007; Widera i in., 2008; Urbański, Widera, 2016). Objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Gostynia jest przedstawiona na figurze 2

środkowego miocenu nawet po środkowy plejstocen glacjalny, który na przeważającym obszarze Niżu Polskiego jest reprezentowany przez niezaburzone tektonicznie osady zlodowacenia sanu (Widera, 2011, 2024).

8.5.5. Rów Adamowa

Rów Adamowa cechuje się niepełną litostratygrafią i bardzo skondensowanym profilem stratygraficznym. Jego długość wynosi ok. 13 km, szerokość od <2 do >3 km, maksymalna głębokość sięga 55–75 m, zaś wzdłuż linii przekrojowej I–J nie przekracza 30 m (fig. 17). Jest to jeden z kilku płytkich rowów elewacji konińskiej (Widera, 1998), która obejmuje środkową część segmentu mogileńsko-łódzkiego (Żelaźniewicz i in., 2011).

Na obszarze rowu Adamowa wyróżnia się nierozdzielony paleogen (tzw. iły niebieskie) i dwie neogeńskie formacje kozmińską i poznańską (fig. 12, 17; Widera, 2007; Widera i in., 2022). Niewielkie miąższości wymienionych osadów wskazują na niezbyt duże (maksymalnie do 20–30 m) pionowe przemieszczenia tektoniczne.

Można wykazać trzy etapy rozwoju tektonicznego tego obszaru w czasie akumulacji: iłów niebieskich (paleogen, wczesny oligocen), piasków formacji kozmińskiej (wczesny miocen–dolna część środkowego miocenu) i 1.-środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego (środkowa część środkowego miocenu) – dolna część formacji poznańskiej (ogniwo iłów szarych). Osady wyróżnionych etapów mają kilkukrotnie większe miąższości w rowie niż na jego skrzydłach. Natomiast nie stwierdzono dotychczas w rowie Adamowa skutków czwartorzędowej tektoniki.

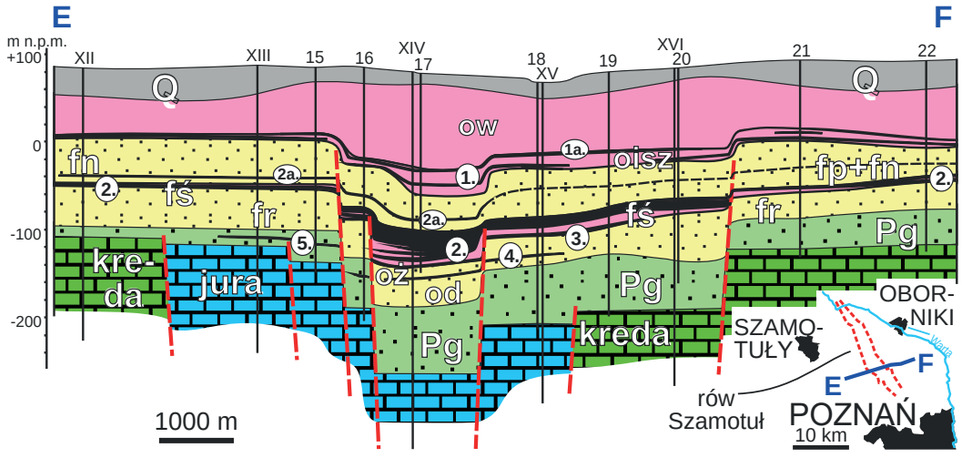


FIG. 15. Poprzeczny przekrój geologiczny przez południową część rowu Szamotuł (Widera, 2004; Widera i in., 2019). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Szamotuł jest przedstawiona na figurze 2

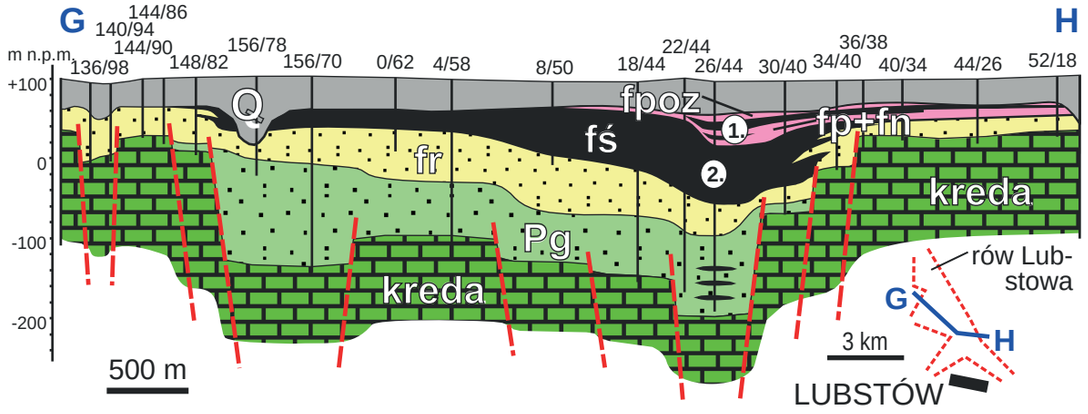


FIG. 16. Poprzeczny przekrój geologiczny przez północną i środkową część rowu Lubstowa (Widera, 1998, 2000, 2021, 2024). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Lubstowa jest przedstawiona na figurach 2 oraz 4

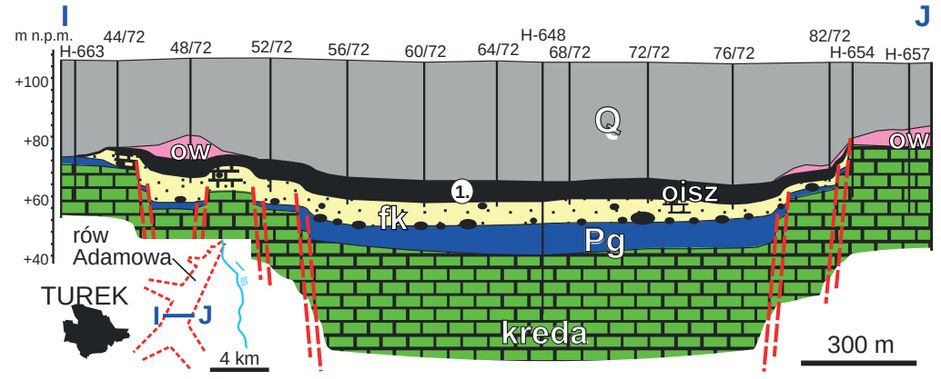


FIG. 17. Poprzeczny przekrój geologiczny przez środkową część rowu Adamowa (Widera, 2021; Widera i in., 2022). Inne objaśnienia na figurach 12 i 13. Lokalizacja rowu Adamowa jest przedstawiona na figurach 2 oraz 4

8.5.6. Podsumowanie

W wybranych rowach z obszaru Polski pozakarpackiej wskazano etapy ich paleogeńsko-neogeńskiej aktywności tektonicznej. Skorelowano je z czasem depozycji określonych jednostek litostratygraficznych. Z jednej strony ich miąższość, a z drugiej diachroniczność wydzieleń litostratygraficznych prowadzą do wniosku, że etapy rozwoju poszczególnych rowów nie były równowiekowe.

W paleogenie (wczesnym oligocenie) najintensywniej rozwijały się rowy Lubstowa i Szamotuł, osiągając rozmiary subsydencji tektonicznej przewyższające 100 m. Z kolei, w neogenie największą subsydencją charakteryzował się rów Kleszczowa. Rozmiary subsydencji w czasie depozycji kompleksu podwęglowego sięgały 300 m, a podczas akumulacji torfu mogły wynosić (w zależności od przyjętego modelu konceptualnego) nawet >500–700 m. Natomiast w rowie Adamowa na każdym etapie jego rozwoju tektonicznego amplituda ruchów pionowych nie przekraczała 30 m.

W przypadku rowów Gostynia i Szamotuł deformacje osadów górnoneogeńskich powiązano z kompakcją niżej zalegających względnie grubych pokładów węgla brunatnego. Z kolei rowy Kleszczowa i Lubstowa są jedynymi spośród omawianych, w których stwierdzono postsedymentacyjne ruchy inwersyjne. W ostatnim przypadku oszacowano, że inwersja strukturalna osiągnęła rozmiary >100 m. Natomiast rów Kleszczowa jest jedynym, gdzie udokumentowano jednoznaczne skutki czwartorzędowej, w tym współczesnej, aktywności sejsmicznej wywołanej działalnością górniczą.

8.6. ZAPIS KENOZOICZNEJ AKTYWNOŚCI STRUKTUR TEKTONICZNYCH NA PROFILACH SEJSMIKI REFLEKSYJNEJ

Piotr Krzywiec

Deformacje tektoniczne utworów kenozoicznych na Niżu Polskim zostały precyzyjnie zobrazowane na profilach sejsmiki refleksyjnej, pomierzonych bądź to na potrzeby poszukiwań naftowych, bądź też przy okazji różnego rodzaju płytkich badań geologicznych. Od celu badań i dobranej do tego metodyki pomiarowej oraz przetwarzania danych zależy jakość obrazowania pierwszych kilkuset metrów pod powierzchnią ziemi. Często jednak rozdzielczość danych sejsmicznych, pozyskanych w ramach prac poszukiwawczych prowadzonych przez przemysł naftowy i sięgających do głębokości kilku kilometrów, jest w zupełności wystarczająca do zinterpretowania stylu strukturalnego utworów kenozoicznych. Zaletą tego typu danych dostępnych na Niżu Polskim jest również możliwość określenia relacji płytkich deformacji kenozoicznych do deformacji w głębokim podłożu permsko-mezozoicznym, a czasem nawet starszym, przedpermskim.

Poniżej przedstawione są wybrane przykłady deformacji tektonicznych w obrębie osadów paleogenu i/lub neogenu, zobrazowane na profilach sejsmiki refleksyjnej. Omówione struktury tektoniczne powstały bądź w paleogenie, czyli w trakcie ostatniego etapu inwersji basenu polskiego, bądź też na etapie post-inwersyjnym, od miocenu po pliocen. Dostępne dane sejsmiczne pozwoliły na wskazanie różnych procesów tektonicznych, które wpływały na sedymentację utworów kenozoicznych i były odpowiedzialne za powstanie obserwowanych w ich obrębie deformacji tektonicznych. W centralnej i północno-zachodniej Polsce deformacje te często były związane z aktywnością struktur solnych zbudowanych z ewaporatów cechsztynu. Zjawisko reaktywacji struktur solnych po głównym etapie diapiryzmu jest dobrze znane i zostało opisane w wielu basenach osadowych. Zgodnie z zaproponowaną w literaturze klasyfikacją można rozpatrywać trzy przypadki takiej reaktywacji (Gutiérrez, 2004; Randles i in., 2012), zachodzące:

1) z powstaniem listrycznego uskoku normalnego, zakorzenionego w głębszych partiach diapiru, co prowadzi do powstania w nadkładzie diapiru półrowu tektonicznego, który może być wypełniony najmłodszymi osadami;
2) z powstaniem systemu uskoków normalnych zakorzenionych w stropie wysadu, co prowadzi do powstania ponad wysadem symetrycznego rowu tektonicznego, który może być wypełniony najmłodszymi osadami;
3) z ugięciem stropu wysadu, ale bez połączonego z tym uskokowania, co skutkuje powstaniem lokalnych stref subsydencji ugięciowej ponad wysadem, charakteryzujących się ciągłym gradientem wzrostu miąższości najmłodszych osadów w kierunku centrum wysadu, bez skokowych zmian miąższości wywołanych uskokowaniem, takim jak w przypadkach (1) i (2).

Do tej klasyfikacji należy jeszcze dodać czwarty przypadek – ewentualną inwersję lokalnych centrów subsydencji, rozwiniętych ponad wysadem, zgodnie z wymienionymi powyżej przypadkami, związaną z kolejnym etapem wzrostu diapiru.

Dane sejsmiczne pomierzone ponad systemem wysadów solnych Dzwonowo–Człopa doskonale ilustrują lateralną zmienność stylu tektonicznego utworów kenozoicznych. Na figurze 18 widać utwory kenozoiku leżące zupełnie połogo ponad mezozoikiem, w obrębie którego widzimy skomplikowany system deformacji tektonicznych, będących efektem późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej

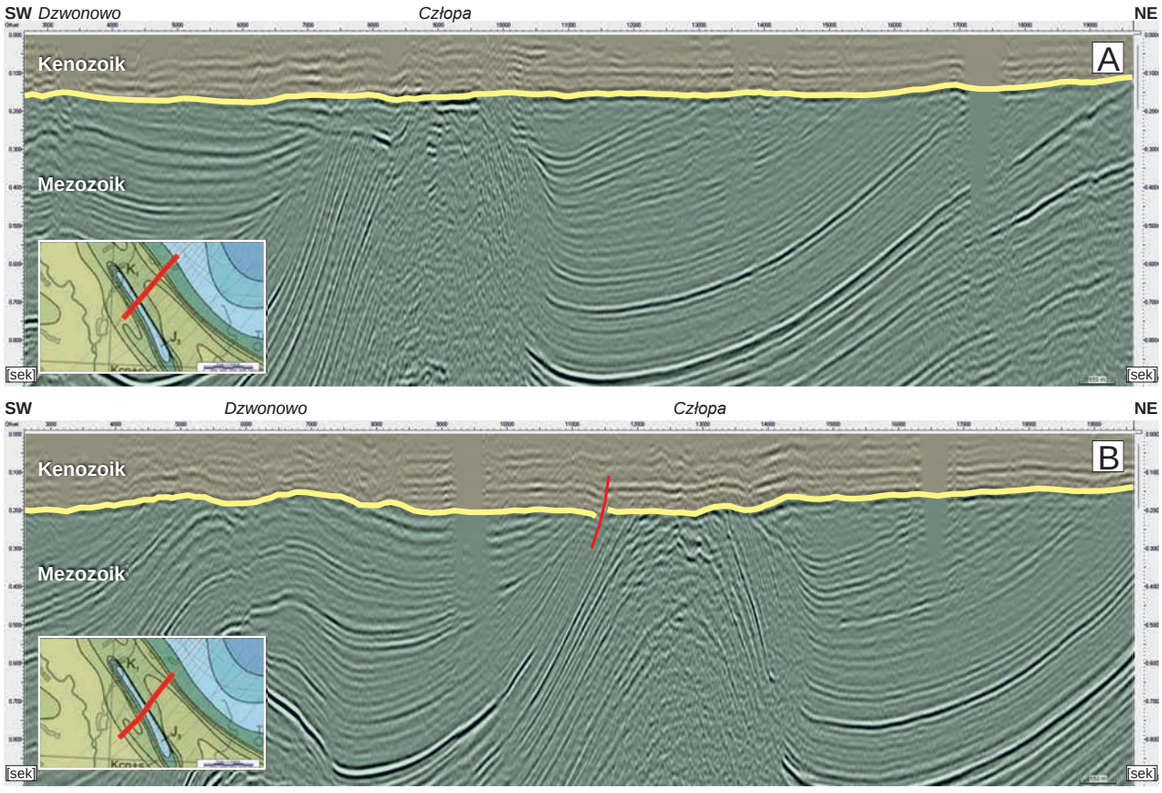
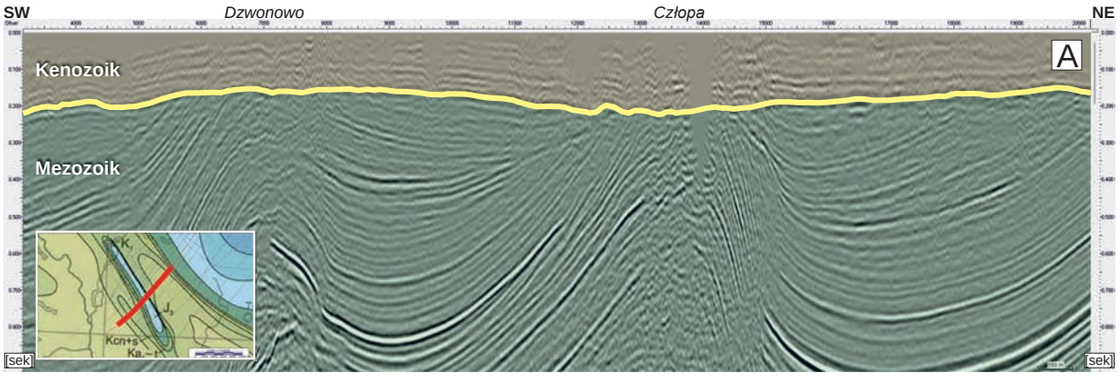


FIG. 18. Utwory kenozoiku leżące połogo ponad mocno zdeformowanym mezozoikiem w strefie wysadów solnych Dzwonowo–Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku



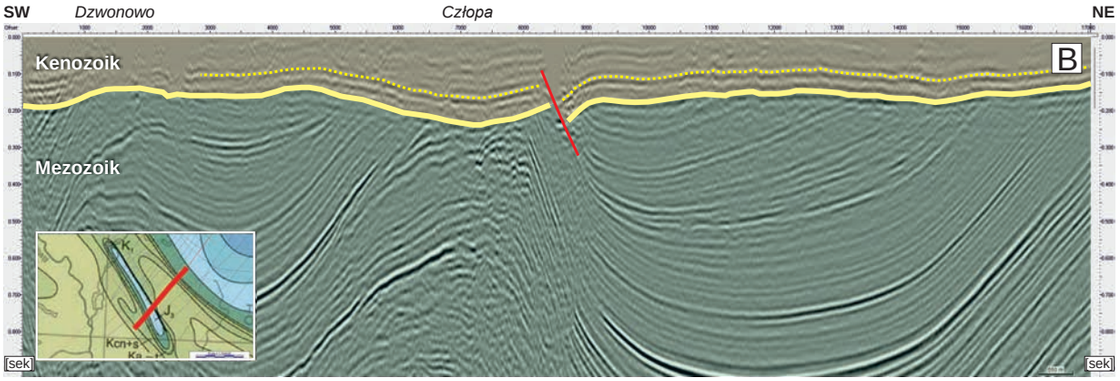
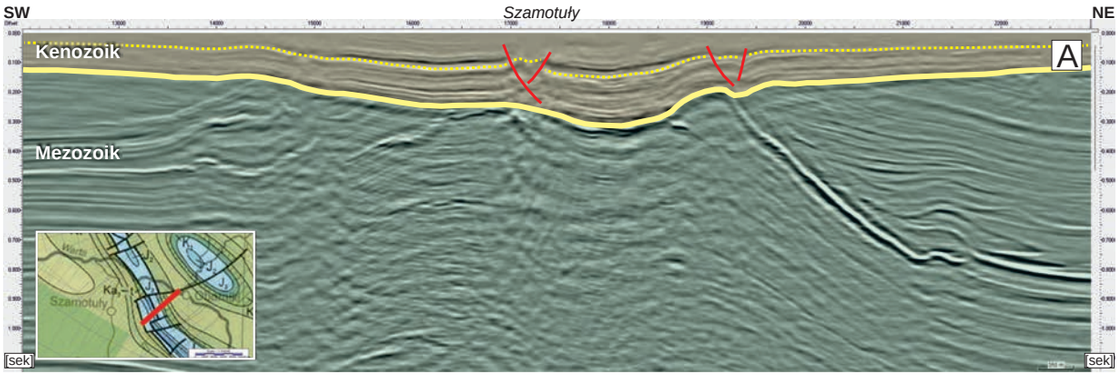


FIG. 19. Utwory kenozoiku o lokalnie zwiększonej miąższości ponad wysadem solnym Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)



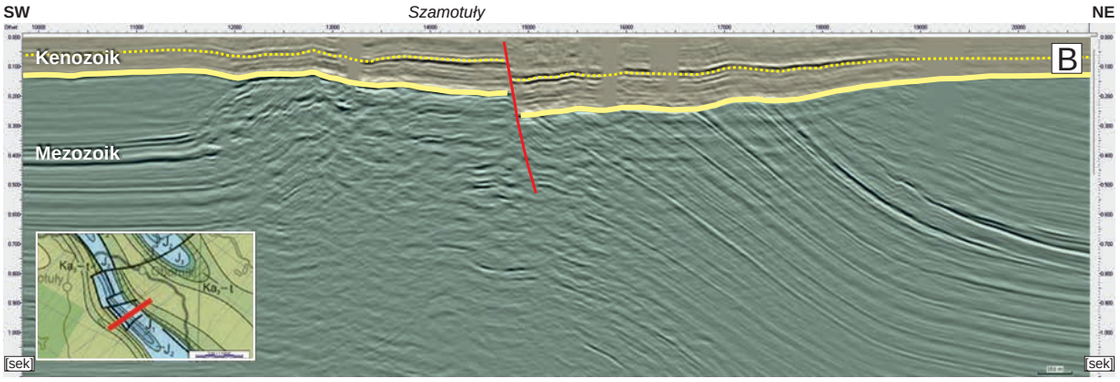


FIG. 20. Utwory kenozoiku o lokalnie zwiększonej miąższości ponad wysadem solnym Szamotuły (por. Rowan, Krzywiec, 2014). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

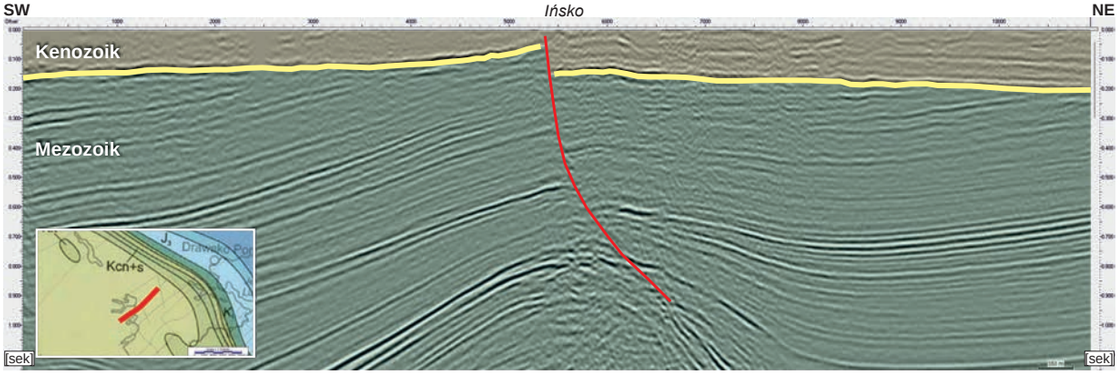


FIG. 21. Kenozoiczne uskokowanie ponad wysadem solnym Ińsko. Lokalizacja profili sejsmicznych jest pokazana na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

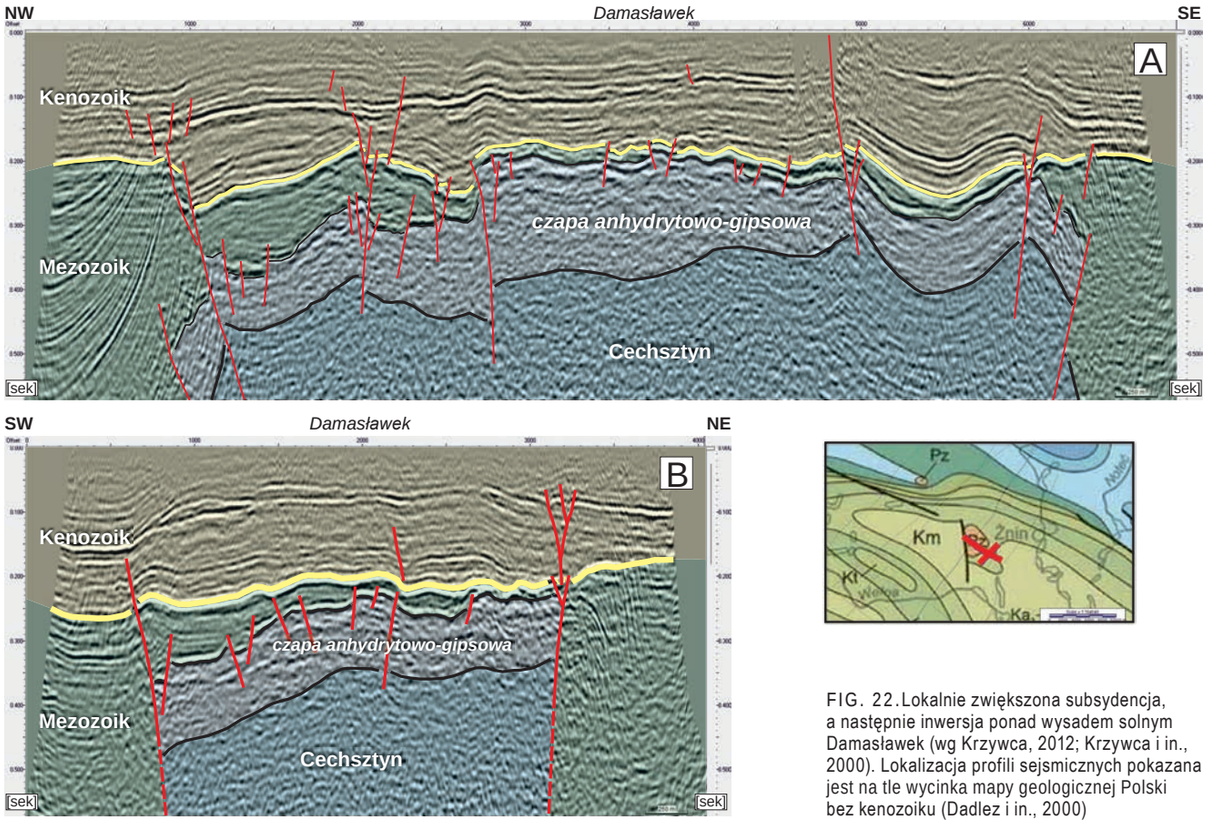


FIG. 22. Lokalnie zwiększona subsydencja, a następnie inwersja ponad wysadem solnym Damasławek (wg Krzywca, 2012; Krzywca i in., 2000). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

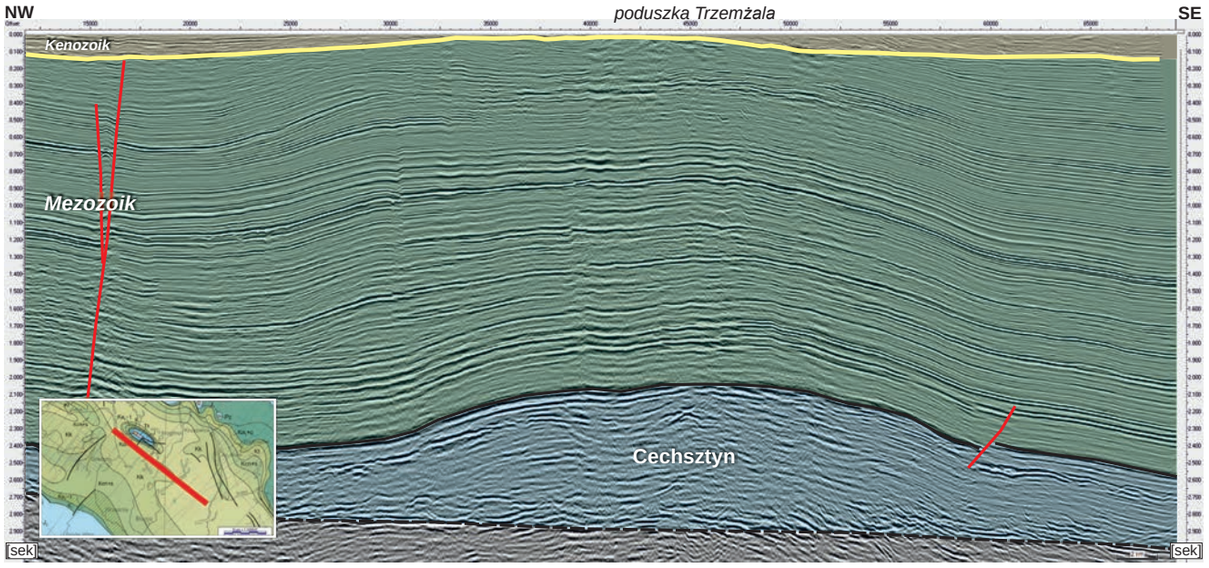


FIG. 23. Regionalne uniesienie spągu utworów kenozoiku ponad poduszką solną Trzemżala. Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

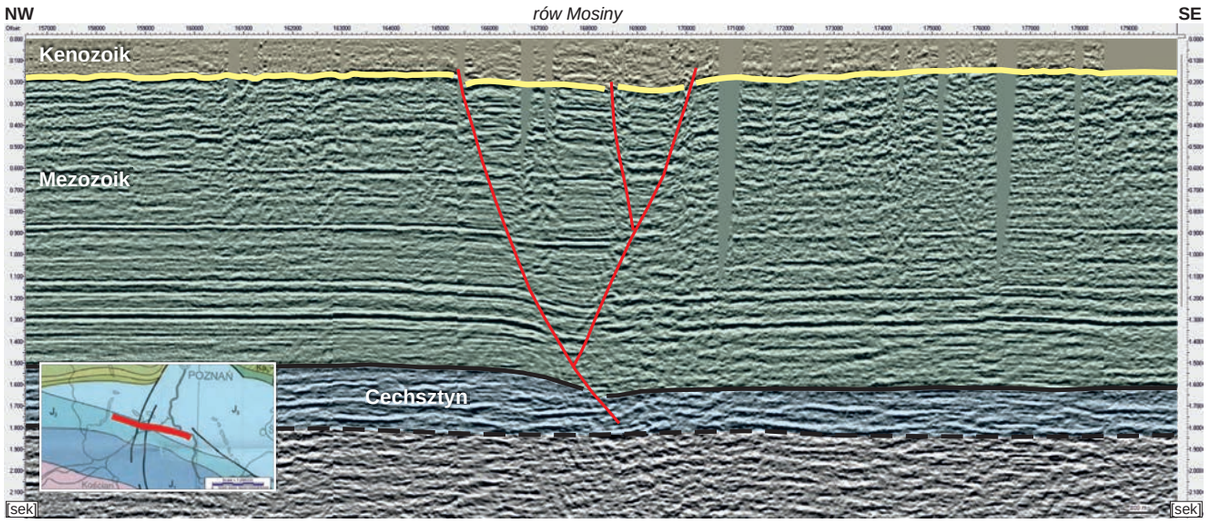


FIG. 24. Wzrost miąższości utworów kenozoiku w obrębie rowu tektonicznego Mosiny. Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

inwersji basenu polskiego połączonej z kompresyjną reaktywacją wysadów solnych Dzwonowo i Człopa (por. Krzywiec, 2006, 2012). Ponad wysadem Człopa nie widać tu żadnych zmian miąższości. Figura 18B ilustruje podobną sytuację – widzimy tu wprawdzie niewielki uskok normalny zakorzeniony w stropowej części mezozoiku, jednak nie jest on odpowiedzialny za jakieś istotne zmiany miąższości. Inaczej sytuacja wygląda w bardziej południowo-wschodniej części wysadu Człopa. Na figurze 19A widzimy, że w tym jego fragmencie ponad stropem wysadu znajduje się lokalne centrum subsydencji kenozoicznej, charakteryzujące się większą miąższością utworów kenozoicznych. Jednak nie jest ono kontrolowane przez uskoki, lecz związane z szerokopromiennym ugięciem stropu mezozoiku, być może wywołanym odpływem soli z wysadu w kenozoiku. Podobna sytuacja jest zobrazowana na figurze 19B – w tej części diapiru Człopa ugięciu stropu mezozoiku towarzyszy uskok normalny, jednak jest on odpowiedzialny za bardzo lokalny wzrost miąższości kenozoiku, występujący na znacznie mniejszym obszarze niż strefa subsydencji ugięciowej. Uskok normalny powstał, podobnie jak uskok pokazany na figurze 18B, w efekcie odspojenia międzywarstwowego w obrębie stromo zalegających utworów mezozoicznych ponad wysadem solnym Człopa.

Dla wysadu solnego Szamotuły, bazując na danych otworowych, postulowano występowanie rowu tektonicznego ograniczonego systemem uskoków normalnych, utworzonego w kenozoiku i związanego z powstaniem złóż węgli brunatnych (Widera i in., 2019; Widera, 2024), jednak analiza profili sejsmicznych przecinających ten wysad pokazuje, że na tym obszarze rola uskoków w formowaniu się kenozoicznych centrów subsydencji była znacznie mniejsza. Na figurze 20A widać, że w centralnym segmencie wysadu występuje lokalny znaczny wzrost miąższości utworów kenozoicznych, który jednak nie jest efektem powstania rowu tektonicznego ograniczonego uskokami normalnymi, lecz ugięcia stropu podłoża mezozoicznego. Na profilu przedstawionym na figurze 20B jest zobrazowany wprawdzie uskok normalny o stosunkowo znacznym zrzucie, jednak jest to struktura bardzo młoda, przecinająca prawie cały kompleks kenozoiczny. Oba skrzydła tego uskoku charakteryzują się stosunkowo stałą miąższością utworów kenozoicznych, co sugeruje, że nie był on aktywny w trakcie ich depozycji. Widoczny tutaj wzrost miąższości kenozoiku w stronę centrum wysadu Szamotuły jest również efektem fleksuralnego obniżenia stropu mezozoiku, być może wywołanego lateralnym odpływem soli z diapiru na etapie post-inwersyjnej relaksacji naprężeń w obrębie basenu polskiego.

Podobny, bardzo młody uskok normalny przecinający prawie całą sukcesję kenozoiczną, powstał ponad wysadem Ińsko (fig. 21). W tym wypadku nie widzimy jednak lateralnych zmian miąższości utworów kenozoicznych sprzed etapu aktywności tego uskoku co sugeruje, że sedymentacja w kenozoiku na tym obszarze w znacznej mierze odbywała się na płaskiej, połogiej powierzchni, bez wpływu leżącego niżej wysadu solnego.

Ponad wysadem solnym Damasławek widać znaczny lokalny wzrost miąższości utworów kenozoicznych, ujętych w szerokopromienną strukturę inwersyjną (fig. 22; por. Krzywiec i in., 2000; Jarosiński, Krzywiec, 2006; Jarosiński i in., 2009; Krzywiec, 2012). W przypadku tego diapiru, po mioceńskiej subsydencji doszło do kolejnej, bardzo młodej (pliocen? czwartorzęd?) kompresyjnej reaktywacji tej struktury, która była połączona z powstaniem w nadkładzie kenozoicznym uskoków odwróconych sięgających nieomal do współczesnej powierzchni terenu. Lokalne centrum subsydencji, tyle że w oligocenie, powstało również ponad wysadem Lubień, jednak w tym przypadku nie nastąpiła jego późniejsza inwersja (Krzywiec, 2012).

Ponad poduszką solną Trzemżala, położoną w centralnej Polsce, na południowy wschód od wysadu solnego Mogilna, cała pokrywa mezozoiczna wraz z nadkładem kenozoicznym są uniesione, co wskazuje na wzrost tej struktury solnej w kenozoiku (fig. 23). Tego typu zjawisko jest na Niżu Polskim raczej wyjątkiem, a nie regułą.

Na obszarze północnej i południowo-zachodniej Polski występuje system rowów tektonicznych aktywnych w mezozoiku (por. Kwolek, 2000; Bobek i in., 2021). Część tych rowów tektonicznych uległa reaktywacji w kenozoiku i tworzyła lokalne centra subsydencji, często związane z depozycją węgli brunatnych (np. Widera i in., 2004, 2008). Przykładem takiej struktury jest rów Mosiny pokazany na figurze 24. W tym przypadku wzrost miąższości utworów kenozoicznych jest kontrolowany przez uskoki normalne zakorzenione w ewaporatach cechsztynu.

Omówione powyżej przykłady struktur kenozoicznych dotyczą strukturnaskórkowych, zakorzenionych bądź to w stropowej części kompleksu mezozoicznego, bądź też w cechsztyńskich ewaporatach. Przykładem strefy uskokowej zakorzenionej w głębokim, podcechsztyńskim podłożu i aktywnej w kenozoiku jest uskok Grójca (por. Dadlez, 1994; Krzywiec, 2002, 2009). Jest to uskok przesuwczy, którego ostatnia faza aktywności była związana z inwersją basenu polskiego. Jak widać na profilu sejsmicznym pokazanym na figurze 25, utwory kenozoiczne na tym obszarze wykazują stosunkowo dużą miąższość do ok. 300 m, co udokumentował otwór Nadarzyn IG 1 (https://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/details/3290; por. Krzywiec, 2009). Ich spągowa część (reprezentująca mniej więcej paleocen dolny) jest zdeformowana tak jak stropowa część utworów kredowych, natomiast powyżej znajduje się lokalna powierzchnia niezgodności, ponad którą reszta sukcesji kenozoicznej leży już płasko. Tego typu geometria wskazuje na ostatni, wczesnopaleoceński etap aktywności tego uskoku.

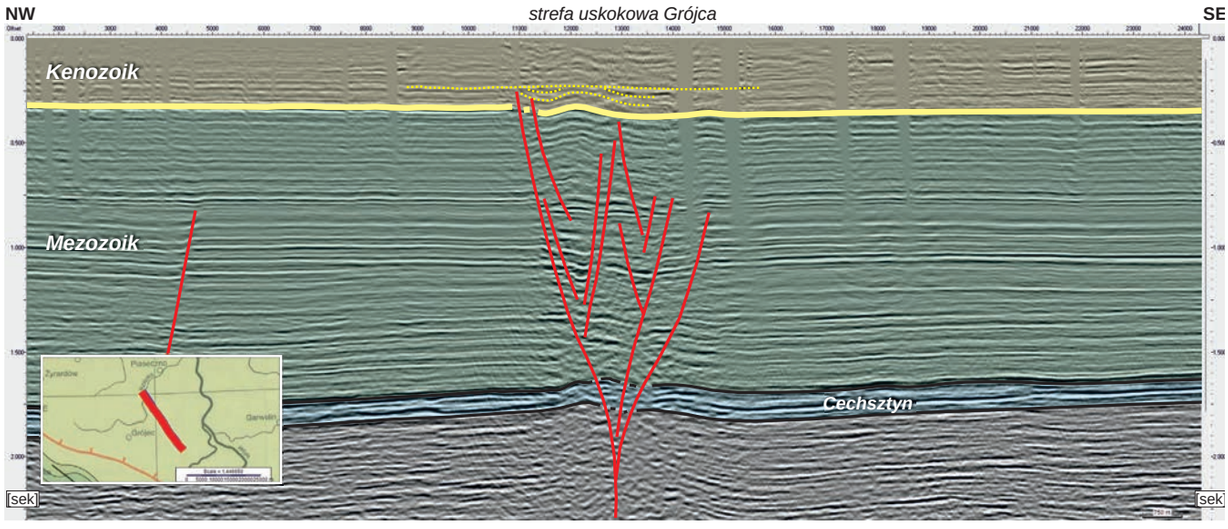


FIG. 25. Kenozoiczna aktywność przesuwczej strefy uskokowej Grójca (por. Krzywiec, 2002, 2009). Lokalizacja profili sejsmicznych pokazana jest na tle wycinka mapy geologicznej Polski bez kenozoiku (Dadlez i in., 2000)

8.7. TEKTONICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU POKRYWY CZWARTORZĘDOWEJ I RZEŹBY TERENU

8.7.1. Wielkopolska i Kujawy

Wojciech Włodarski

Na obszarze Wielkopolski i Kujaw wpływ tektoniki podłoża podkenozoicznego na rozwój strukturalny osadów czwartorzędowych i rzeźbę terenu został prawdopodobnie najlepiej rozpoznany na dość rozległym obszarze elewacji konińskiej (fig. 4 w podrozdziale 8.2 oraz fig. 26 i 27), a także w obrębie stosunkowo wąskich stref występowania struktur solnych (fig. 28). Elewacja konińska jest zlokalizowana wzdłuż SW granicy strefy TT, gdzie rozpoznano strefę uskoku Gopło–Ponętów (Marek, 1977; Dadlez, 1998). Rzędna zalegania powierzchni stropu mezozoiku zmienia się w zakresie od 180 m p.p.m. do 116 m n.p.m, przy średnim poziomie ok. 60 m n.p.m (Widera, 1998). Na zróżnicowanie topograficzne tej powierzchni przeważający wpływ mają stosunkowo wąskie struktury o charakterze rowów i zrębów tektonicznych.

Na uwagę zasługuje rów Kleczewa zlokalizowany w NW części elewacji konińskiej. Jego tektonika jest dobrze odwzorowana w topografii powierzchni spągu i częściowo stropu węgli brunatnych miocenu środkowego (fig. 26A, B; Włodarski, 2009, 2014). Na obydwu powierzchniach zaznaczają się wydłużone obniżenia, ograniczone skłonami o regularnym przebiegu na kierunkach NE–SW, WNW–ESE oraz N–S. Podobną orientację wykazują zespoły spękań ciosowych tnących węgle brunatne (Widera, 2014; Włodarski, 2014; fig. 26C). O ile skłony czytelne na powierzchni spągu węgli można interpretować jako monoklinalne fałdy naduskokowe, to w przypadku powierzchni stropu mogą one wynikać również z kompakcji węgli (Widera, 2013). Miejscami powierzchnia stropu węgli jest przekształcona na skutek deformacji glacitektonicznych powstałych w czasie zlodowacenia odry (Włodarski, 2014; fig. 26A, B). Wyraża się to w postaci drugorzędnych wałów rozciągających się bezpośrednio nad strefą przegubową jednego z fałdów naduskokowych o przebiegu WNW–ESE. Deformacje glacitektoniczne w obrębie tych wałów są reprezentowane przez nasunięcia o przebiegu WNW–ESE do NW–SE i wergencji generalnie ku SW oraz uskoki nasuwczo-przesuwcze zorientowane NE–SW do ENE–WSW i charakteryzujące się zmienną wergencją (fig. 26C). Lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż uskoków drugiego typu są dobrze czytelne w złożonej geometrii zaburzonych glacitektonicznie warstw węgli brunatnych, ponadto zostały one wyinterpretowane na podstawie analizy struktur ślizgowych. Wyraźne podobieństwo między orientacją struktur glacitektonicznych a ułożeniem fałdów naduskokowych i spękań ciosowych w obrębie węgli brunatnych wskazuje, że rozwój deformacji glacitektonicznych był kontrolowany przez struktury tektoniczne. Polegało to na reaktywacji powierzchni nieciągłości w obrębie fałdów naduskokowych (w tym spękań ciosowych) w wyniku nasunięcia lądolodu zlodowacenia odry. Skośny kierunek nacisku lądolodu, tj. NNE–SSW względem pierwotnego ułożenia reaktywowanych struktur miał istotny wpływ na złożoną kinematykę przemieszczeń glacitektonicznych. Analizowane powyżej deformacje są przykładem mezoskopowego zapisu nałożenia się deformacji glacitektonicznych na starsze struktury tektoniczne podłoża podczwartorzędowego. Przykład ten stanowi uzupełnienie wcześniejszych badań ilustrujących związki między lokalizacją deformacji glacitektonicznych a ukształtowaniem podłoża podczwartorzędowego (Ber, Krzyszkowski, 2004). Obok Wzgórz Ostrzeszowskich (Winnicki, 1994), na uwagę zasługują deformacje glacitektoniczne w rejonie Żerkowa (Cińcio, Gizler, 2000).

Wzdłuż północno-zachodniego obrzeżenia elewacji konińskiej rozpoznano elementy strukturalne powierzchni stropu mezozoiku, które wyraźnie nawiązują do regionalnych struktur tektonicznych głębszego podłoża (Stankowski, Włodarski, 2019). Duże obniżenie o osi NE–SW jest ograniczone powierzchniami skłonów o częściowo bardziej regularnym przebiegu o kierunkach NE–SW oraz NW–SE do NNW–SSE (fig. 27B). Taką samą orientację wykazują osie drugorzędnych wałów i obniżeń. Jeden z takich wałów o przebiegu NW–SE rozdziela duże obniżenie na dwie wzajemnie przesunięte części. Na przedłużeniu tego wału, ok. 7 km na NE, rozpoznano uskok tnący utwory dolnej i środkowej jury (Kotański, 1997). Ważnym elementem topografii stropu mezozoiku jest rozległy skłon, nachylony ku NE zgodnie z orientacją skrzydła częściowo zuskokowanej antykliny Trzemżala, rozpoznanej w obrębie głębszego podłoża. Skłon ten ogranicza obniżenie o przebiegu NW–SE, które dobrze koreluje się z topografią spągu kredy górnej (Znosko i in., 1998). Omówione elementy topografii stropu mezozoiku nawiązują również do przebiegu granicy kampan/mastrycht, a pośrednio do strefy wysokiego gradientu stratygraficznego między utworami górnego triasu i górnej jury a miejscami także górnej kredy (Kotański, 1997; Znosko i in., 1998; fig. 27B). Ze względu na geometrię, jak i orientację względem prawoskrętnych uskoków przesuwczych strefy TT o przebiegu NW–SE (Krzywiec, 2006; Jarosiński i in., 2009), duże obniżenie o osi NE–SW posiada

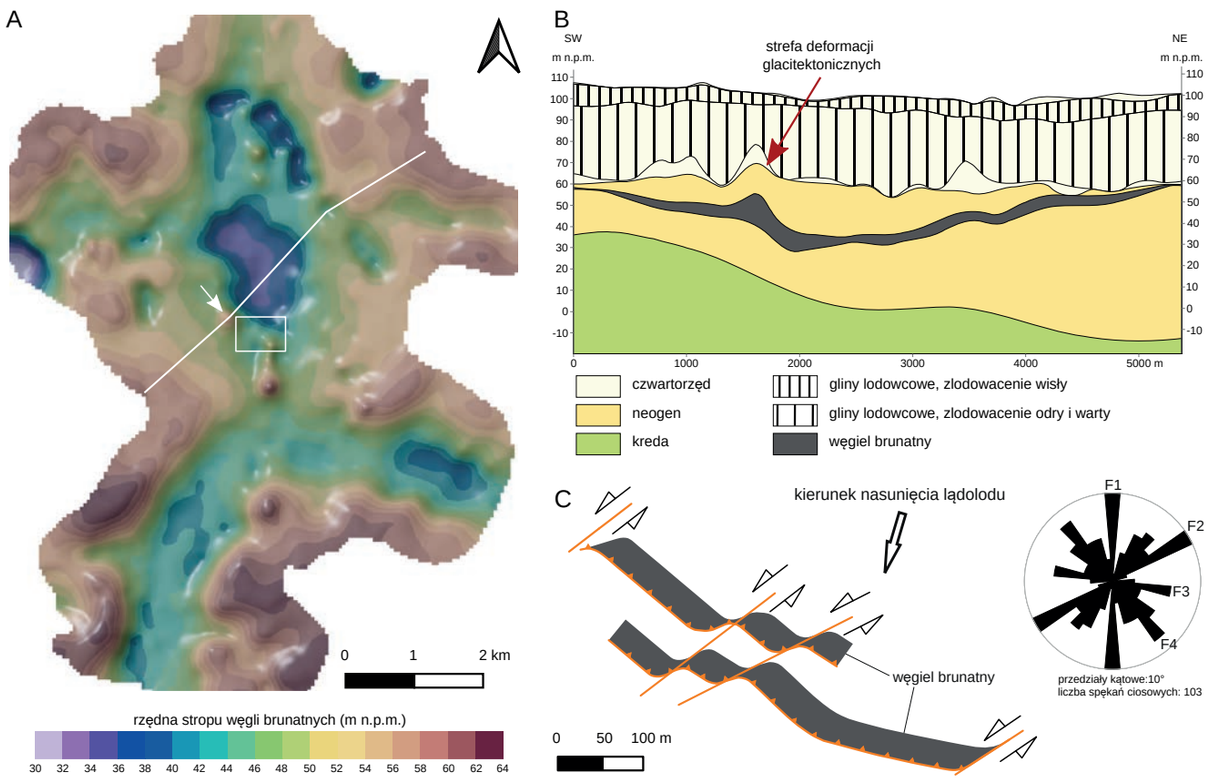


FIG. 26. Tektoniczne uwarunkowania deformacji glacitektonicznych w rowie Kleczewa. A mapa strukturalna stropu węgli brunatnych, białą linią zaznaczono przebieg przekroju geologicznego przedstawionego na figurze B, biała strzałka wskazuje lokalizację strefy glacitektonicznych przekształceń stropu węgli, biała ramka wyznacza zasięg szkicu strukturalnego przedstawionego na na fig. C; B uproszczony przekrój geologiczny przez rów Kleczewa, lokalizację przekroju zaznaczono białą linią na figurze A; C szkic strukturalny węgli brunatnych zaburzonych glacitektonicznie, lokalizacja szkicu jest zaznaczona białą ramką na figurze A, na diagramie rozetowym zestawiono orientację spękań ciosowych tnących węgle niezaburzone glacitektonicznie

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

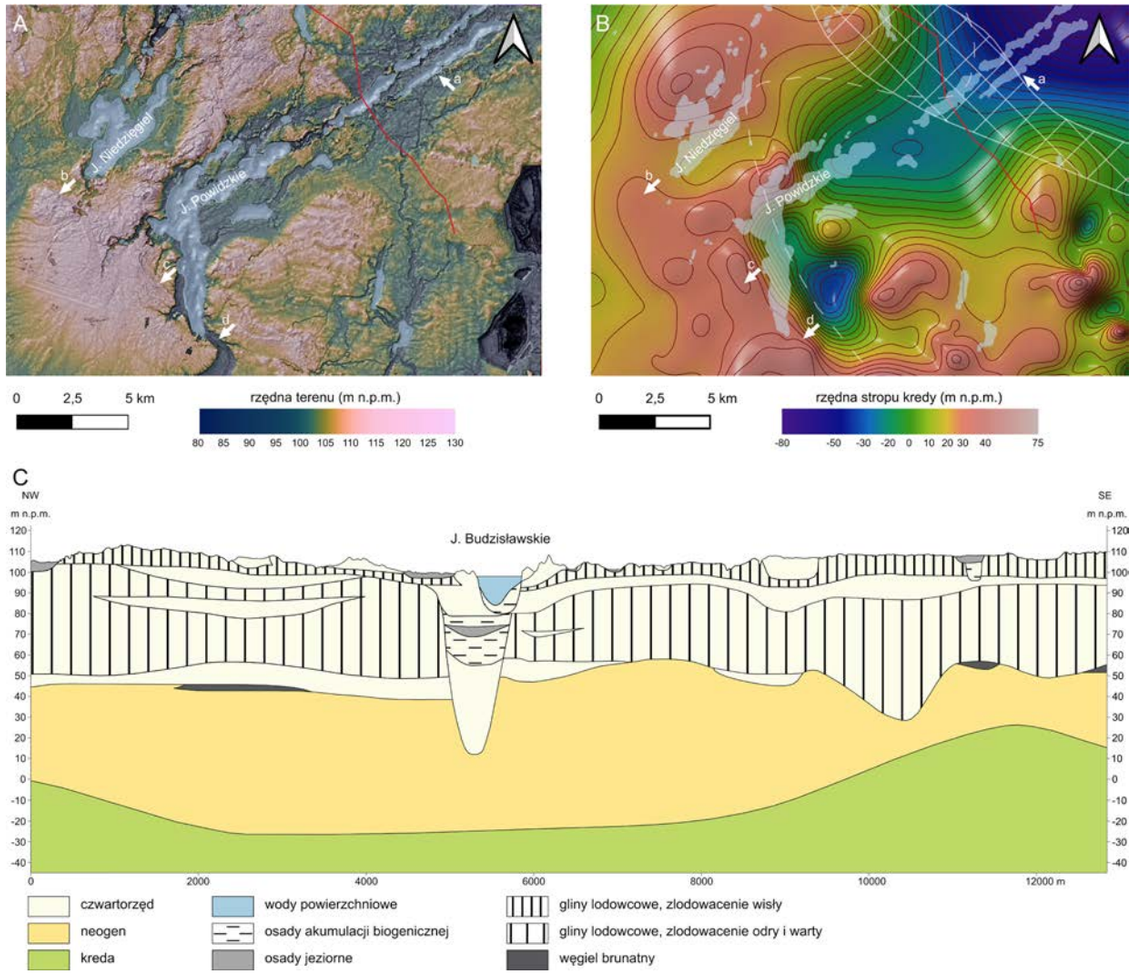


FIG. 27. Rzeźba terenu i elementy strukturalne podłoża podkenozoicznego na obszarze rynny powidzko-ostrowskiej i jej otoczenia. A cieniowana mapa hipsometryczna na podstawie danych LiDAR z elementami hydrografii, linia czerwona pokazuje przebieg przekroju geologicznego na figurze C; B mapa strukturalna stropu mezozoiku na tle elementów hydrografii, antykliny Trzemżala (biały szraf kratkowy) oraz granicy mastrych/kampan (biała linia przerywana), linia czerwona pokazuje przebieg przekroju geologicznego na figurze C; C uproszczony przekrój geologiczny wzdłuż linii zaznaczonej kolorem czerwonym na figurach A i B (wg Stankowskiego, Włodarskiego, 2019, zmodyfikowano); objaśnienia strzałek na figurach A i B w tekście

cechy basenu typu *pull-apart*. Podobny basen rozwijający się w warunkach mioceńskiej transtensji, tj. depresja Damasławka, został rozpoznany nad wysadem solnym Damasławka w północnej części Wielkopolski (Krzywiec i in., 2000; Jarosiński, Krzywiec, 2006).

Elementy strukturalne czytelne na powierzchni stropu mezozoiku determinują topografię powierzchni spągu czwartorzędu, a przede wszystkim rzeźby terenu rynny powidzko-ostrowskiej i jej otoczenia. Wymowna jest tutaj zmiana orientacji rynny z NE–SW (fig. 27A – strzałka a) na NNW–SSE, odwzorowana w złożonym kształcie Jeziora Powidzkiego. Z analizy przekroju geologicznego (fig. 27C) wynika, że rynna powidzko-ostrowska rozwijała się podczas trzech zlodowaceń, tj. odry, warty i wisły. W każdym z tych okresów dochodziło do odnowienia przepływu wód subglacjalnych wzdłuż podobnych kierunków, determinowanych topografią stropu mezozoiku. Dość charakterystyczny jest przebieg form marginalnych wyznaczających zasięg lądolodu fazy poznańskiej w czasie zlodowacenia wisły. Na uwagę zwraca krawędź sedymentacyjna, ograniczająca od NE powierzchnię sandru (fig. 27A – strzałka b). Idąc w kierunku SE, krawędź ta jest nadbudowana przez wał morenowy (fig. 27A – strzałka c). Na przedłużeniu analizowanych form marginalnych w kierunku SE rozciąga się fragment doliny Meszny, której SW zbocze ma wyraźnie prostolinijny przebieg (fig. 27A – strzałka d).

Dobrym przykładem czwartorzędowej aktywności tektonicznej w obrębie stref występowania struktur solnych jest obszar wysadu solnego Kłodawy i związanej z nim antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Aktywność ta przejawia się w rzeźbie terenu w postaci łagodnego wyniesienia na kierunku NW–SE. Wyniesienie to stanowi nadrzędny element topografii w stosunku do lokalnych form glacjalnych i rzecznych w obrębie moreny kutnowskiej i sąsiadujących wysoczyzn (Poborski, 1957; Molewski, 2014) (fig. 28A – strzałka a, 28B). Na przedłużeniu tego wyniesienia, a jednocześnie poprzecznie do osi pradoliny warszawsko-berlińskiej, rozciąga się dział wodny między Bzurą i Nerem (fig. 28A – strzałka b, 28B). Powierzchnia stropu podłoża mezozoicznego nad wysadem solnym jest lokalnie mocno zróżnicowana, jednak słabo koreluje się z topografią analizowanego wyniesienia (fig. 28C). Jego rozwój w dnie pradoliny wpłynął na redukcję miąższości osadów czwartorzędowych i ograniczony rozkład przestrzenny osadów rzecznych oraz zastoiskowych (Molewski, 2014; Kucharska, Krawczyk, 2017, 2022). Z kolei w obrębie wysoczyzny przylegającej od północy do pradoliny warszawsko-berlińskiej miąższość czwartorzędu wyraźnie wzrasta w kierunku osi wyniesienia (fig. 28C). Dobrze to widać na przykładzie poziomów glin lodowcowych ze zlodowacenia odry i warty. Oś wyniesienia rzeźby terenu na kierunku NW–SE, a także skorelowana z nią strefa zwiększonej miąższości glin lodowcowych, są przesunięte w kierunku skrzydła NE antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Wskazuje to na większą aktywność tektoniczną w postaci ruchów obniżających w obrębie skrzydła NE, która sprzyjała akumulacji bardziej miąższych poziomów glin lodowcowych podczas zlodowacenia warty i odry. Ruchy obniżające mogły zachodzić pod wpływem obciążenia podłoża przez lądolód i lateralnego odpływu soli (Wasiluk, Rychel, 2021). Z kolei w czasie zlodowacenia wisły w obrębie skrzydła NE antykliny miały miejsce ruchy wypiętrzające o amplitudzie ok. 20 m (Molewski, 2014). Skalę tych przemieszczeń ilustruje także przekrój morfologiczny wzdłuż moreny kutnowskiej na figurze 28B. Przyjmuje się, że mechanizmem deformacji była mobilizacja mas solnych wysadu kłodawskiego w wyniku obciążenia lądolodem tylko jego północnej części (Molewski, 2014). W przeciwieństwie do starszych zlodowaceń, lądolód zlodowacenia wisły nie przekroczył całej struktury analizowanego wysadu.

Pionowe przemieszczenia podłoża mezozoicznego w obrębie antykliny kłodawsko-łęczyckiej mogły mieć charakter blokowy, wpływając nie tylko na zróżnicowanie topografii stropu mezozoiku, ale również na rozwój lokalnych form rzeźby terenu i struktur czwartorzędowych. Dobrym przykładem jest współczesna dolina Rgilewki, o wyraźnie prostolinijnym przebiegu NW–SE wzdłuż osi antykliny na dystansie 15 km (Baraniecka, 1975). Wcześniej, w czasie zlodowacenia warty, rozwinął się tam system wydłużonych form akumulacji szczelinowej i ozów (fig. 28A – strzałka c). Dodatkowo w podłożu rozpoznano wąskie i stosunkowo głębokie obniżenie powierzchni spągu czwartorzędu, wypełnione miąższą serią osadów glacjalnych ze zlodowaceń południowopolskich i zlodowacenia odry (fig. 28C) (Wasiluk, Rychel, 2021; Kucharska, Krawczyk, 2022). Uwzględniając młodsze

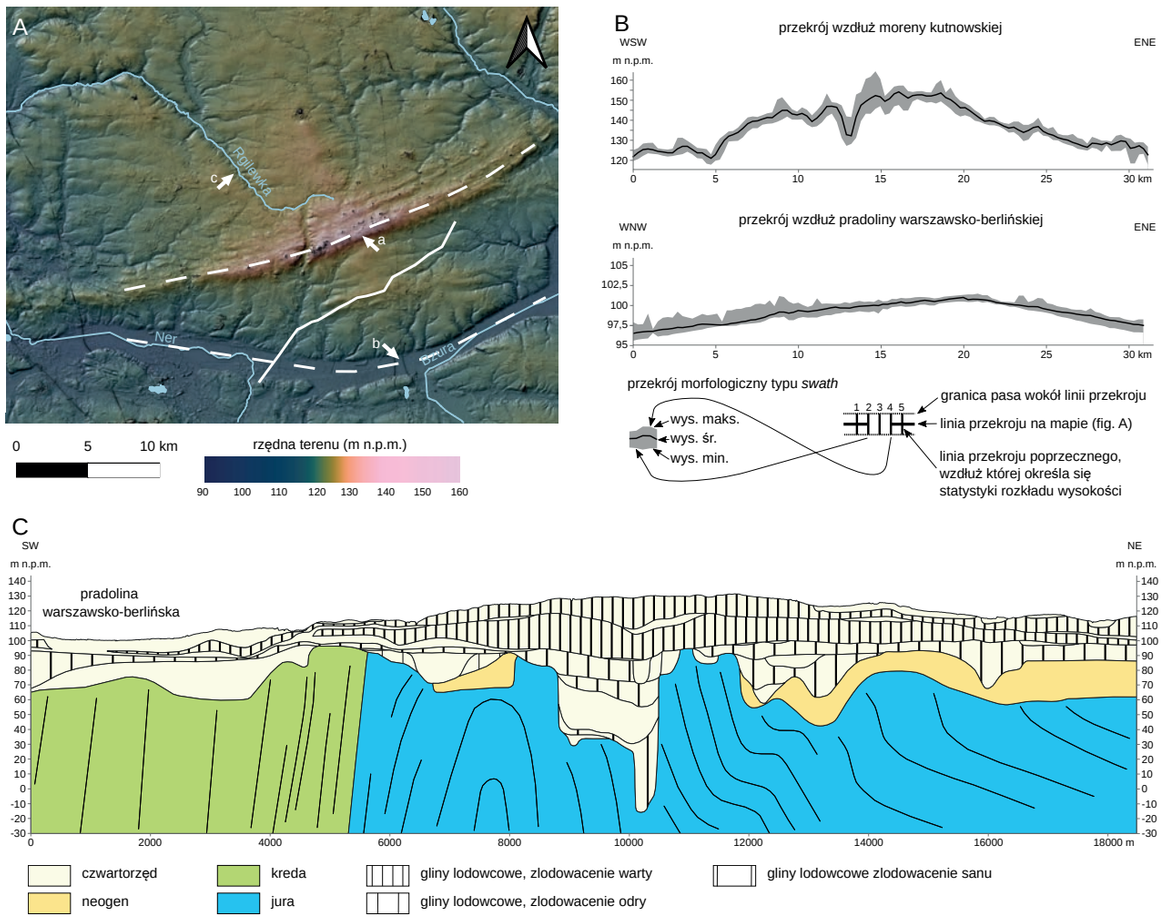


FIG. 28. Rzeźba terenu i wykształcenie osadów czwartorzędowych na tle tektoniki podłoża podkenozoicznego na obszarze wysadu solnego Kłodawy. A cieniowana mapa hipsometryczna na podstawie danych LiDAR z elementami hydrografii, objaśnienia strzałek w tekście, białe linie przerywane pokazują przebieg przekrojów morfologicznych przedstawionych na fig. B, biała ciągła linia wyznacza przebieg przekroju geologicznego pokazanego na fig. C; B przekroje morfologiczne typu *swath* (w pasie o szerokości 500 m), przebieg przekrojów zaznaczono białymi liniami przerywanymi na figurze A; C uproszczony przekrój geologiczny wg Kucharskiej, Krawczyka (2022), nieco zmienione; objaśnienia strzałek na figurach A i B w tekście

osady, sumaryczna miąższość czwartorzędu przekracza tutaj 160 m. Podobne, ale dużo głębsze obniżenie zostało rozpoznane w osi synkliny znajdującej się na SW względem antykliny kłodawsko-łęczyckiej. Struktura ta stanowi przedłużenie rowu Krzepocina, w którym miąższość czwartorzędu wynosi 272,5 m (Baraniecka, 1975).

Wpływ struktur solnych na rozwój wyniesień w rzeźbie terenu został rozpoznany również w innych częściach Wielkopolski i Kujaw. Dotyczy to struktury Góry i Inowrocławia (Molewski, 2007), a także Wapna i Damasławka (Bartkowski, 1965). Wał Wydartowski, ostaniec kolski czy garb Suchodębia to tylko niektóre formy rzeźby powiązane z aktywnością struktur solnych, tj. Mogilna, Ponętowa i Lubienia (Bartkowski, 1965; Stankowska, Stankowski, 1991; Roman, 2003).

8.7.2. Niecka szczecińska i blok Gorzowa

Andrzej Piotrowski

Rozpatrywany obszar obejmuje nieckę szczecińską, ograniczoną od północy pomorskim segmentem wału śródpolskiego oraz od południa blokiem Gorzowa (Wienholz, 1967; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979; Dadlez, 1980; Rühberg, 1997). W plejstocenie formy i osady pokrywy kenozoicznej były zaburzone przez pionowe i poziome naciski aktywnego, transgredującego lądolodu, przy znaczącym udziale ruchów glaciizostatycznych o charakterze blokowym (Liszkowski, 1992, 1993). Występujące tutaj struktury solne podlegały remobilizacji na skutek kontrastu obciążeń w strefie brzeżnej lądolodu (Piotrowski, 1999). Wielokrotne pojawienie się lądolodów w plejstocenie przyspieszało migrację soli z niecek do antyklin bardziej intensywnie niż na przykład z powodu transgresji morskich w przeszłych epokach geologicznych. Jako przykład można podać strukturę solną Zielonczyna (1) (fig. 29).

Wpływ struktur podłoża podkenozoicznego na rzeźbę powierzchni terenu i wykształcenie strukturalne osadów czwartorzędowych obserwuje się w różnej skali przestrzennej w odniesieniu do regionalnych i lokalnych jednostek tektonicznych (fig. 29–31). Jednostce strukturalnej I rzędu – niecce szczecińskiej – odpowiada Nizina Szczecińska; natomiast blokowi Gorzowa odpowiadają wyniesione wysoczyzny lodowcowe. W przypadku jednostek tektonicznych II rzędu istotny

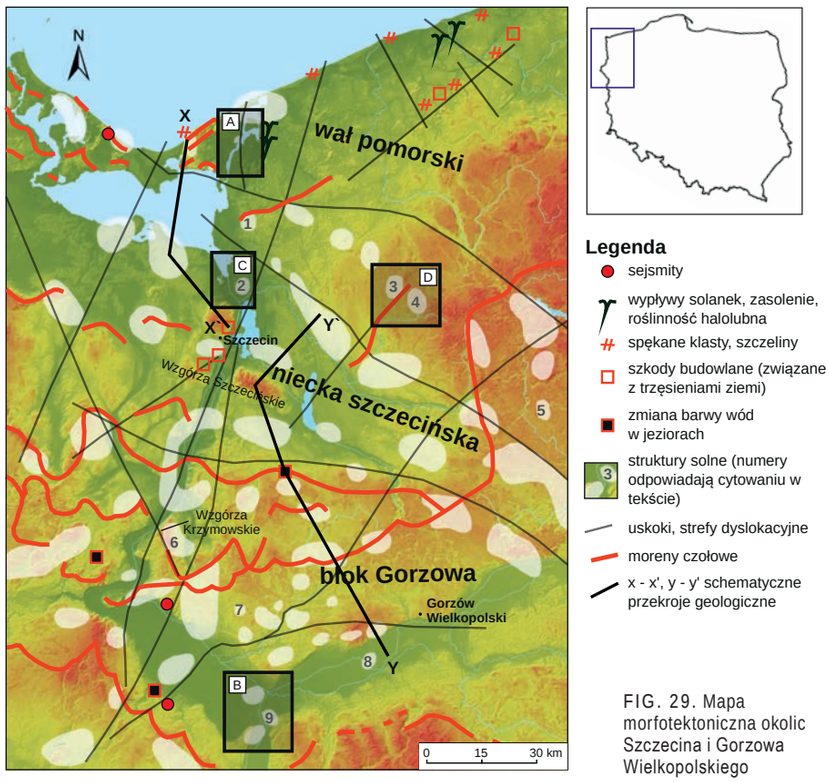


FIG. 29. Mapa morfotektoniczna okolic Szczecina i Gorzowa Wielkopolskiego

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

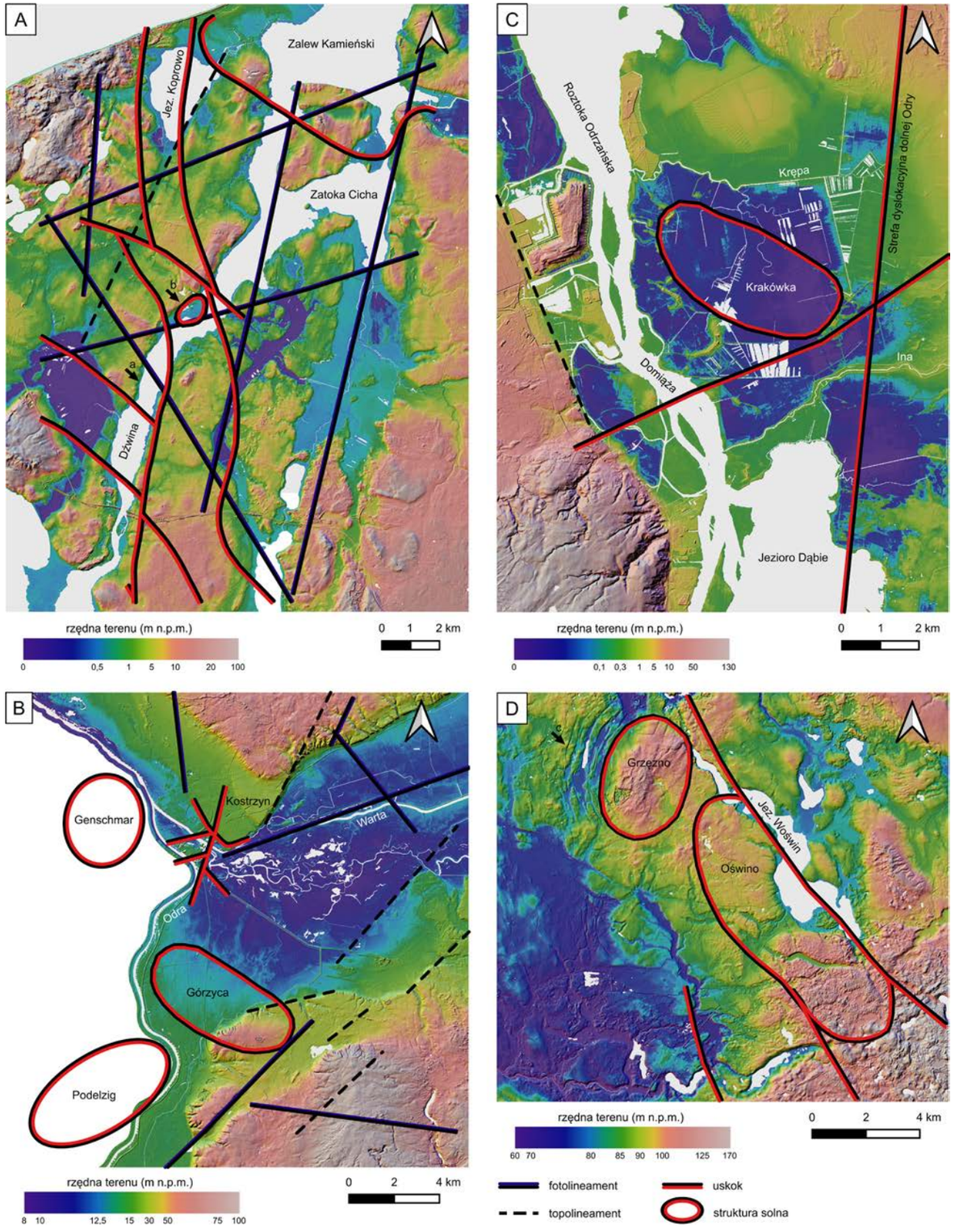


FIG. 30. Lokalne przykłady morfotektoniki. A topografia i hydrografia okolic Wolina; B układ koryt Odry i Warty oraz krawędzi wysoczyzn w okolicy Kostrzyna; C układ kopalnych koryt rzek względem antykliny Krakówka; D topografia i wody powierzchniowe a półprzebite słupy solne Grzęzna i Oświna. Fotolineamenty wg Doktóra i in. (1990). Topolineamenty czytelne w obrazach rzeźby terenu na podstawie danych LiDAR, nawiązujące do przebiegu fotolineamentów. Objaśnienia strzałek na figurach A i D w tekście

wpływ mają strefy dyslokacyjne ograniczające bloki podłoża podkenozoicznego. Do przebiegu tych stref nawiązują skłony powierzchni podczwartorzędowej, np. na granicy pomorskiego segmentu wału śródpolskiego z niecką szczecińską. W podobny sposób skorelowane są strefy zwiększonej miąższości osadów czwartorzędu nad strefą dyslokacyjną Rostok–Gramzow–Pyrzyce–Krzyż. Warto też wspomnieć o obniżeniu doliny dolnej Odry, którego topografia wpływała na przebieg kilku zlodowaceń (Piotrowski, 1999; Kurzawa, 1999, 2004). W wielu miejscach zauważa się mniej lub bardziej zgodny przebieg moren czołowych względem jednostek III-go rzędu, tj. struktur solnych. Wody powierzchniowe, a także związane z nimi obniżenia dolinne i paleokoryta, wykazują zgodność z ukierunkowaniem uskoków i lineamentów (fig. 29, 30A–C). Podobną zgodność obserwuje się w topografii okolic Wolina. Na uwagę zasługuje wyraźne ukierunkowanie rynny subglacjalnej Dziwny (fig. 30A – strzałka a) i ozu wolińskiego, co można wiązać z aktywnością strefy dyslokacyjnej Kamienia Pomorskiego. Ruchy pionowe były przyczyną spłycenia południowego i środkowego odcinka rynny subglacjalnej Dziwny. W przypadku struktury solnej Jarzębowa jej mobilizacja miała wpływ na przebieg zachodniego brzegu tej rynny (fig. 30A – strzałka b). Spiętrzenia glacitektoniczne w obrębie wzgórz morenowych fazy wolińskiej podścielone są antyklinami ze strukturami solnymi w jądrze. Z kolei południowy skraj wyspy Wolin przebiega zgodnie z uskokiem Stralsund–Świnoujście–Drawsko. Wyniesiony strop mezozoiku (jury) do rzędnej 5,0 m n.p.m. w SW narożu wyspy kontrastuje ze stropem kredy na rzędnej 70,0–160,0 m p.p.m. w podłożu Zalewu Szczecińskiego. Rozpoznane struktury solne, niekiedy z ropą i gazem, w okolicy Zielina (7), Krzymowa (6), Dominikowa (5) (fig. 29), Górzycy (9) (fig. 29, 30B) i Jenina (8) (fig.

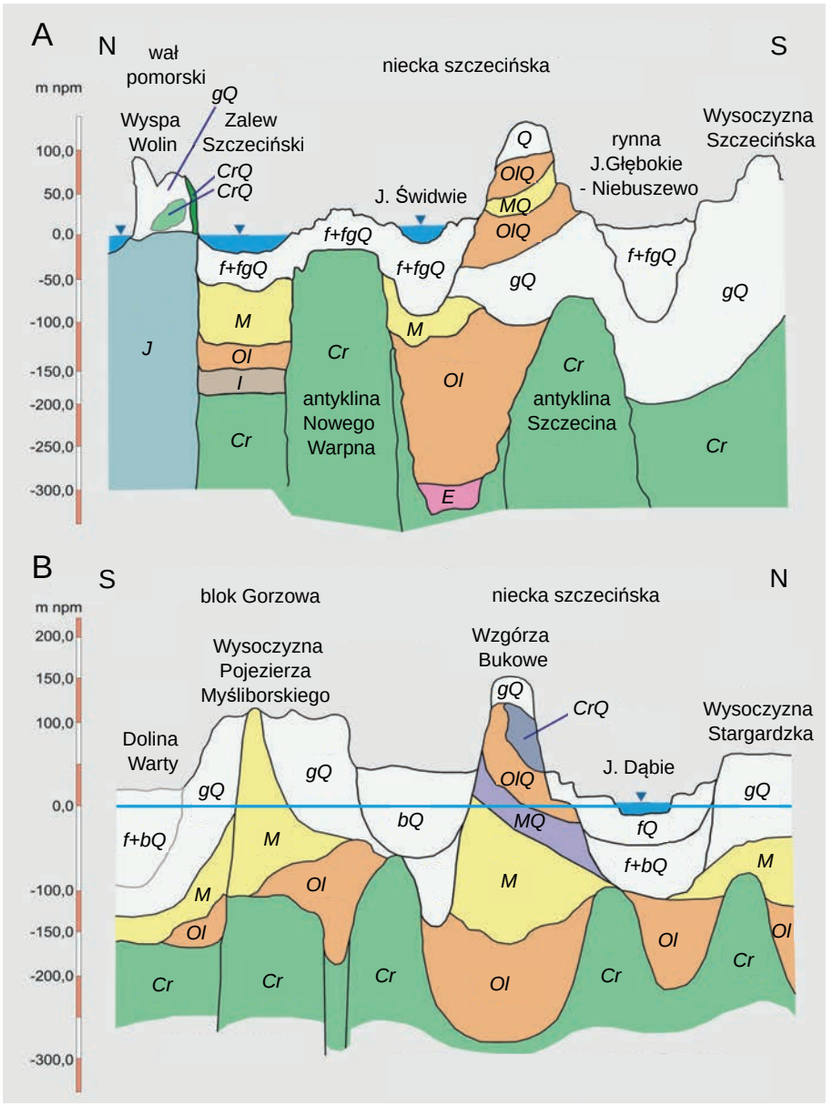


FIG. 31. Schematyczne przekroje geologiczne (lokalizacja na fig. 29). A przekrój wzdłuż linii X–X` Międzyzdroje–Szczecin; B przekrój wzdłuż linii Y`–Y Gorzów–Goleniów. Objaśnienia skrótów odnośnie do wieku i genezy dominujących osadów czwartorzędowych: Q – czwartorzęd; f+b – rzeczne i zastoiskowe; f – rzeczne; f+fg – rzeczne i wodnolodowcowe; g – głównie lodowcowe. Skróty użyte dla osadów starszych od czwartorzędu: M – piaski jeziorne z węglem brunatnym miocenu; OL – iłowce morskie eocenu; E – iły morskie eocenu; Cr – wapienie i margle kredowe J – piaskowce i iłowce jury; CrQ – porwaki osadów kredowych w obrębie osadów czwartorzędowych; OLQ – porwaki osadów oligocenu w obrębie osadów czwartorzędowych; MQ – porwaki osadów kredowych w obrębie osadów czwartorzędowych. Oznaczenia dla stref dyslokacyjnych: s.d. P–K – Pyrzyce–Krzyż; s.d. św.– Dr – Świnoujście–Drawsko

29), Grzęzna (3) i Oświna (4) (fig. 29, 30D) oraz Krakówka (2) (fig. 29, 30C), zaznaczają się w rzeźbie terenu w postaci lokalnych łagodnych wyniesień na powierzchni wysoczyzny morenowej, sandru lub tarasów rzecznych. Na uwagę zasługuje układ półkolistych w planie i koncentrycznych wydłużonych obniżeń w rzeźbie terenu, zlokalizowanych na przedłużeniu struktury solnej Oświna w kierunku NW (Piotrowski i in., 2024; fig. 30D – strzałka c). Niewykluczone, że formy te, ze względu na geometrię, jak i związek z tektoniką podłoża, powstały na skutek horyzontalnej naskórkowej ekstensji (Hardt i in., 2021; Szuman-Kalita i in., 2024). Dodatkowo struktury solne wpływają na gęstość i układ sieci rzecznej. Antykliny w okolicy Szczecina były miejscem zakorzenienia struktur glacitektonicznych Wzgórz Szczecińskich i Wzgórz Krzymowskich (fig. 29). Ciekawym przykładem oddziaływania struktur solnych na rzeźbę terenu jest słup solny Zielonczyna (1). Przebija on młodsze osady węglanowe mezozoiku; tym samym istniały tutaj warunki dla lokalnego przepływu ciepła geotermalnego do podstawy lądolodu w jego strefie marginalnej. Na skutek zwiększonego tutaj topnienia lodu lodowcowego doszło do rozwoju przetainy lodowej, a następnie formy kemowej (Piotrowski, 2007a; fig. 29). Warto zaznaczyć, że jest to pojedyncza forma występująca w obrębie rozległej równiny sandrowej.

Analizując generalny układ ciągów czołowomorenowych subfaz stadiału pomorskiego zlodowacenia wisły, można wskazać na ich przestrzenny związek z przebiegiem stref antyklinalnych podłoża podkenozoicznego (Piotrowski, 1991, 2007a; fig. 29). Podobne relacje przestrzenne były opisywane z sąsiedniej Meklenburgii (Reicherter i in., 2005; Sirocko i in., 2008). Obecność lądolodu była niewątpliwie zależna od warunków klimatycznych, jednak geometryczny zarys jego krawędzi oraz kształt powierzchni spągowej były silnie uwarunkowane morfologią i strukturą podłoża (fig. 29). Warto odnotować, że wpływ struktur podłoża podkenozoicznego na procesy erozji i akumulacji miał miejsce nie tylko podczas glacjałów i interglacjałów, ale zachodził również w czasach historycznych i występuje współcześnie. Odnotowywane historyczne trzęsienia ziemi miały skutki w postaci spękanych klastów, sejsmitów, spękań gruntu, katastrof budowlanych czy też zmiany barw wód w jeziorach (fig. 29; Piotrowski, 2007b; Tokarski i in., 2017). Dodatkowo należy wspomnieć o przejawach występowania radonu i zasoleń w osadach, a także o występowaniu roślinności halolubnej, wypływach solanek oraz o zróżnicowanym lokalnie strumieniu cieplnym Ziemi (Dowgiałło, 1965; Schiewe i in., 2017; fig. 29). Ważną rolę w ocenie najmłodszej aktywności tektonicznej podłoża podkenozoicznego miała analiza pionowych ruchów skorupy ziemskiej na podstawie starych map topograficznych (Schoeneich, 1962; Piotrowski, 2007a), niwelacji precyzyjnej oraz zobrazowań radarowych SAR (Cacoń i in., 2017). Wszystko to wskazuje na bezpośredni lub pośredni związek ze strukturami podłoża. Współcześnie zachodzące powiązania procesów morfologicznych z podłożem nazwać można „żywą morfotektoniką" – ang. *living morphotectonics* (Piotrowski, 2007a).

8.7.3. Przykłady z Warmii, Mazur i Suwalszczyzny

Leszek Marks

W podziale neotektoniczno-strukturalnym północno-wschodnia Polska odpowiada w większości obszarowi syneklizy bałtycko-białoruskiej, która podlegała subsydencji od początku oligocenu, a miejscami także późniejszemu wynoszeniu (Karabanov, Schwab, 1997). Czwartorzędowe ruchy tektoniczne w północno-wschodniej Polsce są zasadniczo przedłużeniem epejrogenezy alpejskiej, zaznaczonej kierunkami tektonicznymi NW–SE i NE–SW (Ber, 2000). Były to ruchy długotrwałe, związane z budową geologiczną i planem tektonicznym prekambryjskiego fundamentu krystalicznego, które spowodowały uformowanie głównych elementów powierzchni podłoża czwartorzędu (por. fig. 32). Wpływ ruchów tektonicznych na ukształtowanie powierzchni tego terenu zaznaczył się często w taki sposób, że wyniosłości i obniżenia tektoniczne odpowiadają obszarom odpowiednio największych wyniesień i obniżeń neotektonicznych (Gudelis, 1960,

1981; Rühle, 1967, 1973; Ber, 1974, 1989; Kociszewska-Musiał, 1978; Kubicki, Ryka, 1982; Marks, 1988). Może to świadczyć, że w czwartorzędzie aktywizowały się, a nawet powstawały strefy rozłamów i nieciągłości tektonicznych, prawdopodobnie częściowo wywołanych przez powtarzające się epizody glaciizostazji.

Na obszarze północno-wschodniej Polski reaktywacji istniejących uskoków i ewentualnemu tworzeniu nowych w czwartorzędzie sprzyjały transgresje i recesje lądolodów plejstoceńskich, inicjujące ruchy glaciizostatyczne o zmiennym tempie i kierunku, zależnie od rozłożenia mas lodowych. Plan strukturalny podłoża osadów czwartorzędu, w tym położenie dyslokacji nieciągłych, mógł wpływać w interglacjałach na usytuowanie dolin rzecznych (por. fig. 33), a w czasie zlodowaceń – na zasięg lądolodu (Halicki, Olczak, 1953) oraz powstawanie spękań w lądolodzie; a więc mógł determinować położenie rynien subglacjalnych, ozów i form szczelinowych (Ber, 2009). W rekonstruowaniu przebiegu powstawania takich form należy jednak uwzględniać dynamicznie zmieniającą się paleogeografię w czasie zlodowacenia, spowodowaną przez migrujące na przedpolu lądolodu wybrzuszenie glaciizostatyczne.

Niektóre przejawy reaktywacji starszych uskoków w czwartorzędzie mogą być odzwierciedlone w rzeźbie powierzchni terenu północno-wschodniej Polski (fig. 34), co w analizie zdjęć satelitarnych stanowi uzasadnienie dla wyznaczania fotolineamentów (Kubicki, Ryka, 1982; Bażyński i in., 1984; Doktór i in., 1990; Graniczny, 1998).

Wykorzystanie badań geofizycznych umożliwiło znaczne wzbogacenie modelu budowy geologicznej opartej na interpretacji profili wierceń i dostarczyło istotnych informacji o dyslokacjach nieciągłych, w tym także będących efektem ruchów tektonicznych w czwartorzędzie północno-wschodniej Polski (Morawski, 2009a). Uskoki w głębszym podłożu zwykle podlegały odnowieniu w wyniku glaciizostazji w czasie transgresji lądolodu skandynawskiego i sprzyjały powstawaniu deformacji glacitektonicznych. W rejonie Biskupca na Warmii glaciizostazja w strefie interlobalnej lądolodu w czasie zlodowacenia wisły spowodowała występowanie na przemian blokowych ruchów obniżających i wypiętrzających, które objęły całą sekwencję osadów kenozoicznych, na co wskazuje duże zagęszczenie uskoków (fig. 35). Glaciizostazja miała prawdopodobnie również wpływ na powstanie uskoków, sięgających również głębiej, aż do podłoża krystalicznego (Morawski, 2009a).

Interpretacja dyslokacji nieciągłych i deformacji glacitektonicznych na podstawie badań sejsmicznych umożliwiła przedstawienie podstawowych elementów modelu budowy geologicznej północno-wschodniej Polski. W niektórych przypadkach koincydencja obu typów tych struktur zdaje się wskazywać, że występowanie uskoków w podłożu może inicjować powstawanie łusek glacitektonicznych (fig. 32, 36). Nie wyklucza to jednak również odwrotnej współzależności, czyli powstawania uskoków w podłożu wskutek odkłuwania pakietów osadów w czasie deformacji glacitektonicznych (fig. 37).

Amplituda podnoszenia tektonicznego w czwartorzędzie w północno-wschodniej Polsce jest szacowana na 50–150 m (Rühle, 1973), osiąga jednak mniejszą wartość w najbardziej północnej części tego regionu, który lokalnie mógł nawet podlegać subsydencji wynoszącej do 50 m (Zuchiewicz i in., 2007). Ruchy tektoniczne i powstawanie uskoków w czwartorzędzie nie zachodziły jednostajnie w północno-wschodniej Polsce (Mojski, 1991), natomiast ich intensywność zwiększała się w czasie rozwoju i zaniku lądolodów plejstoceńskich (Kociszewska-Musiał, 1978; Ostaficzuk, 1981). Obecnie obszar ten ma podlegać obniżaniu w tempie 1–3 mm rocznie (Zuchiewicz i in., 2007).

8.7.4. Wyżyna Lubelska i Roztocze

Teresa Brzezińska-Wójcik

Wyżyna Lubelska i Roztocze należą do różnych części dużych jednostek strukturalnych podłoża, warunkujących ich rzeźbę, często związaną z tektoniką. Od niej zależały niekiedy miąższość osadów i procesy zachodzące w czwartorzędzie.

Głównymi elementami rzeźby przedczwartorzędowej regionów, uwarunkowanymi litologiczno-strukturalnymi cechami podłoża geologicznego, są wzniesienia o genezie zrębowej, np. Wyniosłość Giełczewska i Równina Bełżycka na Wyżynie Lubelskiej oraz zrąb Huty Różanieckiej na Roztoczu. Na wyżynie są one rozdzielone wąskimi i głębokimi rynnami/dolinami, nawiązującymi do uskoków mezo-kenozoicznych, i kotlinami o cechach polji krasowych, np. kotlina Pawłowa. Podobnie na Roztoczu wzniesienia oddzielone są linijnymi paleodepresjami o cechach rowów/półrowów tektonicznych, np. Tanwi – między Narolem i Rebizantami, Wieprza – między Zwierzyńcem i Krasnobrodem, lub struktur typu *pull-apart*, np. kotlina Podlesia (fig. 38). Nie można wykluczyć, że omawiane formy rzeźby przedczwartorzędowej zostały przekształcone na skutek erozji glacjalnej.

Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej na wyżynie zmieniają się od 35 m (w dolinie Wolicy) do 75–100 m (odpowiednio, w dolinach Wieprza i Giełczwi). Na Roztoczu oscylują one od 50 m (w dolinie Sołokiji) do 80–100m (odpowiednio, w południkowych paleodolinach Wieprza i Gorajca). Powierzchnia podczwartorzędowa wyżyny jest pochylona w dwóch kierunkach w odniesieniu do paleodoliny Bystrzycy – ku zachodowi (na zachód od paleodoliny) oraz ku wschodowi (na wschód od paleodoliny). Z kolei na Roztoczu powierzchnia podczwartorzędowa jest pochylona ku SW w zachodniej i środkowej jego części oraz ku wschodowi – w części wschodniej (Dobrowolski, 1998; Maruszczak, 2001; Brzezińska-Wójcik, 2013).

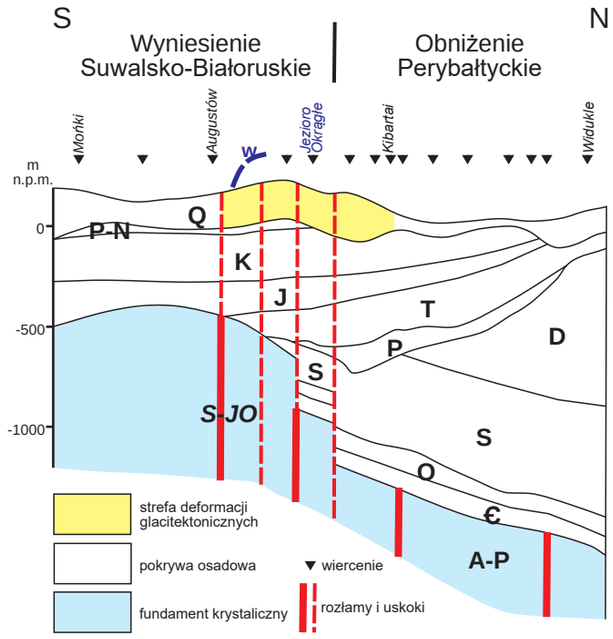


FIG. 32. Schematyczny przekrój geologiczny przez północno-wschodnią część Polski i zachodniej Litwy wg Bera (2000), zmodyfikowano. A-P – archaik i proterozoik; € – kambr; O – ordowik; S – sylur; D – dewon; P – perm; T – trias; J – jura; K – kreda; P-N – paleogen i neogen; Q – czwartorzęd; S-JO – nieciągłość tektoniczna Szczytno–Jezioro Okrągłe; w – zasięg maksymalny lądolodu zlodowacenia wisły

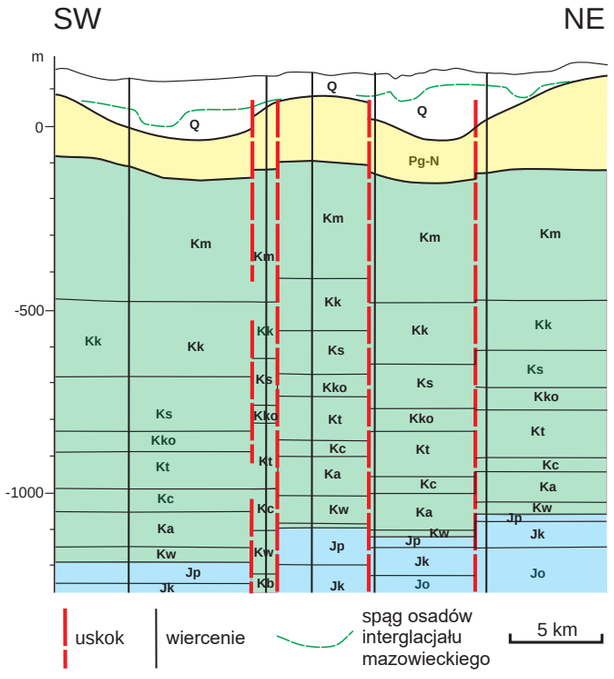


FIG. 33. Przekrój geologiczny w rejonie Żuromina na północnym Mazowszu wg Marks (1988), zmodyfikowano. Stratygrafia: Q – czwartorzęd; Pg-N – paleogen-neogen; kreda: Km – mastrycht, Kk – kimeryd, Ks – santon, Kko – koniak, Kt – turon, Kc – cenoman, Ka – alb, Kw – walanżyn-hoteryw, Kb – berias; jura: Jp – portland, Jk – kimeryd, Jo – oksford

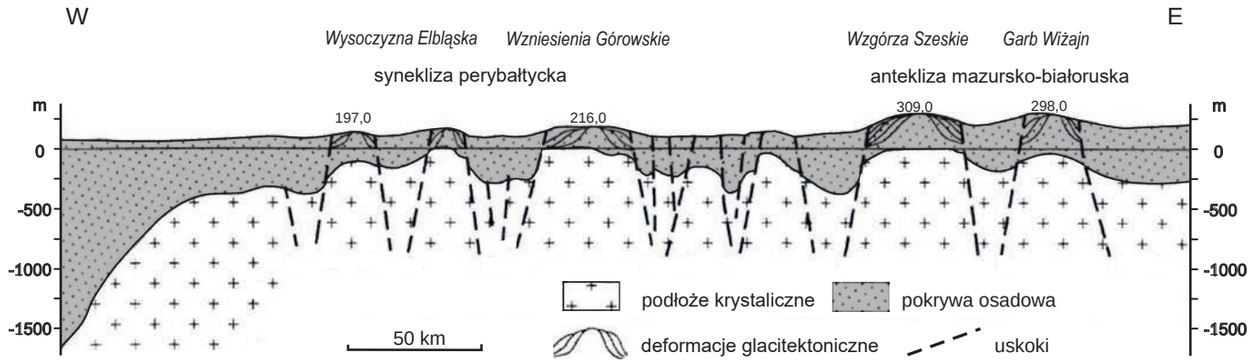


FIG. 34. Schematyczny przekrój geologiczny pomiędzy doliną dolnej Wisły a Pojezierzem Suwalskim wg Bera (2009), zmodyfikowano

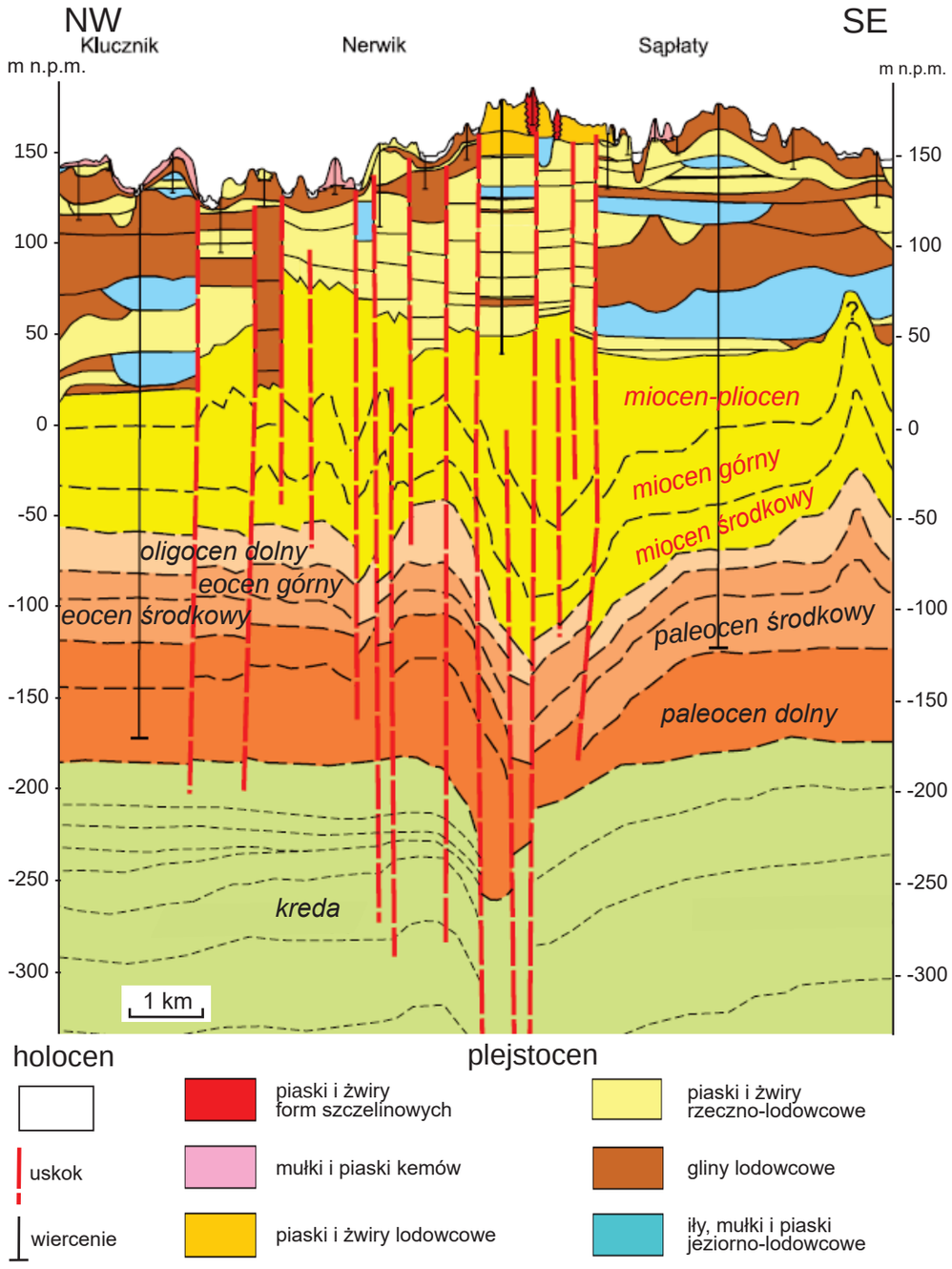


FIG. 35. Przekrój geologiczny strefy interlobalnej lądolodu zlodowacenia wisły na Warmii w rejonie Biskupca, zinterpretowany przez Morawskiego (2009a) na podstawie badań geologicznych i geofizycznych (głównie profilowania geoelektrycznego), nieco zmodyfikowane

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

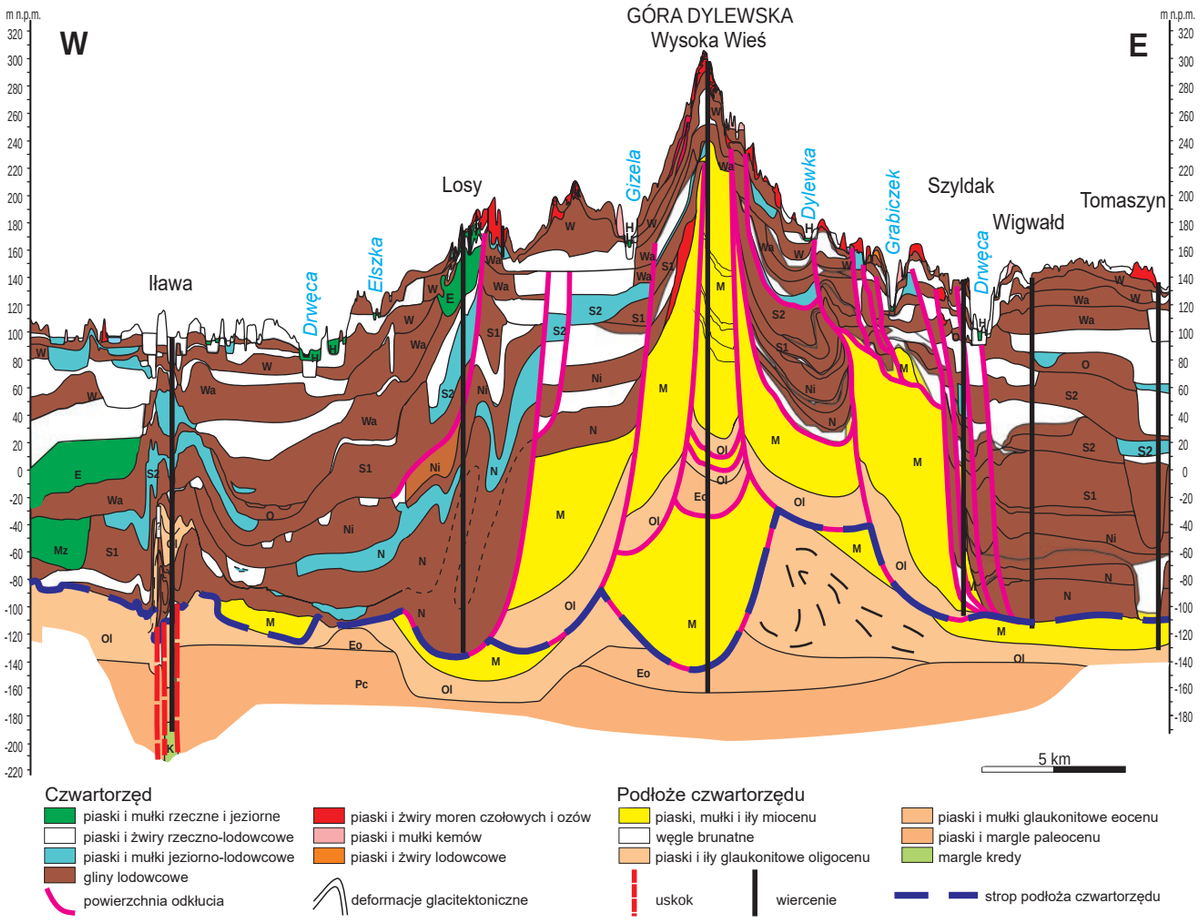


FIG. 36. Uproszczony przekrój geologiczny przez centralną część Garbu Lubawskiego Góra Dylewska, wg Słodkowskiej, Gałązki (2015) i Marksa (2018), zmodyfikowane. Stratygrafia: H – holocen; zlodowacenia: W – wisły, O – odry (Wa – stadiał warty), S2 – sanu 2, S1 – sanu 1, Ni – nidy, N – narwi; interglacjały: E – eemski, Mz – mazowiecki; M – miocen; Ol – oligocen; Eo – eocen; Pc – paleocen; K – kreda

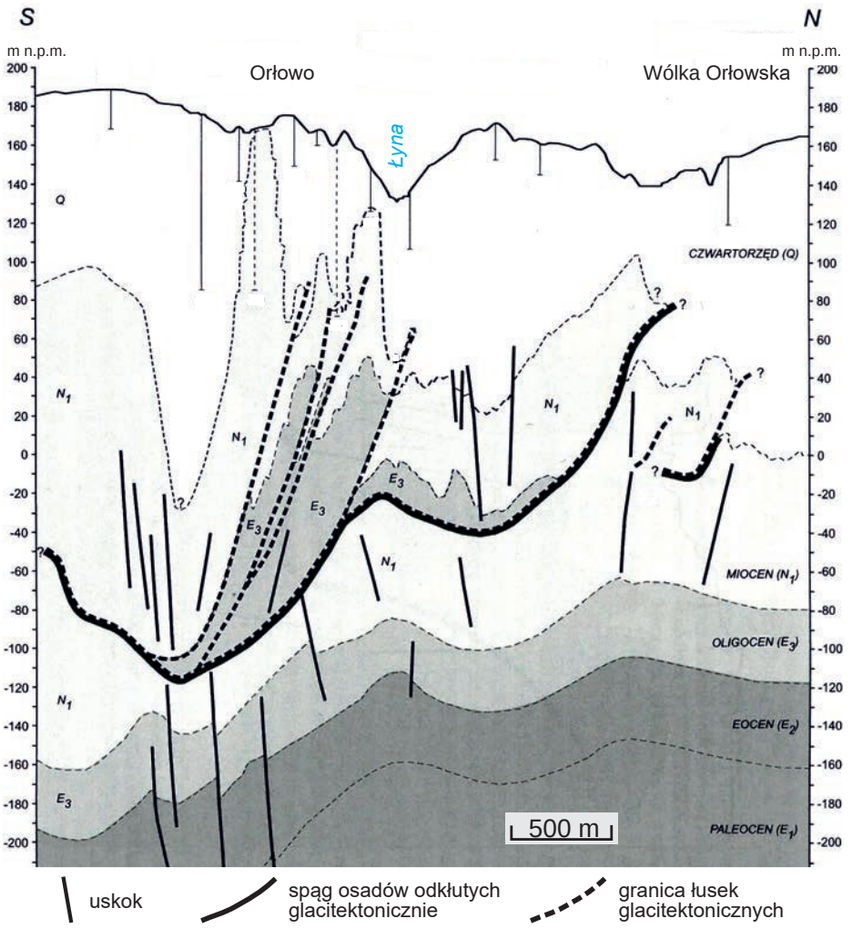


FIG. 37. Przekrój geologiczny przez dolinę Łyny w rejonie Orłowa na S od Nidzicy wg Morawskiego (2004a), zmodyfikowano; dyslokacje nieciągłe i deformacje glacitektoniczne zinterpretowane na podstawie badań sejsmicznych

8

Rozwój tektoniczny Polski pozakarpackiej w kenozoiku

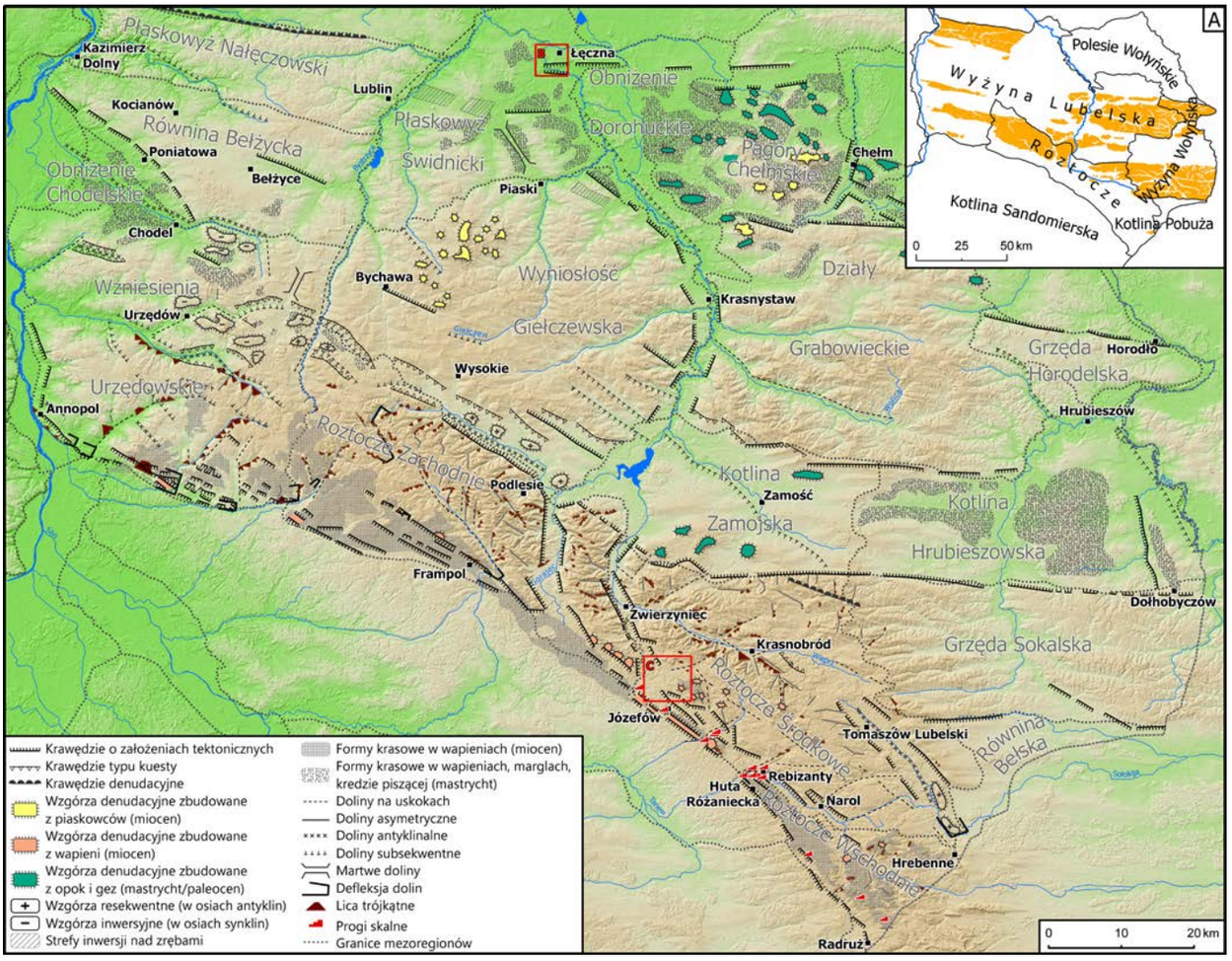


FIG. 38. Główne elementy rzeźby nawiązujące do cech tektoniki Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Opracowano na podstawie Maruszczaka (1972), Harasimiuka (1980), Brzezińskiej-Wójcik (2013), Dobrowolskiego i in. (2014), zmodyfikowano. A makroregiony wg Solona i in. (2018), zasięg lessu wg Gawrysiaka, Kociuby (2023); B, C lokalizacja przekrojów zaprezentowanych na figurze 39. Opracowanie graficzne Ł. Chabudziński

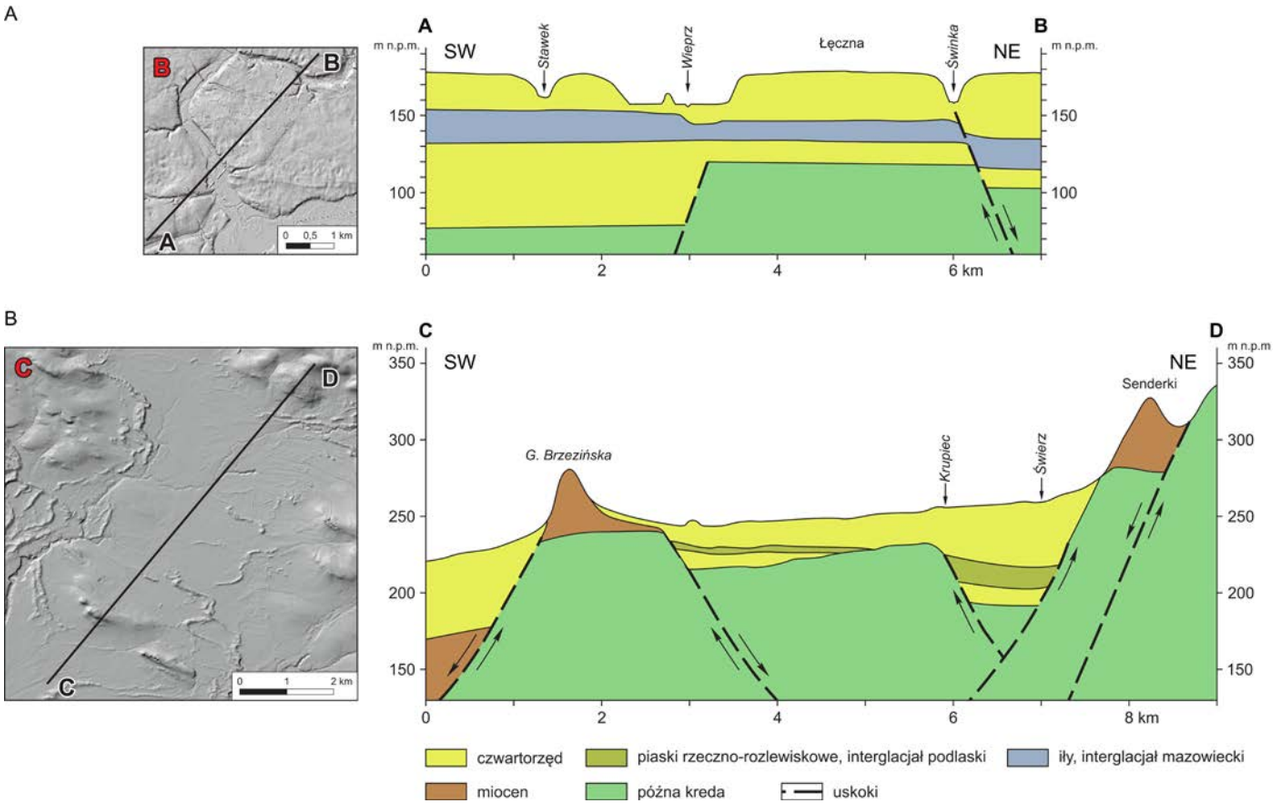


FIG. 39. Przekroje geologiczne dokumentujące zależność miąższości i pozycji osadów czwartorzędowych od cech tektoniki podłoża. A przekrój podłużny przez kopalną dolinę rzeki Stawek. Opracowano na podstawie Harasimiuka, Henkla (1981) zmodyfikowano. B przekrój poprzeczny przez południową część zapadliska Zwierzyńca. Opracowano na podstawie Kurkowskiego (1993) zmodyfikowano. Lokalizacje przekrojów geologicznych są przedstawione na modelach DEM o rozdzielczości pięciu metrów, pozyskanych z publicznie dostępnych zasobów Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii. Opracowanie graficzne K. Łoboda

Cechy pokrywy czwartorzędowej na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu

Miąższość utworów czwartorzędowych na Wyżynie Lubelskiej jest zróżnicowana i w znacznym stopniu uwarunkowana tektoniką. Maksymalną (115 m) na wyżynie miąższość czwartorzędu i najniższe położenie powierzchni podczwartorzędowej (65 m n.p.m.) notuje się na Płaskowyżu Świdnickim w paleodolinie Stawka (fig. 38B, 39A). W jej poszczególnych odcinkach różne jest położenie tej paleopowierzchni uwarunkowane tektoniką, którą dokumentuje też zróżnicowana miąższość niektórych serii osadów czwartorzędowych. Skutki wielokrotnego glacjalnego obciążania i odciążania (glaciizostazja), oprócz procesów erozyjno-akumulacyjnych, widoczne są także w paleodolinie Wisły. W wielu zapadliskach tektonicznych na różnych poziomach zachowały się osady preglacjalne, np. w paleodolinie Wieprza koło Krasnegostawu w północnej części Działów Grabowieckich. Podobnie jest w innych paleoformach uwarunkowanych tektoniką, np. w paleodolinie Plizina zachowały się gliny zwałowe zlodowacenia nidy na Płaskowyżu Nałęczowskim, a w paleoceńskim rowie Kocianowa – gliny zwałowe zlodowacenia odry na Równinie Bełżyckiej. Niezależne od tektoniki są rozległe pokrywy akumulacyjne lessu (fig. 38A), czasem o miąższości do 30 m. Ze zlodowaceniem wisły związane są lessy na Działach Grabowieckich i Grzędzie Sokalskiej, zaś z warunkami peryglacjalnymi zlodowacenia warty – te na Płaskowyżu Nałęczowskim (Maruszczak, 1972, 2001; Harasimiuk, 1975; Harasimiuk, Henkiel, 1976; Reder, 2004; Harasimiuk i in., 2007).

Na Roztoczu utwory czwartorzędowe są mniej zróżnicowane litologicznie niż na Wyżynie Lubelskiej, mają też mniej zróżnicowaną miąższość uwarunkowaną tektoniką podłoża. Przykładami są paleodoliny Tanwi, Wieprza (po 50 m) i Gorajca (70 m), nawiązujące do rowów tektonicznych. W najniżej położonych ich częściach (zapadliska Narola, Zwierzyńca) zachowały się najstarsze osady – preglacjalne. W dolinach tych, na różnych poziomach hipsometrycznych, uwarunkowanych tektoniką, zachowały się wodnolodowcowe utwory sanu, odry, warty, a także rzeczne i jeziorne interglacjałów podlaskiego, mazowieckiego, ferdynandowskiego, lubelskiego, eemskiego. Przykładem różnej miąższości osadów, uwarunkowanej antytetycznym dźwiganiem/obniżaniem podłoża, jest południowa część zapadliska Zwierzyńca (fig. 38C, 39B). Niezależne od tektoniki są rozległe pokrywy akumulacyjne lessu (fig. 38A) ze zlodowaceń odry, warty i wisły – typowe w zachodniej i wschodniej części Roztocza (fig. 38A) oraz piaski eoliczne (pokrywowe i w wydmach) w dnach dolin i na zboczach w środkowej jego części (Buraczyński, 1993, 1997; Superson, 1996).

Formy rzeźby terenu uwarunkowane tektoniką na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu

Morfogeneza współczesnych form rzeźby terenu na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu w sposób czytelny nawiązuje do tektoniki i litologii kompleksu późnokredowo-neogeńskiego (Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980; Buraczyński, 1997; Dobrowolski, 1998; Brzezińska-Wójcik, 2013).

Odzwierciedleniem nierównomiernych ruchów pionowych skorupy ziemskiej jest południowo-zachodnia strefa krawędziowa Wyżyny Lubelskiej oraz niektóre krawędzie, wyznaczające granice subregionów. Ze strefami tektoniki nieciągłej związane są główne doliny (m.in. Wisły, Wieprza) oraz niektóre doliny asymetryczne (np. dolnej Bystrzycy). Ponadto typowe są inwersyjne formy rzeźby terenu – zwłaszcza w pasie od wschodniej części Obniżenia Chodelskiego na zachodzie, przez Wyniosłość Giełczewską i północno-wschodnią część Wzniesień Urzędowskich oraz dolinę Poru, po Kotlinę Zamojską na wschodzie. Pojedyncze wzgórza zachowały się w osiach synklin mezozoicznych we wschodniej części Obniżenia Chodelskiego oraz północno-wschodniej części Wzniesień Urzędowskich, zaś grzbiety antyklinalne lub półzrębowe (resekwentne wzgórza) – na wypreparowanych twardszych odmianach opok późnej kredy w jądrze antykliny – w północno-wschodniej części Wzniesień Urzędowskich oraz w dolinie Poru (fig. 38). Nawiązują one do struktur antyklinalnych późnej kredy, utworzonych jako naduskokowe w odniesieniu do podłoża paleozoicznego. Cechy wzgórz uwarunkowane są także zróżnicowanym tempem denudacji: odpowiednio bardzo słabo zdiagenezowanej kredy piszącej, miękkich margli i odpornych opok późnej kredy. Inwersyjne wzgórza z opok późnej kredy, nadbudowanych cienkim kompleksem skał miocenu, wyróżniają Wyniosłość Giełczewską. Ich geneza jest związana z tektoniką nieciągłą i podnoszeniem osiowej części synklinorium lubelskiego, a także tempem denudacji opok i margli późnej kredy oraz piaskowców i wapieni miocenu. Inne elementy (strefy inwersji nad zrębami), związane z tektoniką nieciągłą, typowe są na Płaskowyżu Świdnickim. Założenia tektoniczne mają również młode, średnio- i małoskalowe doliny lub ich fragmenty oraz linijne depresje krasowe. Formy krasowe, rozwinięte w marglach i kredzie piszącej, występują na Pagórach Chełmskich oraz w Obniżeniu Chodelskim, zaś w wapieniach miocenu – wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Neotektonicznie uwarunkowane są wielkoskalowe elementy rzeźby – m.in. przełomowy odcinek doliny Wieprza pomiędzy Łęczną a Izbicą (Jahn, 1956; Harasimiuk i in., 1971; Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980; Dobrowolski, 1998; Dobrowolski i in., 2014).

Na Roztoczu do form rzeźby uwarunkowanych tektoniką nieciągłą należą zasadnicze krawędzie obramowujące region, główne i przełomowe doliny rzeczne oraz kotliny. Czynnik ten najbardziej czytelny jest w południowo-zachodniej strefie krawędziowej regionu, składającej się z progu zewnętrznego, zorientowanego NW–SE, podkreślonego w krajobrazie wzgórzami rzębowymi (fig. 38). Dwie tego typu krawędzie – zewnętrzna i wewnętrza – przedzielone obniżeniem związanym z mezo-kenozoicznym rowem tektonicznym (padół Józefowa), zaznaczają się na Roztoczu Środkowym. Do stref uskokowych nawiązują doliny przełomowe (Białej Ładу, Szumu, Sopotu, Tanwi, Dublenia) rozcinające południowo-zachodnią strefę krawędziową. Z zasięgiem zapadlisk tektonicznych w skałach górnej kredy związane są kotliny (np. górnego Wieprza, Zwierzyńca). Istotną rolę w ujawnianiu strukturalnych cech rzeźby Roztocza mają neogeńskie pionowe i poziome ruchy skorupy ziemskiej. Do najistotniejszych jej przejawów, głównie pośrednich, należą: progi skalne w korytach rzek (Szumu, Sopotu, Tanwi) w strefie podnoszonej wzdłuż uskoku, w której następuje wzrost spadku podłużnego koryta rzeki, co powoduje silniejszą erozję wgłębną, prowadzącą do uwydatnienia różnic litologiczno-strukturalnych w skalno-aluwialnym korycie rzeki; doliny asymetryczne, w których jedno ze zboczy jest skarpą uskokową z czytelnymi licami trójkątnymi; pierzaste układy dolin (Poru, Białej Ładу, Komodzianki) uformowanych przez erozję liniową, która ujawniła system uskoków kulisowych tworzących się nad parą udokumentowanych dyslokacji przesuwczych w podłożu; defleksje dolin i koryt rzecznych (Branwi, Białej Ładу) na Roztoczu Zachodnim; załamania podłużnych profili rzek (Sopot, Tanew) i wypukłe profile podłużne den dolin (Białej Ładу) przecinających poprzecznie uskoki brzeżne; grzbiety zagradzające; doliny wciosowe, zwłaszcza na Roztoczu Wschodnim. Litologią i strukturą skał późnej kredy i miocenu są uwarunkowane elementy rzeźby w różnej skali – od wzgórz ostańcowych, przez formy krasowe (jaskinie, werteby, leje, kominy, kieszenie, mikroformy na powierzchniach skałek), po pojedyncze skałki (Jahn, 1956; Maruszczak, Wilgat, 1956; Harasimiuk, 1980; Buraczyński, 1997; Brzezińska-Wójcik, 2013).

LITERATURA

Adamovič J., Coubal M., 1999. Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. GeoLines, 9: 5–14.

Aizberg R., Garetzky R.G., Karabanov A.K., Kockel F., Levkov E.A., Ludwig A.O., Lykke-Andersen H., Ostaficzuk S., Palijenko V., Schwab G., Sliaupa A., Stackebrandt W., 2001. Neotectonic structural subdivision (Beginning of Oligocene until the Recent), Map Number 8. Neogeodynamica Baltica Project number 346. Supplement to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8. Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–753.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Alexandrowicz S.W., 1963. Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. Prace Instytutu Geologicznego, 39: 1–147.

Andeweg B., 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields. Netherlands Research School of Sedimentary Geology, Amsterdam.

Badura J., 1999. The influence of Cainozoic tectonic movements on geomorphological development of the Niemcza-Strzelin Hills. Quaternary Studies in Poland, Special Issue: 219–225.

Badura J., Przybylski B., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Skoroszyce (781). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 1997. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Nysa (904). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 1999. Examples of young tectonic activity from the Sudetic Foreland, SW Poland – application of condensed contour map. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka. Geotermia, 38: 38–45.

Badura J., Przybylski B., 2000. Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 2002. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Biała (905). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Literatura

Badura J., Przybylski B., 2004a. Dolnośląska formacja bazaltowa. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia cz. 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 161–168. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., 2004b. Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 43–61.

Badura J., Przybylski B., 2004c. Formacja poznańska. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia cz. 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Badura J., Przybylski B., 2016. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Opole Północ (840). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005. New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 2: 7–15.

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.

Badura J., Przybylski B., Świętnicka-Goldstein E., Mydłowski A., 2007a. Rozpoznanie budowy geologicznej poziomu kenozoicznego w rejonie składowiska Żelazny Most. Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., Tokarski A., Świerczewska A., 2007b. Tarasy rzeczne Nysy Kłodzkiej oraz plejstoceńskie drobne struktury tektoniczne w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego i przełomu bardzkiego w Janowcu. Przegląd Geologiczny, 55: 228–235.

Badura J., Zuchiewicz W., Štěpáńčíková P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007c. The Sudetic Marginal Fault: A young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 7–29.

Badura J., Przybylski B., Ciszek D., 2021a. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Trzebnica (727). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., Ciszek D., 2021b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Trzebnica (727). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Baraniecka M.D., 1975. Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 288: 5–97.

Bartkowski T., 1965. O roli halotektoniki w ukształtowaniu powierzchni Niziny Wielkopolskiej na przykładzie Wału Wydartowskiego pod Mogilnem (Wysoczyzna Gnieźnieńska). Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 1: 124–128.

Bażyński J., Doktór S., Graniczny M., 1984. Mapa fotogeologiczna Polski, interpretacja geologiczna, 1:1 000 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Becker A., 1993. An attempt to define a “neotectonic period” for central and northern Europe. Geologische Rundschau, 82: 67–83.

Belzyt S., Pisarska-Jamroży M., 2017. W jaki sposób badać sejsmity? Przegląd metod badawczych. Acta Geographica Lodziensia, 106: 171–180.

Behr J., zur Mühlen L. von, 1933. Die Urbettung der Glatzer Neisse und Freiwaldauer Biele. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 53: 758–765.

Ber A., 1974. Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 269: 23–106.

Ber A., 1989. Stratigraphy of the Quaternary of the Suwałki Lakeland and its substrate based on recent data. Kwartalnik Geologiczny, 33: 463–478.

Ber A., 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 170: 1–89.

Ber A., 2009. Vertical stress of the Pleistocene continental glaciers and its hypothetical evidence in present relief of northern Europe. Polish Geological Institute Special Papers, 25: 7–12.

Ber A., Krzyszkowski D. (red.), 2004. Glacitektonika wybranych obszarów Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 75–125.

Berezowska B., Berezowski Z., 1968. Geology of the Zittau-Siekierczyn subsiding zone. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 222: 7–32.

Berger F., 1932. Die Alterstellung des Basalt vom Grauen Stein bei Landeck. Zentralblatt für Mineralogie, 8: 545–553.

Beyer K., 1939. Die nordsudetische Rahmenfaltung. Eine vergleichend geotektonische Studie Über den jungsaxonischen Faltungsmechanismus in den Nordsudeten. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz, 32: 121–172.

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, 51: 31–50.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002a. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K–Ar and palaeomagnetic data from early Miocene basaltic rocks near Jawor, Foresudetic Block. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 241–253.

Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P.P., 2002b. 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., 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., 2011. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar and paleomagnetic data from basaltic rocks of the West Sudety Mountains and their northern foreland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 115–131.

Bobek K., Konieczyńska M., Jarosiński M., 2021. Tectonics of Wysoka Kamieńska Graben, NW Poland. Geological Quarterly, 65, 38.

Botor D., Anczkiewicz A.A., Mazur S., Siwecki T., 2019. The post-Variscan thermal history of the Intra-Sudetic Basin (Sudetes, Bohemian Massif) based on apatite fission track analysis. International Journal of Earth Sciences, 108: 2561–2576.

Brański P., 2002. Iły formacji poznańskiej – kopaliny służące ochronie i rekonstrukcji środowiska naturalnego. Przegląd Geologiczny, 50: 267.

Brzezińska-Wójcik T., 2013. Morfotektonika w annopolsko-lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Büchner J., Tietz O., Viereck L., Suhr P., Abratis M., Van den Bogaard P., 2015. Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. International Journal of Earth Sciences, 104: 2057–2083.

Büdel J., 1957. Die “Doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, 1: 201–228.

Buraczyński J., 1993. Rozwój procesów eolicznych piętra Wisły na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 1997. Roztocze – budowa, rzeźba, krajobraz. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Cacoń S., Dyjor S., 2002. Recent crustal movements in Late Tertiary tectonic zones of the Sudetes and Northern Sudetic Foreland, SW Poland. Folia Quaternaria, 73: 31–46.

Cacoń S., Bosy J., Kontny B., 1999. The GPS levelling network in the conurbation of Wrocław. Artificial Satellites, 34: 163–170.

Cacoń S., Piotrowski A., Zygmunt M., 2017. Badania współczesnych ruchów pionowych powierzchni litosfery w obszarze Szczecina. *W*: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.

Cajz V., Schnabl P., Pécskay Z., Skácelová Z., Venhodová D., Šlechta S., Čížková K., 2012. Chronological implications of the paleomagnetic record of the Late Cenozoic volcanic activity along the Moravia-Silesia border (NE Bohemian Massif). Geologica Carpathica, 63: 423–435.

Cińcio Z., Gizler H., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Żerków (546). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Ciuk E., Piwocki M., 1979. Trzeciorzęd w rejonie Ząbkowic Śląskich (Dolny Śląsk). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 320: 27–56.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Coubal M., Málek J., Adamovič J., Štěpančíková P., 2015. Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. Journal of Geodynamics, 87: 26–49.

Cwojdziński S., Jodłowski S., 1978. Ukształtowanie powierzchni podłoża i geologia kenozoiku południowo-wschodniej części bloku przedsudeckiego. Kwartalnik Geologiczny, 22: 181–193.

Cymerman Z., 1990. Młodoalpejskie nasunięcie Zielenca w Górach Orlickich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 38: 422–428.

Cymerman Z., 2010. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block 1: 200 000, 2nd edn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 2001. Preglacial (Pliocene–Early Middle Pleistocene) deposits in Southwestern Poland: lithostratigraphy and reconstruction of drainage pattern. *W*: Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland (red. D. Krzyszkowski): 147–195. Wydaw. Wind, Wrocław.

Dadlez R., 1980. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Dadlez R., 1994. Strike-slip movements in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 38: 307–318.

Dadlez R. (red.), 1998. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Danišík M., Migoń P., Kuhlemann J., Evans N.J., Dunkl I., Frisch W., 2010. Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. Geomorphology, 117: 78–89.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Tectonics, 31: 1–19.

Deczkowski Z., Gajewska I., 1980. Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. Przegląd Geologiczny, 28: 151–156.

Dobrowolski R., 1998. Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Literatura

Dobrowolski R., Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., 2014. Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Przegląd Geologiczny, 62: 51–56.

Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1990. Mapa liniowych elementów tektonicznych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej, skala 1:100 000. Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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 B., Don J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.

Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 40: 51–63.

Dowgiałło J., 1965. Solanki Pomorza Zachodniego. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, Wydział Nauk Matematycznych i Technicznych, 2: 1–122.

Dyjor S., 1966. Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części przedpola Sudetów. Przegląd Geologiczny, 11: 478–479.

Dyjor S., 1975. Późnotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na Przedgorzu Sudeckim. *W*: 1 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej: 121–132.

Dyjor S., 1983a. Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów. *W*: 3 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 155–181.

Dyjor S., 1983b. Problem wieku dolnej granicy i faz tektonicznych ruchów neotektonicznych w południowo-zachodniej Polsce. *W*: 3 sympozjum, Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej: 25–41.

Dyjor S., 1993. Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. Folia Quaternaria, 64: 25–41.

Dyjor S., Sadowska A., 1977. Problem wieku i korelacja górnomioceńskich pokładów węgli brunatnych w Polsce zachodniej. Geologia Sudetica, 12: 121–134.

Dyjor S., Sadowska A., 1987. Correlation of the Younger Miocene deposits in the Silesian part of the Carpathian Foredeep and south-western part of the Polish Lowland Basin. Geologia, 12: 25–36.

Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A., 1977. Neogeńska i staroplejstoceńska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych Rowów Paczkowa i Kędzierzyna. Geologica Sudetica, 13: 31–65.

Frankiewicz J.K., 1982. Utwory mioceńskie w strefie uskokowej środkowej Odry między Lubinem a Bytomiem Odrzańskim (bez warstw poznańskich). Geologica Sudetica, 17: 7–56.

Gawrysiak L., Kociuba W., 2023. LiDAR-Derived Relief Typology of Loess Patches (East Poland). Remote Sensing, 15, 1875.

Głębocki E., Jakubowski J., 1976. Mapa izohips stropu podłoża wysokooporowego. *W*: Model przestrzenny przedpola Sudetów Wschodnich. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa [nr inw. 4624/48/3].

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Gotowała R., Hałuszczak A., 2002. The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Poland) as a result of a reactivation of the pre-existing, regional dislocation. European Geoscience Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 137–150.

Gorczyca-Skała J., 1977. Budowa geologiczna rowu Wlenia. Geologia Sudetica, 12: 71–100.

Gölke M., Coblentz D., 1996. Origins of the European regional stress field. Tectonophysics, 266: 11–24.

Graniczny M., 1998. Tectonics of the Suwałki anorthosite massif in the light of the analysis of satellite images and geophysical data. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 47–51.

Graniczny M., Mizerski W., 2003. Lineamenty na zdjęciach satelitarnych Polski – próba podsumowania. Przegląd Geologiczny, 51: 474–482.

Gregersen S., Voss P.H., 2014. Review of some significant claimed irregularities in Scandinavian postglacial uplift on timescales of tens to thousands of years – earthquakes in Denmark? Solid Earth, 5: 109–118.

Grocholski A., 1977. Uskok sudecki brzeżny a zagadnienie wulkanotektoniki trzeciorzędowej. Acta Universitatis Wratislaviensis, 378, Prace Geologiczno Mineralogiczne, 6: 89–103.

Gruszka B., Morawski W., Zieliński T., 2012. Sedimentary record of a Pleistocene ice-sheet interlobate zone (NE Poland). Geologos, 18: 65–81.

Grzempowski P., Badura J., Cacoń S., Kapłon J., Rohm W., Przybylski B., 2012. Geodynamics of south-eastern part of the Central European Subsidence Zone. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 9: 359–369.

Gudelis V., 1960. Neotectonic movements on the territory of the East Baltic area in the Quaternary period. *W*: Collected Papers for the XIX International Geographical Congress (red. V. Gudelis): 201–204. Lietuvos TSR mokslų akademijos Geologijos ir geografijos institutas, Vilnius.

Gudelis V., 1981. Neotektonicheskiye i sovremieniye dvizheniya zemnoi kory na territorii Pribaltiki (z uchetom ikh prirodu i kharaktera dvizhenii). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 321: 177–191.

Guterch B., 2009. Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych. Przegląd Geologiczny, 57: 513–520.

Gutiérrez F., 2004. Origin of the salt valleys in the Canyonlands section of the Colorado Plateau: evaporite-dissolution collapse versus tectonic subsidence. Geomorphology, 57: 423–435.

Halicki B., Olczak T., 1953. Zlodowacenie czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Niżu Europejskim. Acta Geologica Polonica, 3: 153–161.

Hałuszczak A., 2009. Środkowomioceńskie ruchy tektoniczne na przedpolu orogenu karpackiego, w południowej części Niżu Polskiego. *W*: VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu Neotektonika Polski (red. J. Badura i in.): 29–30.

Harasimiuk M., 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Prace Geograficzne, 115: 1–94.

Harasimiuk M., 1980. Rzeźba strukturalna Wyżyna Lubelskiej i Roztocza. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Harasimiuk M., Henkiel A., 1976. Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sectio B, 30/31: 55–77.

Harasimiuk M., Henkiel A., 1981. Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. Kwartalnik Geologiczny, 25: 147–161.

Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K., 1971. Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sectio B, 26: 103–218.

Harasimiuk M., Huber M., Kołodyńska-Gawrysiak R., Warowna J., Jezierski W., Gajek G., 2007. Tektoniczny rów wypełniony osadami plejstoceńskimi w Kocianowie (Równina Bełżycka). *W*: Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery (red. M. Harasimiuk i in.): 235–244. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Hardt J., Norden B., Bauer K., Toelle O., Krambach J., 2021. Surface cracks – geomorphological indicators for late Quaternary halotectonic movements in Northern Germany. Earth Surface Processes and Landforms, 46: 2963–2983.

Hengl T., 2006. Finding the right pixel size. Computers & Geosciences, 32: 1283–1298.

Jahn A., 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne, 7: 1–453.

Jahn A., 1980. Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Czasopismo Geograficzne, 51: 129–154.

Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologia Sudetica, 18: 7–43.

Jamroz O., Badura J., Mąkolski K., 2014. Application of the precision levelling method to evaluate the vertical movements within eastern part of the Elbe Fault System (SW Poland, Western Sudetes). Acta Geodynamica et Geomaterialia, 11: 295–303.

Jarosiński M., Araszkiewicz A., Bobek K., Gogołek T., 2022. Contemporary state of stress in a stable plate interior (northern Poland): The integration of satellite geodesy, borehole and seismological data. Tectonophysics, 831, 229336.

Jarosiński M., Dąbrowski M., 2006. Modele reologiczne litosfery w poprzek szwu transeuropejskiego w północnej i zachodniej części Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 143–166.

Jarosiński M., Krzywiec P., 2006. Zapis zmian reżimów tektonicznych wokół wysadów solnych w Polsce na przykładzie struktury „Damasławek". Przegląd Geologiczny, 54: 305.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26

Jaroszewski W., Piątkowska A., 1988. O naturze niektórych lineamentów (na przykładzie Roztocza). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 423–443.

Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979. Budowa geologiczna Niecki Szczecińskiej i Bloku Gorzowa. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 1–178.

Jura D., 2001. Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Kamiński M., 2020. DTM-based analysis of the spatial distribution of topolineaments. Open Geosciences, 12: 1185–1199.

Kapłon J., Cacoń S., 2009. Research on the Marginal Sudetic Fault activity with use of GPS and precise leveling techniques. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 323–329.

Karabanov A.K., Schwab G., 1997. Neotectonic structural subdivision, 1:5,000,000. IGCP Project 346 Neogeodynamica Baltica. Geological Survey of Brandenburg, Kleinmachnow.

Karnkowski P.H., 1980. Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. Przegląd Geologiczny, 28: 146–151.

Kasiński J.R., 1984. Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 32: 260–268.

Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żytawskiej. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kasiński J.R., 2004. Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–160. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kasiński J.R., 2009. Potencjał zasobowy węgla brunatnego w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem kompleksów złóż gubińskich i legnickich. Centralne Archiwum Geologiczne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kasiński J. R., Panasiuk M., 1987. Geneza i ewolucja strukturalna niecki żytawskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 357: 5–39.

Kasiński J.R., Badura J., Przybylski B., 2003. Kenozoiczne zapadliska tektoniczne północno-zachodniego przedpola Sudetów Zachodnich. *W*:

Literatura

Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzedu (red. W. Ciężowski i in.): 183–196. Wydaw. Wind, Wrocław.

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.

Klanica R., Kadlec J., Táborík P., Mrlina J., Valenta J., Kováčiková S., Hill G.J., 2020. Hypogenic versus epigenic origin of deep underwater caves illustrated by the Hranice Abyss (Czech Republic) – the world's deepest freshwater cave. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 125, e2020JF005663.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kociszewska-Musiał G., 1978. Czwartorzędowe surowce okruchowe Suwalszczyzny na tle budowy geologicznej (z uwzględnieniem innych surowców mineralnych). Prace Muzeum Ziemi, 29: 3–79.

Kondracki J., 1933. Tarasy dolnego Bugu. Przegląd Geograficzny, 13: 104–126.

Kontny B., 2004. Is the Sudetic Marginal Fault still active? Results of the GPS monitoring 1996–2002. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 1: 35–39.

Kopecký L., 1979. Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif in relationship to the deep fault tectonics, to the geologic evolution and ore mineralization. *W*: Czechoslovak geology and global tectonics (red. M. Mahel, P. Reichwalder): 167–181. Veda, Bratislava.

Kosmowska-Sufczyńska D., 1998. Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północnowschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.

Kościówko H., 1982. Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 336: 7–52.

Kotański Z. (red.), 1997. Atlas Geologiczny Polski, Mapy Ścięcia Poziomego 1:750 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kotański Z., Radwański S., 1977. Geologia wgłębna Opolszczyzny. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 303: 91–165.

Kowalski A., 2021. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 37–66.

Kowalski B.J., 1996. Młode uskoki tektoniczne w gipsach badeńskich rejonu Borkowa na Ponidziu Pińczowskim. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 129–146.

Kowalski W.C., 1968. Ruchy neotektoniczne jako czynnik kształtujący środowisko inżyniersko-geologiczne. Przegląd Geologiczny, 16: 508–511.

Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 149–159.

Kramarska R., Krzywiec P., Dadlez R., 1999. Geological map of the Baltic Sea bottom without Quaternary deposits. Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk-Warszawa.

Krysiak Z., 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. Geological Quarterly, 44: 137–156.

Krzyszkowski D., 1992. Quaternary tectonics in the Kleszczów graben (Central Poland); study based on sections from the Bełchatów outcrop. Quaternary Studies in Poland, 11: 65–91.

Krzyszkowski D., Bowman D., 1997. Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, Southwestern Poland. Earth Surface Processes and Landforms, 22: 545–562.

Krzyszkowski D., Migoń P., Sroka W., 1995. Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. Folia Quaternaria, 66: 73–98.

Krzyszkowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). Geomorphology, 33: 149–166.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti i in.): 151–165. European Geoscience Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 1.

Krzywiec P., 2006. Structural inversion of the Pomeranian and Kujavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. Geological Quarterly, 50: 151–168.

Krzywiec P., 2009. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish Basin: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 363: 381–394.

Krzywiec P., Jochym P., 1997. Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. Przegląd Geologiczny, 45: 785–792.

Krzywiec P., Jarosiński M., Twarogowski J., Burliga S., Szewczyk J., Wybraniec S., Czapowski G., Zientara P., Petecki Z., Garlicki A., 2000. Geofizyczno-geologiczne badania stropu i nadkładu wysadu solnego Damasławek. Przegląd Geologiczny, 48: 1005–1014.

Krzywiec P., Morawski W., Twarogowski J., 2004a. Aktualny stan wykorzystania metod geofizycznych w badaniach osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 181: 13–36.

Krzywiec P., Morawski W., Zientara P., Jóźwiak W., 2004b. Badania metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej wysokiej rozdzielczości w rejonie Orłowa (południowo-zachodnie Mazury). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 181: 55–72.

Kubicki S., Ryka W. (red.), 1982. Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kucharska M., Krawczyk M., 2017. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łęczyca (552). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kucharska M., Krawczyk M., 2022. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Łęczyca (552). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kural S., 1979. Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 313: 9–68.

Kurkowski S., 1993. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Krasnobród (894). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kurzawa M., 1999. O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceńskiej nad wybranymi formami tektoniki solinarnej północno zachodniej Polski. Przegląd Geologiczny, 47: 489–498.

Kurzawa M., 2004. Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno zachodniej Polski. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 407: 5–28.

Kwolek K., 2000. Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka. Przegląd Geologiczny, 48: 804–814.

Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). Tectonophysics, 357: 55–80.

Lencewicz S., 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 2.

Lewandowski J., 1993. Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. Folia Quaternaria, 64: 101–121.

Lewandowski J., 2015. Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Liszkowski J., 1975. Wpływ obciążenia lądolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. *W*: I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 255–277.

Liszkowski J., 1992. Wpływ plejstoceńskich lądolodów na stan, strukturę, kinematykę Ziemi. *W*: Materiały VII Sympozjum Glacitektonicznego: 217–253.

Liszkowski J., 1993. The effects of Pleistocene ice-sheet loading-deloading cycles on the bedrock structure of Poland. Folia Quaternaria, 64: 7–23.

Ludwig A.O., 2001. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). Neogeodynamica Baltica IGCP-Project 346. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8: 5–12.

Lustrino M., Wilson M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Reviews, 81: 1–65.

Łuczkowska E., Dyjor S., 1971. Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 337–358.

Łyczewska J., 1975. Neotektonika Pasma Wójczo-Pińczowskiego. *W*: 1 sympozjum Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 145–155.

Malkovsky M., 1975. Paleogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. Věstník Ústředního ústavu geologického, 50: 27–31.

Malkovský M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. Tectonophysics, 137: 31–42.

Marek S. (red.), 1977. Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice). Prace Instytutu Geologicznego, 80: 1–165.

Markiewicz A., 2007. Tektonika obszaru złoża. *W*: Monografia KGHM Polska Miedź S.A. (red. A. Banaszak): 115–132. Wydawnictwo KGHM Cuprum Sp. z o.o., CBR Wrocław.

Markiewicz A., Winnicki J., 2007. Morfotektonika Wału Trzebnickiego (Śląskiego). *W*: Materiały X Sympozjum Glacitektoniki. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Zielonogórskiego, 134: 113–131.

Marks L., 1988. Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). Geologia, 14: 1–76.

Marks L., 2010. Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 438: 93–98.

Marks L., 2018. Przekroje geologiczne. *W*: Metodyka opracowania i reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (red. W. Morawski): 200–205. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022a. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. B – Mapa podłoża czwartorzędu. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022b. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Tekst objaśniający. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Maruszczak H., 1972. Wyżyny lubelsko-wołyńskie. *W*: Geomorfologia Polski, 1 (red. M. Klimaszewski): 340–383. PWN, Warszawa.

Maruszczak H., 2001. Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim. Przegląd Geograficzny, 73: 253–280.

Maruszczak H., Wilgat T., 1956. Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska, sectio B, 10: 1–109.

Literatura

Mastalerz K., Wojewoda J., 1990. Stożek aluwialny pre-Kaczawy – przykład sedymentacji w czynnej strefie przesuwczej, plioplejstocen, Sudety. Przegląd Geologiczny, 38: 363–369.

Mazur S., Jarosiński M., 2006. Budowa geologiczna głębokiego podłoża platformy paleozoicznej południowo-zachodniej Polski w świetle wyników eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 203–222.

Migoń P., 1992. Rola podpowierzchniowego wietrzenia chemicznego w ewolucji krajobrazu. Czasopismo Geograficzne, 63: 169–182.

Migoń P., 1996. Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomic. Czasopismo Geograficzne, 67: 233–244.

Migoń P., 1997. Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. Geological Society, London, Special Publications, 120: 187–202.

Migoń P., 1999a. Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). Przegląd Geologiczny, 47: 946–950.

Migoń P., 1999b. Znaczenie głębokiego wietrzenia w morfogenezie Sudetów. Przegląd Geograficzny, 71: 59–75.

Migoń P., Danišík M., 2012. Erosional history of the Karkonosze granite massif – constraints from adjacent sedimentary basins and thermochronology. Geological Quarterly, 56: 440–454.

Migoń P., Jancewicz K., Różycka M., Szymanowski M., 2025. Drainage patterns in the Sudetes Mountains (Central Europe) – a clue to understanding polygenetic relief? Geomorphology, 473, 109637.

Mojski J.E., 1991. Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. *W*: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze (red. L. Starkel): 67–80. PWN, Warszawa.

Molewski P., 2007. Neotektoniczne i glacidynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.

Molewski P., 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły. Landform Analysis, 25: 105–114.

Morawski W., 2004a. Struktury glacitektoniczne południowej Warmii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 181: 109–141.

Morawski W., 2004b. Zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych i zaburzeń glacitektonicznych – badania i perspektywy metodyczne. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 181: 5–11.

Morawski W., 2009a. Neotectonics induced by ice-sheet advances in NE Poland. Geologos, 15: 199–217.

Morawski W., 2009b. Differences in the regional stratigraphy of NE Poland caused by vertical movements due to glacioisostasy. Geologos, 15: 235–250.

Morawski W., Jóźwiak W., Krzywiec P., Marks L., Petecki Z., Twarogowski J., Zientara P., 2004. Kompleksowe zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych na przykładzie południowej Warmii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 181: 143–164.

Muir-Wood R., 2000. Deglaciatiion seismotectonics: a principal influence on intraplate seismotectonics at high latitudes. Quaternary Science Reviews, 19: 1399–1411.

Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R.A., 1998. Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. Tectonophysics, 295: 307–340.

Nováková L., 2014. Evolution of paleostress fields and brittle deformation in the Hronov-Poříčí Fault Zone, Bohemian Massif. Studia Geophysica et Geodaetica, 58: 269–288.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów: 1–160. Kraków.

Oberc J., 1962. Monoklina wrocławska i jej stosunek do jednostek sąsiednich. Przegląd Geologiczny, 11: 573–575.

Oberc J., 1972. Tektonika, cz. 2. *W*: Budowa Geologiczna Polski t. 4 (red. W. Pożaryski): 1–307. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Oberc J., 1974. Zarys tektoniki Opolszczyzny. *W*: Przewodnik 46. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 55–68.

Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 236: 41–142.

Olszewska B., Odrzywolska-Bieńkowa E., Giel M.D., Pożaryska K., Szczechura J., 1996. Fauna – bezkręgowce. Rząd Foraminiferida. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, 3a, Kenozoik, Trzeciorzęd, Paleogen (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 45–216. Wydawnictwo PAE, Warszawa.

Ostaficzuk S., 1981. Megalineaments as evidence of some global tectonic phenomena. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 29: 143–154.

Ostrowski S., Pacanowski G., Majer E., Sokołowska M. (red.), 2023. Badania geologiczno-inżynierskie. Geofizyka inżynierska. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Otava J., Hladil J., Petrová P., Hladilová J., 2003. Nálezy badenských fosílií v jeskyni Svářná Studna, Moravský kras – Důsledky pro speleogenezi. Geologický výzkum Moravy a Slezska v r., 2002: 25–26.

Pamić J., Tomljenović B., Balen D., 2002. Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview. Lithos, 65: 113–142.

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 (Geologische Rundschau), 112: 725–740.

Pascal C., Roberts D., Gabrielsen R.H., 2010. Tectonic significance of present-day stress relief phenomena in formerly glaciated regions. Journal of the Geological Society, London, 167: 363–371.

Peresson H., Decker K., 1997. The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostress in a collision plate boundary. Tectonophysics, 272: 125–157.

Pešek J. (red.), 2010. Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. Česká geologická služba, Praha.

Piotrowski A., 1991. The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. Kwartalnik Geologiczny, 35: 221–234.

Piotrowski A., 1999. Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli. Przegląd Geologiczny, 47: 1016–1020.

Piotrowski A., 2007a. Odra lobe of the Last Glaciation. *W*: Living Morphotectonics of the European Lowland Area: 17–24.

Piotrowski A., 2007b. Mapa paleosejsmologiczna Bałtyku południowo-zachodniego. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Szczecin.

Piotrowski A., Juschus O., Sydor P., Schiewe M., Dalchow C., Danowski R., 2024. Halotectonic lineaments on both sides of Odra Valley. Tagungsband und Exkursionsführer 83. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Bad Muskau. Brandenburg. Geowiss. Beiträge, Cottbus, Bd. 31/2024: 29–34. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg.

Piwocki M., 1965. Utwory trzeciorzędowe w okolicy Nysy. Kwartalnik Geologiczny, 9: 183–192.

Piwocki M., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie – Paleogen. *W*: Budowa Geologiczna Polski 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T. Peryt, M. Piwocki): 22–70. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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. Neogen. *W*: Budowa Geologiczna Polski. t. 1, Stratygrafia 3a, Kenozoik, Paleogen, Neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 71–133. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Poborski J., 1957. Cechsztyńska struktura solna Izbica-Łęczyca. Przegląd Geologiczny, 1: 31–32.

Połońska M., 1997. Upper Cretaceous (Upper Albian-Maastrichtian) – petrographic characteristics. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 383–386.

Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowa E., 1977. On the Upper Eocene in Poland. Kwartalnik Geologiczny, 21: 59–73.

Preidl M., Tomaszewski J., 1965. Rzeźba przedtrzeciorzędowa powierzchni monokliny wrocławskiej. Rudy i Metale Nieżelazne, 9.

Prodehl C., Müller St., Haak V., 1995. The European Cenozoic rift system. *W*: Continental Rifts: Evolution, Structures, Tectonics (red. K.H. Olsen): 133–212. Developments in Geotechnics, 25. Elsevier, Amsterdam.

Przybylski B., 1998. Late Quaternary evolution of the Nysa Kłodzka river valley in the Sudetic Foreland, southwestern Poland. Geologia Sudetica, 31: 197–211.

Przybylski B., Badura J., 2016. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Opole Południe (873). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Randles T., Clarke S., Richards P., 2012. Development of crestal collapse structures above dissolving salt anticlines: application to seismic interpretation within salt-controlled basins. AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.-G., Merle O., 1991. Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis. Tectonics, 10: 257–271.

Reder J., 2004. Małopolski Przełom Wisły – geneza i ewolucja. *W*: Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski (red. R. Dobrowolski, S. Terpiłowski S): 9–22. Wydawnictwo UMCS, Lublin.

Reicherter K., Kaiser A., Stackebrandt W., 2005. The post-glacial landscape evolution of the North German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. International Journal of Earth Sciences, 94: 1083–1093.

Roman M., 2003. Rozwój rzeźby plejstoceńskiej okolic Gostynina. Acta Geographica Lodziensia, 84: 1–154.

Rowan M., Krzywiec P., 2014. The Szamotuły salt diapir and Mid-Polish Trough: decoupling during both Triassic–Jurassic rifting and Alpine inversion. Interpretation, 2: SM1–SM18.

Różycka M., Migoń P., 2017. Tectonic geomorphology of the Sudetes (Central Europe) – a review and re-appraisal. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 87: 275–300.

Różycka M., Migoń P., 2022. Using geomorphometric approach to investigate spatial pattern and intensity of erosional dissection in a block-faulted topography (Orlickie-Bystrzyckie Mountains, Central Europe). Catena, 211, 105937.

Różycka M., Migoń P., 2023. Deciphering complexity of block-faulted topography – insights from morphometric variables, drainage patterns and river profiles (Orlickie-Bystrzyckie Mountains Block, Central Europe). Geomorphology, 427, 108621.

Różycka M., Jancewicz K., Migoń P., Szymanowski M., 2021. Tectonic versus rock-controlled mountain fronts – Geomorphometric and geostatistical approach (Sowie Mts., Central Europe). Geomorphology 373, 107485.

Rühberg N., 1997. Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte 1:500 000 -Zechsteinsalzstrukturen. Geologisches Landesamt Mecklenburg - Vorpommern. Schwerin.

Literatura

Rühle E., 1967. Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. *W*: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylik): 9–17. PWN, Warszawa.

Rühle E., 1973. Ruchy neotektoniczne w Polsce. *W*: Metodyka badań osadów czwartorzędowych (red. E. Rühle): 13–30. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Salski W., 1975. Tektonika okolic Lubina. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 287: 61–178.

Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk W.S., 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, London, Special Publications, 201: 95–113.

Schiewe N., Sydor P., Żuk T., 2017. Słonorośla na Pomorzu Zachodnim jako wyraz aktywności tektonicznej. *W*: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogen: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Schoeneich K., 1962. Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce. Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, t. 3.

Seghedi I., Downes H., 2011. Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. Gondwana Research, 20: 655–672.

Sharkov E.V., Svalova V.B., 2011. Geological-geomechanical simulation of the Late Cenozoic geodynamics in the Alpine-Mediterranean Mobile Belt. *W*: New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs (red. E.V. Sharkov): 19–38. InTech, Rijeka.

Sirocko F., Reicherter K., Lehné R., Hübscher C., Winsemann J., Stackebrandt W., 2008. Glaciation, salt and the present landscape. *W*: Dynamics of complex intracontinental basins – The central European basin system (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 233–245. Springer, Berlin.

Skácel J., 1979. Tektonické plochy na styku východních a středních Sudet. Sbor. Universitatis Palackianae Olomucensis, Geologie – Geografie, 17: 97–106.

Skompski S., 1993. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000, arkusz Oborniki Wielkopolskie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Słodkowska B., Gałązka D., 2015. Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacitektonicznych Wzgórz Dylewskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461: 251–294.

Sobczyk A., Kasprzak M., 2014. Late Cenozoic tectonic activity of the Śnieżnik Massif area (the Sudetes, SW Poland) in the light of LIDAR DEM morphometric analysis. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 48: 35–52.

Sobczyk A., Danišik M., Aleksandrowski P., Anczkiewicz A., 2015. Post-Variscan cooling history of the central Western Sudetes (NE Bohemian Massif, Poland) constrained by apatite fission-track and zircon (U-Th)/He thermochronology. Tectonophysics, 649: 47–57.

Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.

Sobczyk A., Worobiec E., Olkowicz M., Szczygieł J., 2024. Mid-Miocene onset of the NE Bohemian Massif (SW Poland, Europe) growth, landscape evolution and paleoenvironmental changes unraveled using paleokarst sediment palynology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 640, 121127.

Sobczyk A., Szczygieł J., 2021. Paleostress reconstruction of faults recorded in the Niedźwiedzia Cave (Sudetes): insights into Alpine intraplate tectonic of NE Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences, 110: 833–847.

Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73(9).

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland – verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. Geographia Polonica, 91: 143–170.

Špaček P., Sýkorová Z., Pazdírková J., Švancara J., Havíř J., 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). Studia Geophysica et Geodaetica, 50: 233–258.

Špaček P., Bábek O., Štěpáncíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J., 2015. The Nysa-Morava Zone, an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). International Journal of Earth Sciences, 104: 963–990.

Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 29: 239–249.

Sroka W., 1997. Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfomeryczno-statystycznej. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 68: 1–97.

Sroka W., Kowalska A., 1998. The preglacial fluvial deposits in the southern part of the Upper Nysa Depression, central Sudetes Mts., south-western Poland. Geologia Sudetica, 31: 157–170.

Stackebrandt W., 2005. Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). Neotectonically active regions of Brandenburg (northern Germany). Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 1/2: 165–172.

Stahl A., 1933. Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläographie. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, 53: 95–111.

Standke G., 2006. Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereichs in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). Schriftenreihe für Geowissenschaften, 14: 1–130.

Stankowska A., Stankowski W., 1991. Morfo-, lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. *W*: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (red. A. Kostrzewski): 563–571. Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia, 50.

Stankowski W., Włodarski W., 2019. Morfogeneza rynny powidzko-ostrowskiej i jej otoczenia w ujęciu strukturalnym i paleogeograficznym. *W*: Jezioro Powidzkie wczoraj i dziś (red. B. Nowak): 7–14. Wydawnictwo IMGW-PIB, Warszawa.

Steffen H., Wu P., 2011. *Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia — a review of data and modeling.* Journal of Geodynamics, 52: 169–204.

Steininger F.F., Rögl F., 1984. Paleogeography and palynspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. *W*: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (red. J.E. Dixon, A.H.F. Robertson): 659–668. Geological Society, London, Special Publications, 17.

Stewart I., 2005. TECTONICS. Neotectonics. *W:* Encyclopedia of Geology (red. R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer): 425–428, Elsevier, Amsterdam.

Štěpančíková P., Hók J., Nývlt D., Dohnal J., Sýkorová I., Stemberk J., 2010. Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). Tectonophysics, 485, 1–4: 269–282.

Štěpančíková P., Dohnal J., Pánek T., Łój M., Smolková V., Šilhán K., 2011. The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Journal of Applied Geophysics, 74: 69–80.

Štěpančíková P., Rockwell T.K., Stemberk J., Rhodes E.J., Hartvich F., Luttrell K., Myers M., Táborík P., Rood D.H., Wechsler N., Nývlt D., Ortuño M., Hók J., 2022. Acceleration of late Pleistocene activity of a central european fault driven by ice loading. Earth and Planetary Science Letters, 591, 117596.

Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Suhr P., 2003. The Bohemian Massif as a catchment area for the NW European Tertiary Basin. Geolines, 15: 147–159.

Superson J., 1996. Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin [rozpr. hab.].

Szczygieł J., Sobczyk A., Hercman H., Mendecki M.J., Gąsiorowski M., 2021. Damaged speleothems and collapsed karst chambers indicate paleoseismicity of the NE Bohemian Massif (Niedźwiedzia Cave, Poland). Tectonics, 40: e2020TC006459.

Szewczyk J., Gientka D., 2009. Terrestrial heat flow density in Poland — a new approach. Geological Quarterly, 53: 125–140.

Szuman-Kalita I., Włodarski W., Kasprzak L., Kalita J., Krzywiec P., 2024. Glacjalne i tektoniczne formy rzeźby terenu w strefie marginalnej lobu Sławy Śląskiej zlodowacenia wisły, *W*: IV Polski Kongres Geologiczny: 137–160.

Tarkowski R., 1991. Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. Geologia, 51: 1–156.

Tokarski A.K., Świerczewska A., Piotrowski A., 2017. Zagrożenia sejsmiczne na Pomorzu – wyniki analizy spękanych klastów, *W*: 85 zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Południowego Bałtyku i Pomorza środkowego oraz aktualne problemy geologii morza w perspektywie pobliskich badań oceanicznych.

Trzeciak M., Dąbrowski M., Jarosiński M., 2020. Stress distribution models in layered, viscoelastic sedimentary basins under tectonic and glacial loads. Geophysical Journal International, 220: 768–793.

Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balogh K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123: 133–144.

Urbański P., Widera M., 2016. Geologia złóż węgla brunatnego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. Przegląd Geologiczny, 64: 791–798.

Uścinowicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. Polish Geological Institute Special Papers, 10: 5–79.

Walther H., Kvaček Z., 2007. Early Oligocene flora of Seifhennersdorf (Saxony). Acta Musei Nationalis Pragae, Series B, Historia Naturalis, 63: 85–174.

Wasiluk R., Rychel J., 2021. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Krośniewice (516). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Widera M., 1998. Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. Geologos, 3: 55–103.

Widera M., 2000. Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. Przegląd Geologiczny, 48: 935–941.

Literatura

Widera M., 2004. Phases of Paleogene and Neogene tectonic evolution of selected grabens in the Wielkopolska area, central-western Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 295–310.

Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. Seria Geologia, 18, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Widera M., 2011. Postsedymentacyjne ruchy wznoszące w rowie Lubstowa. Przegląd Geologiczny, 59: 681–687.

Widera M., 2013. Changes of the lignite seam architecture – a case study from Polish lignite deposits. International Journal of Coal Geology, 114: 60–73.

Widera M., 2014. Lignite cleat studies from the first Middle-Polish (first Lusatian) lignite seam in central Poland. International Journal of Coal Geology, 131: 227–238.

Widera M., 2015. Compaction of lignite: a review of methods and results. Acta Geologica Polonica, 65: 367–368.

Widera M., 2016. Genetic classification of Polish lignite deposits: a review. International Journal of Coal Geology, 158: 107–118.

Widera M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Widera M., 2022. Zarys geologii okolic Poznania, Turku i Konina ze szczególnym odniesieniem do geologii kenozoiku i geomorfologii. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.

Widera M., 2024. Cenozoic tectonic evolution of the main lignite-rich grabens in Poland. Part 1. Tectonic stages. Acta Geologica Polonica, 74, e2.

Widera M., Hałuszczak A., 2011. Stages of the Cenozoic tectonics in central Poland: examples from selected grabens. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 162: 203–215.

Widera M., Banaszak J., Cepińska S., Derdowski R., 2004. Analiza paleotektoniczna paleogeńskiej i neogeńskiej aktywności N fragmentów strefy dyslokacyjnej Poznań–Oleśnica. Przegląd Geologiczny, 52: 665–674.

Widera M., Ćwikliński W., Karman R., 2008. Cenozoic tectonic evolution of the Poznań-Oleśnica Fault Zone, central-western Poland. Acta Geologica Polonica, 58: 455–471.

Widera M., Stawikowski W., Uścinowicz G., 2019. Paleogene–Neogene tectonic evolution of the lignite-rich Szamotuły Graben. Acta Geologica Polonica, 69: 387–401.

Widera M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., 2022. Geological and palaeogeographical peculiarities of the Adamów Graben area, central Poland. Geologos, 28: 1–17.

Wienholz R., 1967. Über den Geologischen Bau des Untergrundes in Nordostdeutschen Flachland. Jahrbuch für Geologie, 1: 1–47.

Wilson M., Downes H., 1991. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. Journal of Petrology, 32: 811–850.

Wilson M., Downes H., 2006. The Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32: 147–166.

Wimmenauer W., 1974. The alkaline province of central Europe and France. *W*: The Alkaline Rocks (red. H. Sørensen): 286–291. Wiley, London.

Winnicki J., 1994. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Ostrzeszów (694). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Włodarski W., 2009. Analiza strukturalno-kinetyczna kompleksu deformacji glacitektonicznych w strefie rowu Kleczewa (elewacja konińska, wschodnia Polska). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 194: 75–100.

Włodarski W., 2014. Geometry and kinematics of glaciotectonic deformation superimposed on the Cenozoic fault-tectonic framework in the central Polish Lowlands. Quaternary Science Reviews, 94: 44–61.

Wojewoda J., 2009. Žďarky-Pstrążna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 273–290.

Wojewoda J., Wajs J., Sokalski D., 2024. Young geodynamic activity in the marginal fault zone of the Sudetic Block – new data. Geologos, 30: 71–80.

Wortel M.J.R., Spakman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. Science, 290: 1910–1917.

Zagożdżon P.P., Zagożdżon K., 2006. Charakterystyka wystąpienia oligoceńskiego bazaltoidu w Małym Kotle Śnieżnym (Karkonosze). Przegląd Geologiczny, 54: 496–500.

Zeuner F., 1928. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse. Universitätsverlag von Robert Noske, Borna-Leipzig: 1–72.

Ziegler P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. AAPG Memoir, 43: 1–189.

Ziegler P.A.,1992. European Cenozoic rift system. *W*: Geodynamics of Rifting (red. P.A. Ziegler). Tectonophysics, 208: 91–111.

Ziegler P.A., Bertotti G.V., Cloetingh S.A.P.L., 2002. Dynamic processes controlling foreland development – the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 17-56.

Ziegler P.A., Dèzes P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massis in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change, 58: 237–269.

Znosko J., Dadlez R., Ryka W., 1998. Mapa tektoniczna Polski w skali 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Zuchiewicz W., 2010. Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wydawnictwo AGH, Kraków.

Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007. Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. Studia Quaternaria, 24: 5–20.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. Przegląd Geologiczny, 56: 904–911.

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

Kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim

Janusz Badura

W obrębie polskiej części Sudetów i na bloku przedsudeckim, razem reprezentujących tzw. blok dolnośląski (np. Żelaźniewicz i in., 2011), dość licznie występują kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne o zróżnicowanych kształtach i rozmiarach (fig. 1). Pod pojęciem rowów tektonicznych rozumiane są tutaj wydłużone struktury, obniżone względem otoczenia wzdłuż mniej więcej równoległych do siebie uskoków. Z kolei zapadliska są rozumiane jako obniżenia tektoniczne o bardziej zróżnicowanym kształcie, wskutek mniej regularnego przestrzennego ułożenia ograniczających je uskoków lub stref fleksuralnego ugięcia.

W Sudetach uwagę zwraca obecność dużych rowów tektonicznych Ohrzy i górnej Nysy Kłodzkiej. Struktury są ukierunkowane poprzecznie lub pod dużym kątem do generalnego topograficznego trendu Sudetów, a także do kierunku wydłużenia wypełnionych osadami górnokredowymi rozległych obniżeń tektonicznych w obrębie synklinoriów śród- i północnosudeckiego. Występują tam też takie struktury jak obszerne zapadlisko Kotliny Jeleniogórskiej oraz niewielkie rozmiarami rowy Wlenia i Bierkowic. Wykazują one ogólnie tendencje do ukierunkowania podłużnego, tj. mniej lub bardziej zgodnego z rozciągłością Sudetów.

Na bloku przedsudeckim również ujawniają się dwa dominujące trendy zapadlisk i rowów tektonicznych (fig. 1). Najwcześniej rozpoznano tam system rowów o przebiegu NW–SE. W jego skład wchodzą rowy Roztoki-Mokrzeszowa, Ostroszowic, Paczkowa i Kędzierzyna (Oberc, Dyjor, 1969; Dyjor, 1975, 1981, 1997; Dyjor i in., 1977), leżące na bezpośrednim przedpolu i zgodnie z topograficzną rozciągłością Sudetów. Lokalnie, między Otmuchowem a miastem Nysa, trend ten przechodzi w równoleżnikowy w obrębie rowu (miasta) Nysy. Drugi system rowów jest reprezentowany przez struktury ukierunkowane mniej lub bardziej południkowo, a tym samym pod dużym kątem lub poprzecznie do rozciągłości Sudetów. Do tego systemu należą rowy Legnicy, Mrowin, Ślęzy, Oławy i Grodkowa.

Poniżej, w krótkim zarysie, scharakteryzowano ważniejsze z wymienionych tektonicznych obniżeń.

Rów Ohrzy

Rów Ohrzy[1] (lub Egeru; Kopecký, 1979) należy do największych późnoalpejskich struktur tektonicznych występujących na NE przedpolu Alp (Reicherter i in., 2008). Niektórzy autorzy włączają go w obręb tzw. europejskiego kenozoicznego systemu ryftowego (np. Alibert i in., 1987; Wilson, Downes, 1991; Ziegler, Dèzes, 2007). Rów Ohrzy, o generalnej rozciągłości NE–SW, leży głównie w Czechach (por. rozdział 5.2.4 i tam fig. 2 oraz rozdział 8.3 i tam fig. 5), przebiega u podnóża Gór Kruszcowych (inaczej: Rudaw; cz. Krušne Hory, niem. Erzgebirge) i tylko swoim NE zakończeniem sięga obszaru pogranicza czesko-polsko-niemieckiego w okolicach Bogatyni i Zgorzelca (fig. 2). Dotychczas jednak najczęściej przyjmowano, że ku NE rów ten nie przedłuża się poza tzw. nasunięcie łużyckie, położone na SW od Liberca (por. np. Głuszyński, Aleksandrowski, 2022 oraz rozdział 5.2.2), w związku z czym nie kontynuuje się do Niemiec i Polski (Dyjor, 1975, 1997; Brause, 1989; Ulrych i in., 2011). Współcześnie jednak uznanie zdobywa pogląd o kontynuacji rowu Ohrzy na NE od nasunięcia łużyckiego (Kopecky, 1979; Kasiński, Panasiuk, 1987; Badura, 1996; Badura, Aleksandrowski, 2013; Coubal i in., 2015; por. też rozdziały 5.2.4 i 8.3). Najczęściej przyjmuje się przy tym, że NE zasięg rowu Ohrzy wyznacza główny uskok łużycki (uwaga: nie należy mylić z wyżej wspomnianym nasunięciem łużyckim – fig. 2), przebiegający na północ od Lubania Śląskiego i Zgorzelca (Kasiński, Panasiuk, 1987; Kasiński, 1991, 2000; Badura, 1996; Kasiński i in., 2003). Podstawą koncepcji kontynuacji ku NE, poza nasunięcie łużyckie, rowu Ohrzy jest występowanie w tym rejonie głębokich na ponad 300 m zapadlisk – żytawskiego (Kasiński, 1991; Kasiński i in., 2015) oraz berzdorfsko-radomierzyckiego (fig. 2) oraz wyraźnie płytszego (o głębokości ok. 100 m) basenu Siekierczyna (Berezowska, Berezowski, 1968). Z kolei, zdaniem Malkovskiego (1987), rów Ohrzy kontynuuje się jeszcze dalej ku NE, w kierunku strefy uskoków środkowej Odry na Nizinie Śląskiej. Wydają się to potwierdzać niepublikowane obserwacje autora dotyczące nieznanych dotąd wystąpień osadów kredy górnej na przedłużeniu rowu Ohrzy w kierunku Węglińca (fig. 2).

Problem z określeniem północnego zasięgu rowu Ohrzy ma kilka głównych przyczyn. Najważniejszą z nich jest trudność w wyznaczeniu ram rowu pod pokrywą osadów kenozoicznych. Kontynuację rowu ku północnemu wschodowi oparto zatem głównie, jak już wyżej wspomniano, na fakcie występowania na przedłużeniu jego czeskiego odcinka szeregu zapadlisk tektonicznych –żytawskiego, bersdorfsko-radomierzyckiego i Siekierczyna, w których występują grube pokłady węgla brunatnego.

Kolejnym utrudnieniem przy wyznaczaniu ram polskiej części rowu Ohrzy są stosunkowo niewielkie deniwelacje terenu między obszarem rowu a przylegającymi pogórzami Sudetów – Łużyckim i Izerskim. Na tym obszarze strop waryscyjskiego podłoża Masywu Czeskiego zanurza się ku północy pod osady czwartorzędowe, zdeponowane podczas dwóch transgresji lądolodów skandynawskich. Pierwsze z tych zlodowaceń nieznacznie przekroczyło barierę górską, jaką tworzą Góry Łużyckie. Drugie zlodowacenie, Odry, zatrzymało się na wysokości 190–220 m n.p.m (Eissmann, 2002). Niemniej, osady wodnolodowcowe wypełniły obniżenia w obrębie przedgórzy Łużyckiego i Izerskiego, na dystansie sięgającym ponad 50 km na południe od czoła lądolodu.

Następny problem przy wyznaczaniu ram rowu Ohrzy wiąże się z obecnością na pograniczu czesko-polsko-niemieckim poprzecznych względem rowu, wyniesionych w miocenie, bloków tektonicznych (fig. 2). Na południu odpowiadają im Góry Łużyckie wraz z Żytawskimi. Zostały one wypiętrzone wzdłuż ograniczającego je od SW nasunięcia łużyckiego (Coubal i in., 2015). Skały waryscyjskiego

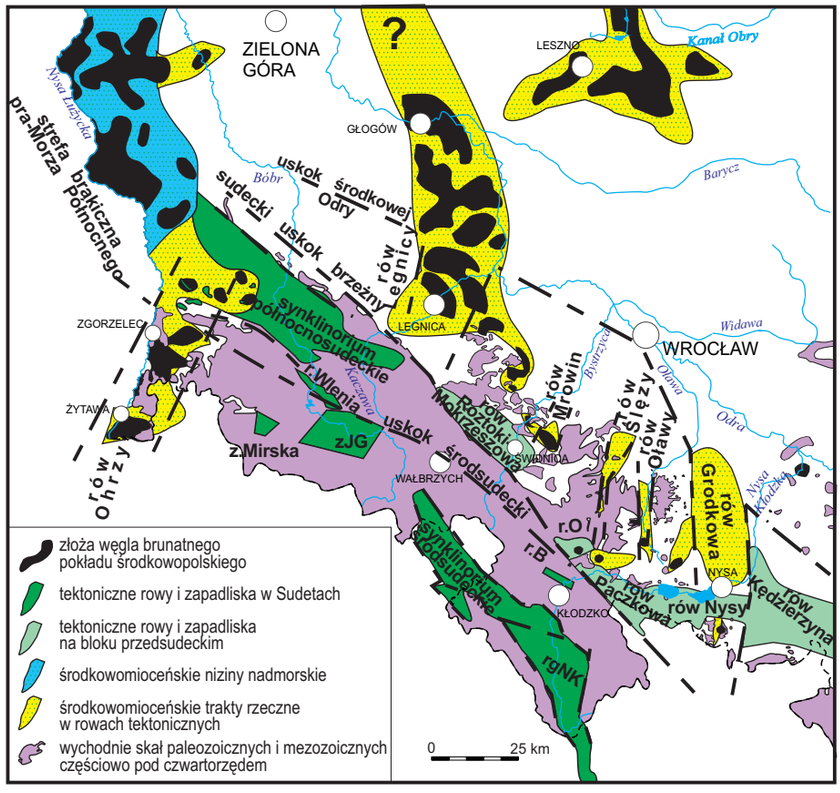


FIG. 1. Kenozoiczne rowy i zapadliska tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim oraz tektonicznie kontrolowane środkowomioceńskie trakty rzeczne i obszary bagien w strefie brakicznej pra-Morza Północnego. Skróty: r. – rów tektoniczny, z. – zapadlisko tektoniczne, rgNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej, r.B – rów Bierkowic, r.O – rów Ostroszowic, zJG – zapadlisko Jeleniej Góry

[1] Nazwa tego rowu tektonicznego pochodzi od rzeki Ohře, albo od niemieckiej nazwy Eger dzisiejszego miasta Cheb w południowo-zachodnich Czechach.

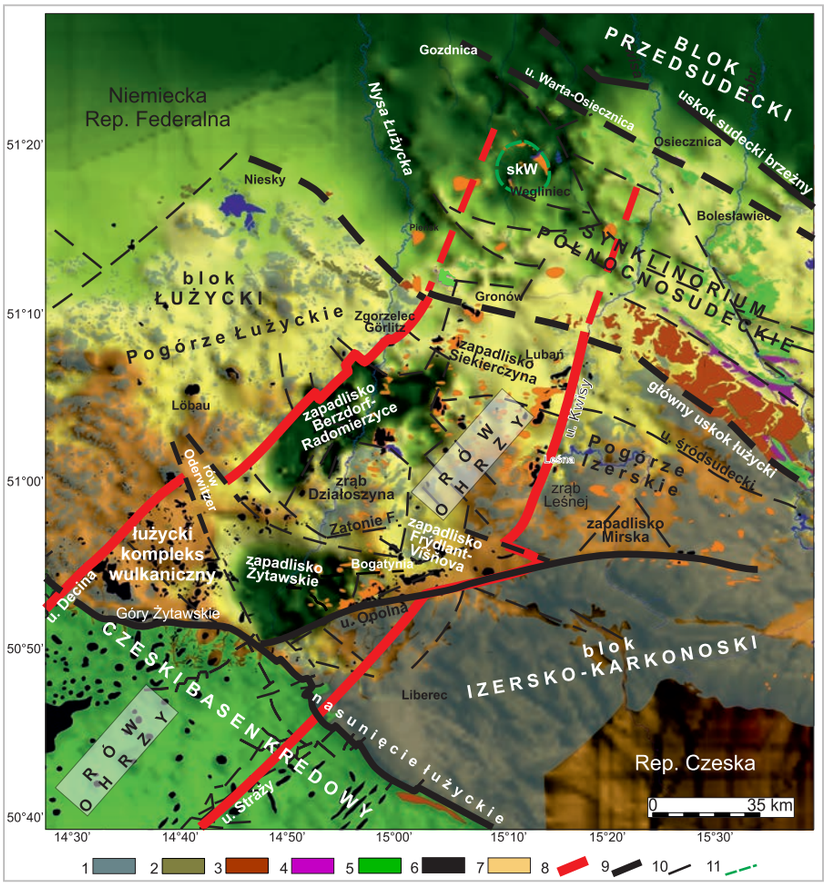


FIG. 2. Podłoże podkenozoiczne w północnej części rowu Ohrzy, między Pogórzem Izerskim na wschodzie a Pogórzem Łużyckim na zachodzie – Sudety Zachodnie. 1 – podłoże paleozoiczne, 2 – karbon nierozdzielony, 3 – perm, 4 – trias, 5 – kreda górna, 6 – kenozoiczne skały wulkaniczne, 7 – neogen, 8 – uskokowe ramy rowu Ohrzy, 9 – inne główne uskoki, 10 – uskoki drugorzędne, 11 – struktura kolista Węglińca (skW) wyznaczona na podstawie danych magnetycznych

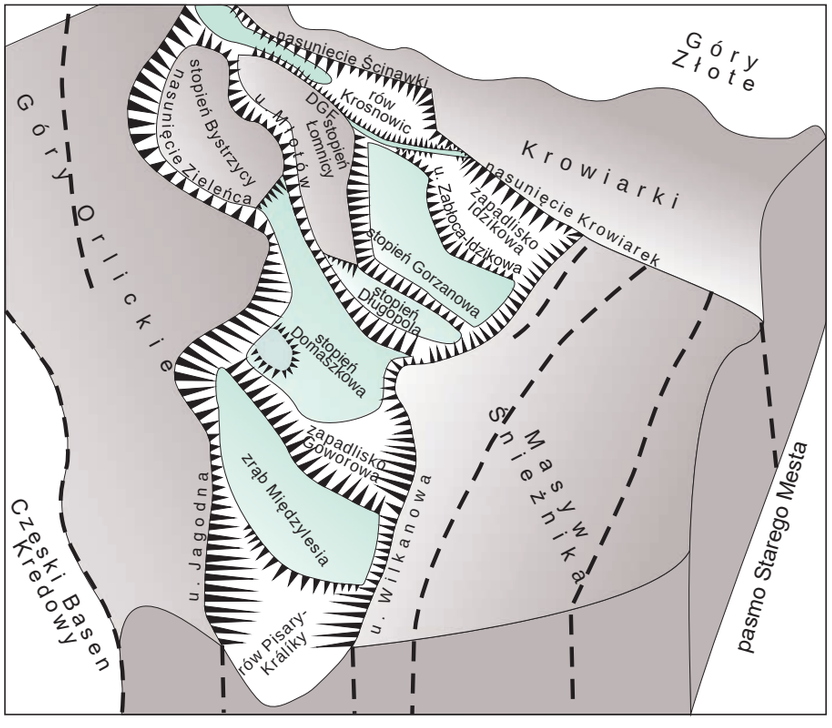


FIG. 3. Blokowa budowa dna rowu górnej Nysy Kłodzkiej i jego ram strukturalnych (wg Badury, Rauch, 2014, na podstawie kompilacji niepublikowanych danych wiertniczych i elektrooporowych) Na figurze trójkątnymi zębami na białym tle oznaczono skarpy w dnie rowu i na jego brzegach, oddzielające od siebie poszczególne stopnie ukształtowania dna – w zależności od położenia względem elementów sąsiednich – określane też jako zręby i rowy. Pola białe (bez zębów) opisują najgłębiej pogrążone segmenty dna rowu, pola zielone – segmenty występujące płycej, pola szare – najwyżej wyniesione fragmenty spągu górnej kredy (w NW części rowu) oraz krystaliczne podłoże odsłonięte na ramionach rowu w Masywie Śnieżnika, Krowiarkach oraz na większości obszaru Gór Orlickich (i Bystrzyckich – zlokalizowanych we wschodniej części obszaru opisanego tu zbiorczo pod nazwą Gór Orlickich).

podłoża metamorficznego zostały tam nasunięte ku południowi na utwory kredy górnej. W późnym miocenie środkowym długi na co najmniej 40 km i szeroki na 15–17 km czesko-polsko-niemiecki segment rowu Ohrzy został przedzielony na dwie części przez wypiętrzony zrąb Działoszyna (Kasiński, Panasiuk, 1987; Badura i in., 2003, Kasiński i in., 2003). Na kulminacjach zrębu zachowały się niewielkie wychodnie osadów neogeńskich z węglem brunatnym. Po zachodniej i wschodniej stronach zrębu Działoszyna zachowały się fragmenty wcześniejszej struktury tektonicznej rowu Ohrzy w postaci dwóch niewielkich rowów tektonicznych: Berzdorfu (Tietz, Czaja, 2010) i Višňovej. Oba rowy łączą się z zapadliskiem Radomierzyc. Rów Berzdorfu i zapadlisko Radomierzyc są niekiedy rozpatrywane łącznie, pod wspólną nazwą niecki berzdorfsko-radomierzyckiej (Kasiński, Panasiuk, 1987).

Zapadlisko Siekierczyna od północy zamykają Wzgórza Gronowskie, o wysokości do 260 m n.p.m., długości przekraczającej 3 km i rozciągłości NW–SE. Położone są one na granicy między synklinorium północnosudeckim a strefą wychodni skał dolnokarbońskich, reprezentujących kompleks kaczawski. Grzbiet tych form budują neogeńskie bazalty, a fyllity karbońskie odsłaniają się na północnych stokach wzniesienia. Wzgórza Gronowskie w północnej części rowu Ohrzy stanowią trzecie, wysunięte najdalej na północ pasmo wyniesień, poprzecznie rozdzielających zapadliska polsko-niemieckiego segmentu rowu Ohrzy. Ku południowi jego odpowiednikami są zrąb Działoszyna i Góry Łużyckie (Żytawskie).

W rejonie Węglińca badaniami geofizycznymi wykryto anomalie magnetyczne korelowane z ciałami bazaltowymi. Układają się one w okrąg sugerujący obecność w podłożu dużej struktury subwulkanicznej (fig. 2). Może to wskazywać, że rów Ohrzy kontynuuje się w obrębie synklinorium północnosudeckiego i dochodzi co najmniej do uskoku Warta-Osiecznica.

Rów górnej Nysy Kłodzkiej

Obszerny, południkowy rów górnej Nysy Kłodzkiej (np. Cloos, 1922; Smulikowski, Teisseyre, 1957; Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014), wypełniony osadami kredy górnej (np. Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997), zaczął się formować w trakcie wypiętrzania okalających go krystalicznych kompleksów skalnych Gór Orlickich, i Masywu Śnieżnika wraz z pasmem Krowiarek. Obecnie odizolowany obszar kredowy rowu stanowił pierwotnie część rozległego płytkiego morza obejmującego obszary Niżu Polskiego i Niemieckiego oraz basenów kredy opolskiej i kredy czeskiej. W czasie późnokredowo-wczesnopaleogeńskiego wydarzenia kompresyjnego (dawniej znanego pod nazwą *tektonicznej fazy laramijskiej* lub *młodosaksońskiej*), a zwłaszcza późniejszych, kenozoicznych epizodów tektonicznych, wraz ze stopniowym blokowym wypiętrzaniem Masywu Czeskiego doszło do rozczłonkowania wcześniej jednolitego płaszcza osadów górnokredowych na kilka izolowanych, różnej wielkości struktur typu rowów i zapadlisk.

W przeciwieństwie do rowu Ohrzy, w rowie górnej Nysy Kłodzkiej na kredzie nie występują klastyczne osady neogeńskie. Wyjątek stanowią osady miocenu zachowane w leju krasowym w Nowym Waliszowie (Sobczyk i in., 2024) oraz punktowe wystąpienia plioceńskich żwirów rzecznych (Leppla, 1900; Sroka, 1997; Sroka, Kowalska, 1998; Krzyszkowski i in., 2000). Sytuacja ta jest diametralnie inna niż w położonym niedaleko na wschód zapadlisku gónomorawskim, gdzie grubość rzecznych osadów plioceńskich przekracza 300 m (Růžička, 1973).

Udokumentowane zmiany sieci hydrograficznej na całym obszarze rowu górnej Nysy Kłodzkiej, a także wyniki analiz petrograficznych plioceńskich żwirów rzecznych (Krzyszkowski i in. 2000), wskazują na aktywność tektoniczną rowu w pliocenie, a także w plejstocenie (Sroka, 1997; Ranoszek, 1998; Krzyszkowski i in., 2000; Sobczyk i in., 2024).

Analiza przedgórnokredowego podłoża rowu górnej Nysy Kłodzkiej na podstawie kompilacji niepublikowanych danych wiertniczych i elektrooporowych oraz rozmieszczenia wychodni skał paleozoicznych (fig. 3; por. też podobna wcześniejsza tego typu próba Jodłowskiego, 1999) pozwoliła na wyróżnienie w obrębie rowu szeregu struktur blokowych, składających się na obraz tzw. tektoniki klawiszowej. Najgłębsze miejsca w obrębie rowu, stwierdzone w otworach wiertniczych, znajdują się w jego NE narożniku (na głębokości ponad 625 m p.p.t.) oraz na południu, w Pisarach, gdzie osady kredy górnej mają miąższość 726,8 m, i w Kralikach po stronie czeskiej (Valečka, 1988). Poszczególne fragmenty dna rowu oddzielają od siebie stopnie tektoniczne o charakterze uskokowym i przebiegu NW–SE (Badura, Rauch, 2014). Nad stopniami tektonicznymi o takim przebiegu w górnokredowym wypełnieniu rowu zachowały się równoległe do nich fałdy, najprawdopodobniej późnokredowo-wczesnopaleogeńskie (por. rozdział 5.2.2.3 oraz figura 33 tamże). Wskutek odpowiedzialnych za ukształtowanie rowu górnej Nysy Kłodzkiej przemieszczeń blokowych, zachodzących praw-

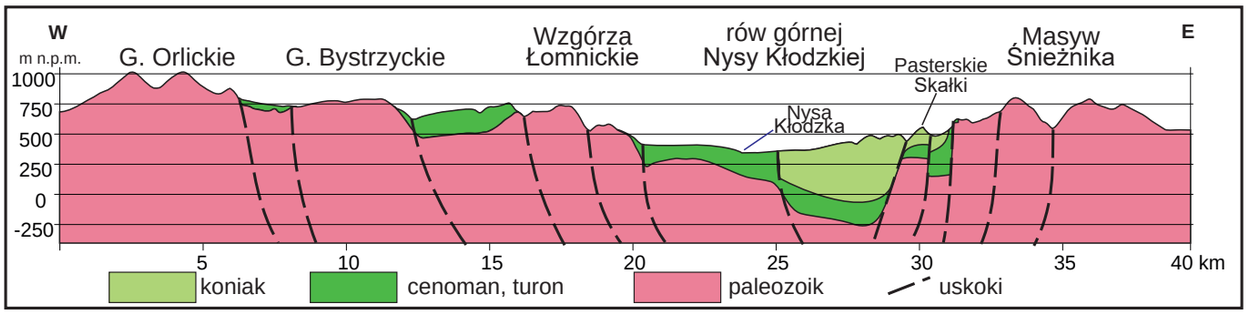


FIG. 4. Przewyższony schematyczny przekrój poprzeczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej, ukazujący różnice hipsometryczne położenia utworów górnokredowych będące skutkiem kenozoicznych przemieszczeń blokowych w obrębie rowu oraz w Górach Orlickich i Bystrzyckich

dopodobnie głównie w późnym miocenie i pliocenie, skały sukcesji górnokredowej, pierwotnie kontynuujące się poza rowem, zostały znacznie wypiętrzone i – w efekcie – w dużej mierze zerodowane. Dotyczyło to zwłaszcza utworów koniaku i miejscami także santonu i górnego turonu (fig. 4, 5). Na podstawie przewierconych na Wysoczyźnie Idzikowskiej osadów koniaku można szacować, że w rejonie Szczelińca w Górach Stołowych oraz na blokach/stopniach tektonicznych znajdujących się w Górach Bystrzyckich, poza rowem górnej Nysy, erozja objęła nawet do 800 m osadów. Nie ma zatem uzasadnienia interpretacja zakładająca funkcjonowanie w późnej kredzie wąskiej na 4–10 km, uwarunkowanej tektonicznie strefy o szczególnie silnej subsydencji i specyficznym typie depozycji na obszarze dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej w otoczeniu obszarów o niskiej lub zerowej stopie akumulacji osadów (por. Don, Don, 1960; Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997; Don, Wojewoda, 2004, 2005; Don, Gotowała, 2008). Taki charakter – kontrolowanej tektonicznie wąskiej zatoki morskiej – wynika bowiem z przyjmowanego w zacytowanych wyżej pracach tradycyjnego modelu depozycji osadów kredy górnej w sudeckiej części Masywu Czeskiego. Obszary bez zachowanych osadów kredy górnej, bądź nawet tylko koniaku i santonu, traktowane są w nim jako ówcześnie wynurzone „obszary źródłowe" w postaci „wysp" – „zachodniosudeckiej i wschodniosudeckiej" (por. Scupin, 1936; Skoček, Valečka, 1983; Uličný, Čech, 2008), które miały ograniczać z obu stron – co najmniej podczas koniaku i santonu – mający już jakoby funkcjonować rów górnej Nysy. Koncepcja ta nie jest spójna z regionalnymi danymi stratygraficznymi, gdyż osady koniaku i santonu są obecne w (nieco dalszym) otoczeniu dzisiejszego rowu górnej Nysy niemal ze wszystkich stron: w północnoczeskim basenie kredowym, w synklinorium północnosudeckim oraz w kredowym basenie opolskim, zaś brak osadów tego wieku w bezpośrednim otoczeniu rowu jest (o czym już wspominano) łatwy do wytłumaczenia przez ich usunięcie erozyjne wskutek postdepozycyjnego wypiętrzenia (fig. 4, 5). Do podobnych wniosków prowadzą wyniki badań metodami termochronologii niskotemperaturowej (por. Sobczyk i in., 2020; Sobczyk, 2025 oraz rozdział 7.3.1), które dowodzą głębokiego pogrzebania skał kopuły orlicko-śnieżnickiej podczas późnej kredy pod nadkładem przekraczającym nawet – i to znacznie – 3 km miąższości (przy – niepewnym – założeniu dzisiejszej wartości gradientu geotermicznego, który mógł być ówcześnie większy, czego konsekwencją byłyby łatwiejsze do wyobrażenia mniejsze miąższości). Innymi słowy, brak jest wyraźnych przesłanek o występowaniu już podczas koniaku i santonu rowu tektonicznego górnej Nysy, który, zdaniem autora (por. też Głuszyński, Aleksandrowski, 2022 oraz rozdział 5.2.2.3) zasadniczo wykształcił się dopiero podczas kenozoiku, chroniąc przed erozją wypełniającą go dziś sukcesję osadową kredy górnej. Powyższa konstatacja nie wydaje się sprzeczna z udokumentowanymi efektami aktywności synsedymentacyjnych uskoków po wschodniej stronie dzisiejszego rowu w rejonie Idzikowa już podczas depozycji górnych ogniw sukcesji kredy (formacji Idzikowa – Jerzykiewicz, 1971, 1975; Wojewoda, 1997).

Na podstawie szczątkowo zachowanych osadów rzecznych możliwe jest częściowe odtworzenie zmian tektonicznych zachodzących w rejonie rowu podczas miocenu i pliocenu. Najstarsze osady miocenu środkowego zostały znalezione w leju krasowym położonym na spłaszczeniu grzbietowym Krowiarek (Sobczyk i in., 2024), co wskazuje, że od tego czasu Masyw Krowiarek podniósł się w rejonie Nowego Waliszowa o ok. 75 m względem dna rowu Nysy Kłodzkiej. W pobliżu Lądka-Zdroju, na wzgórzu Szary Kamień, żwiry rzeczne leżące pod bazaltami datowanymi na 4,72 ±0,05 mln lat (Pańczyk i in., 2023) znajdują się na wysokości 50 m ponad najbliższym potokiem, a 70 m nad najbliższą większą rzeką, Białą Lądecką (Krzyszkowski i in., 2000). Wskazuje to na rząd wielkości podniesienia części Gór Złotych położonej w sąsiedztwie rowu górnej Nysy w ciągu ostatnich 5 mln lat.

Żwiry plioceńskie stwierdzono także między Boboszowem a Potoczkiem (Sroka, Kowalska, 1998). Leżą one ok. 50 m nad lokalnym poziomem Nysy Kłodzkiej. Skład litologiczny wskazuje na transport materiału żwirowego z północy, co sugeruje, że południowa część rowu górnej Nysy Kłodzkiej była ówcześnie odwadniana na południe, do zlewni dzisiejszej Orlicy, obecnie stanowiącej lewobrzeżny dopływ Łaby.

Pod koniec pliocenu lub już w plejstocenie miało miejsce wypiętrzenie poprzecznego grzbietu zawierającego dzisiaj Przełęcz Międzyleską. Spowodowało to zamknięcie dotychczasowego przepływu rzecznego Nysy Kłodzkiej w kierunku południowym, ku Orlicy, znajdującej się po dzisiejszej stronie czeskiej. W tej sytuacji utworzył się nowy układ drenażu, w którym Nysa Kłodzka popłynęła na północ, w kierunku Kłodzka. Przypuszczalnie w tym samym czasie wypiętrzeniu uległy też bloki uskokowe w rejonie Długopola-Zdroju,

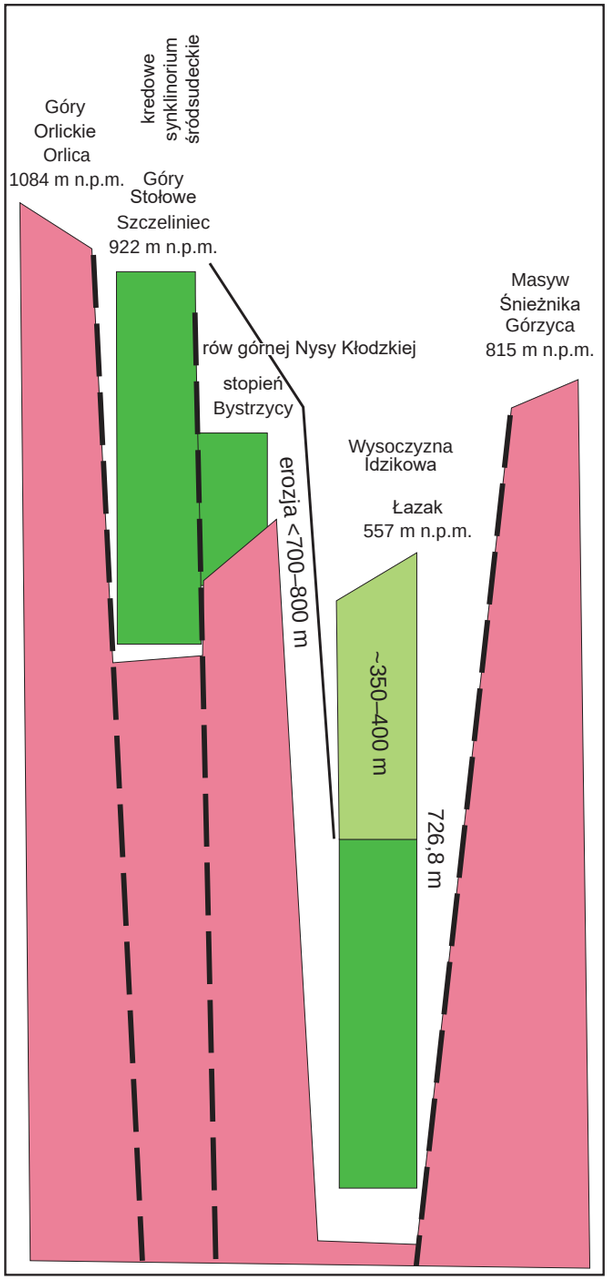


FIG. 5. Tektonicznie uwarunkowane efekty erozji sukcesji skał górnokredowych w zależności od ich pozycji hipsometrycznej w związku z kenozoicznymi przemieszczeniami blokowymi w rejonie rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Osady koniaku i santonu zachowały się jedynie w pozycji obniżonej w rowie Nysy, zaś zostały zerodowane na wypiętrzonych obrzeżach rowu. Barwy – jak na fig. 4. Miąższości osadów kredowych w Górach Stołowych i na Wysoczyźnie Idzikowskiej wg Wojewody (1997)

Bystrzycy Kłodzkiej oraz grzbietu Kamienna-Babilon w Krowiarkach (Sroka, 1997; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014). Jednym z efektów tych przemieszczeń są np. odsłonięcia gnejsów orlickich w dnie Nysy Kłodzkiej w Długopolu.

W pliocenie, wzdłuż uskoku Wilkanowa, stanowiącego wschodnie obramowanie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, nadal dochodziło do wypiętrzania Masywu Śnieżnika. Utworzył się wówczas najniższy, najmłodszy poziom trójkątnych i trapezowych lic frontu górskiego (ang. *triangular facets*, fig. 6; Ranoszek, 1998; Badura., Rauch, 2014), spośród obecnych w tej strefie czterech generacji lic wskazujących na kilkuetapowe podnoszenie się Masywu Śnieżnika, rozpoczęte być może już w późnej kredzie.

W pliocenie i we wczesnym plejstocenie została wypiętrzona, wcześniej obniżana, Wysoczyzna Idzikowa. Potoki wypływające z Masywu Śnieżnika, niegdyś kierujące się na zachód, skręciły w efekcie na północ, płynąc wyerodowanym przez siebie obniżeniem między Masywem Śnieżnika a południową częścią Wysoczyzny Idzikowa. Dopiero po paru kilometrach powróciły do uprzedniego, zachodniego kierunku przepływu, erodując głębokie przełomowe doliny przecinające grzbiet Pasterskich Skałek, a następnie Wysoczyznę Idzikowa (Ranoszek, 1998; Badura i in., 2004).

Zapadlisko Jeleniej Góry

Zapadlisko Jeleniej Góry (Kotlinę Jeleniogórską; fig. 1) od masywu górskiego Karkonoszy na południu, Gór Izerskich na zachodzie, Gór Ołowianych na północy i Rudaw Janowickich na wschodzie oddzielają wyraźne krawędzie morfotektoniczne (Sroka, 1991; Migoń, 1993). Brak mioceńskich osadów korelatywnych nie pozwala na dokładne określenie czasu powstania tego zapadliska. Pośrednie, niepewne przesłanki związane z wulkanizmem bazaltowym wskazują na dolny lub środkowy miocen. W północno-wschodniej części Jeleniej Góry występują dwa niewysokie wzgórza bazaltowe, a w rejonie Jeżowa Sudeckiego dajki bazaltowe datowane na 58,7 ±5,9 mln lat (Badura i in., 2006a). Tektoniczne podnoszenie się Gór Ołowianych względem Kotliny Jeleniogórskiej bardziej bezpośrednio dokumentuje terasa rzeczna zbudowana z piasków kwarcowych, prawdopodobnie plioceńskich, występująca na wysokości 90 m nad dzisiejszym poziomem rzeki Bóbr na dnie Kotliny Jeleniogórskiej. Rzeźba dna Kotliny Jeleniogórskiej ujawnia liczne ostańce erozyjne z częściowo zachowanymi pokrywami regolitowymi. Nawiązuje ona do rzeźby utworzonej w ciepłym i wilgotnym klimacie mioceńskim i jest tam najlepiej zachowana w skali całych Sudetów, jako że na szczytowych spłaszczeniach wypiętrzonych grzbietów górskich zachowała się jedynie reliktowo, np. w postaci ostańców skalnych.

Inne kenozoiczne rowy i zapadliska Sudetów

Zapadlisko w synklinorium północnosudeckim (fig. 1) jest częściowo przykryte osadami mioceńskimi. Ograniczone jest od północy i południa przez elewowane wychodnie skał paleozoicznych oraz triasowych. Miąższość osadów miocenu, głównie środkowego, w synklinorium północnosudeckim na ogół nie przekracza 80–100 m. W dolinie Kwisy koło Osiecznicy i Nowogrodźca występują odsłonięcia tzw. kwarcytów bolesławieckich, górnooligoceńskich silkretów. Wskazują one na ówczesną obecność w tym rejonie rzeki, prawdopodobnie płynącej na północ, tj. w poprzek później utworzonego zapadliska, w kierunku morza znajdującego się w NW Polsce. Osady tego morza stwierdzono na południe od Głogowa (Matl, Śmigielska, 1977).

Podobnie w **zapadlisku Mirska** występuje cienka pokrywa osadów mioceńskich. W **rowie Bierkowic** natomiast wiek grubo- do bardzo gruboziarnistych żwirów z blokami skalnymi, reprezentujących okruchy paleozoicznych skał metamorficznych i magmowych, interpretowanych jako osady torencjalnych przepływów rzecznych, początkowo określono na środkowy pliocen (Jahn i in. 1984). Jednakże znaczny stopień zwietrzenia okruchów skalnych w tych osadach, najwyraźniej osiągnięty dopiero po ich depozycji, wskazuje na ich starszy wiek, prawdopodobnie odpowiadający miocenowi środkowemu. Dopiero w stropie omawianych osadów rzecznych występują cienkie osady organiczne wieku plioceńskiego (Jahn i in., 1984), na podstawie których określono początkowo wiek żwirów, nie analizując stopnia zwietrzenia okruchów skał paleozoicznych. Warto dodać, że spąg żwirów w rowie Bierkowic jest położony niżej niż obecne dno Nysy Kłodzkiej w przełomie bardzkim. Potwierdza to tektoniczne założenia tego rowu. Miąższość osadów rzecznych osiąga w nim ok. 10–12 m.

W **zapadlisku synklinorium śródsudeckiego** (fig. 1), podobnie jak w rowie górnej Nysy Kłodzkiej, występują osady plejstoceńskie przykrywające ewentualne dyslokacje w podłożu kredowym lub paleozoicznym, utrudniając ich zlokalizowanie i interpretację.

Rowy i zapadliska tektoniczne na bloku przedsudeckim oraz w basenie kredy opolskiej

Na bloku przedsudeckim, oprócz wydatnych późnokenozoicznych rowów podłużnych o kierunkach NW–SE do WNW–ESE, takich jak **rów Roztoki-Mokrzeszowa** czy **rów Paczkowa**, występują także rowy o przebiegu południkowym (fig. 1). Są one mniej znane, ale odgrywają ważną rolę w rozpoznaniu dawnych form rzeźby terenu. Rowy te były wykorzystywane przez dawną sieć hydrograficzną. W obrębie niektórych z nich miała miejsce sedymentacja i sedentacja[2] osadów organicznych, później przekształconych w węgle brunatne.

W neogenie blok przedsudecki uległ rozbiciu na szereg struktur blokowych niższego rzędu. Utworzone wtedy rowy tektoniczne o orientacji południkowej (fig. 1) występują między Kaczawą na zachodzie a miejscem wypływu Nysy Kłodzkiej z Sudetów na wschodzie. W częściach zachodniej i wschodniej bloku przedsudeckiego rowy te nie zaznaczają się na powierzchni terenu z powodu przykrycia osadami górnoneogeńskimi i plejstoceńskimi. Zostały one rozpoznane głównie przy okazji poszukiwań węgli brunatnych lub też na podstawie analiz petrograficznych frakcji piaszczysto-żwirowych i minerałów ilastych. W mniejszym stopniu do ich wykrycia przyczyniły się badania geofizyczne (głównie wskutek niemożności rozróżnienia mieszczących się w tych samych zakresach elektrooporności regolitów, tj. silnie zwietrzałych chemicznie skał paleozoicznych podłoża, od ilastych skał osadowych stanowiących wypełnienia potencjalnych rowów). Pośrednią przesłanką umożliwiającą rozpoznanie takich rowów było natomiast występowanie węgli brunatnych w profilach otworów wiertniczych posadowionych w obrębie stosunkowo wąskich i długich struktur głębszych o 20 do nawet 250 m od swego otoczenia. W dawnym krajobrazie rowy te pełniły rolę dolin tranzytowych odprowadzających wody z podnoszonych Sudetów na północ, do dużej doliny rzeki Eridanos płynącej ze wschodniej Fennoskandii, przez obszar dzisiejszego Bałtyku w rejonie Estonii, do pra-Morza Północnego (Bijlsma, 1981).

Wiek powstawania wspomnianych rowów był zróżnicowany, mieszcząc się pomiędzy wczesnym miocenem a pliocenem. Najwcześniej, w zachodniej części bloku przedsudeckiego utworzył się **rów Legnicy** (fig. 1). Na jego dnie licznie występują bazalty oraz ostańce gnejsów podłoża, tworzące pogrzebany pagórkowaty relief (etchplenę, ang. *etchplain*; por. Migoń, 2004), przykryty III pokładem węgla brunatnego (pokładem ścinawskim; Słodkowska, Kasiński, 2016), którego wiek określa się na ok. 20 mln lat.

Następny ku wschodowi południkowy rów tektoniczny na bloku przedsudeckim stanowi **rów Mrowin** (fig. 1). Jest to wąski rów o głębokości ok. 100 m, oddzielający masyw Wzgórz Strzegomskich od Masywu Ślęży. Występujące w nim węgle reprezentują najmłodszy pokład, I (środkowopolski), który powstał pomiędzy 12 a 13 mln lat temu, a więc na pod koniec mioceńskiego optimum klimatycznego.

Kolejne **rowy** – **Ślęzy** i **Oławy** zawierają tylko lokalne wystąpienia węgli brunatnych. Głębokość tych rowów zwiększa się ku północy, rzadko jednak przekracza 100 m. Jedynie w rejonie Strzelina głębokość rowu Oławy wynosi więcej niż 200 m (Kościówko, 1982).

Rów Grodkowa (fig. 1) położony jest w na peryferii basenu kredy opolskiej, mającego także charakter tektonicznego zapadliska (por. rozdział 8.4). Pod osadami kredy przebiega tam tektoniczna granica między blokiem przedsudeckim a monokliną przedsudecką. Jest to najmłodszy południkowy rów tektoniczny związany z blokiem przedsudeckim. W jego obrębie nie stwierdzono pokładów węgla brunatnego, z wyjątkiem cienkich decymetrowych wkładek. Często w osadach ilastych zachowane są natomiast odciski blaszek liściowych (Biernat, 1964; Badura i in., 2006b). W osadach wypełniających ten rów naprzemianlegle występują litosomy piaszczyste, pylaste i ilaste, co pośrednio wskazuje, że utworzył się on już po mioceńskim optimum klimatycznym. Ten stosunkowo słabo rozpoznany rów dokumentuje jeden z gwałtowniejszych epizodów tektonicznych na Śląsku. Przed powstaniem rowu okoliczny obszar stanowił zachodnią część wału przedkarpackiego tworzącego wododział między Paratetydą a Atlantykiem. Wał ten łączył się z wypiętrzonym blokiem przedsudeckim i Sudetami, w ramach długiego na ponad 1300 km, wypiętrzonego peryferycznego wału przedalpejskiego. Następnie, zgodnie z popularnym modelem neotektonicznej regionalizacji szeroko rozumianego obszaru wokółbałtyckiego, wypracowanym w ramach projektu IGCP nr 346 (Garetsky i in., 2001; Aizberg i in., 2001; Stackebrandt,

[2] Termin *sedentacja* (od łac. *sedere* – siadać), lub *akumulacja sedentacyjna*, używany przez botaników, palinologów, torfoznawców i geologów zajmujących się złożami węgla brunatnego, odnosi się do stopniowego przyrastania *in situ* materii organicznej kosztem obumarłych w miejscu swej wegetacji roślin na bagnach i torfowiskach (por. Drzymulska, 2003).

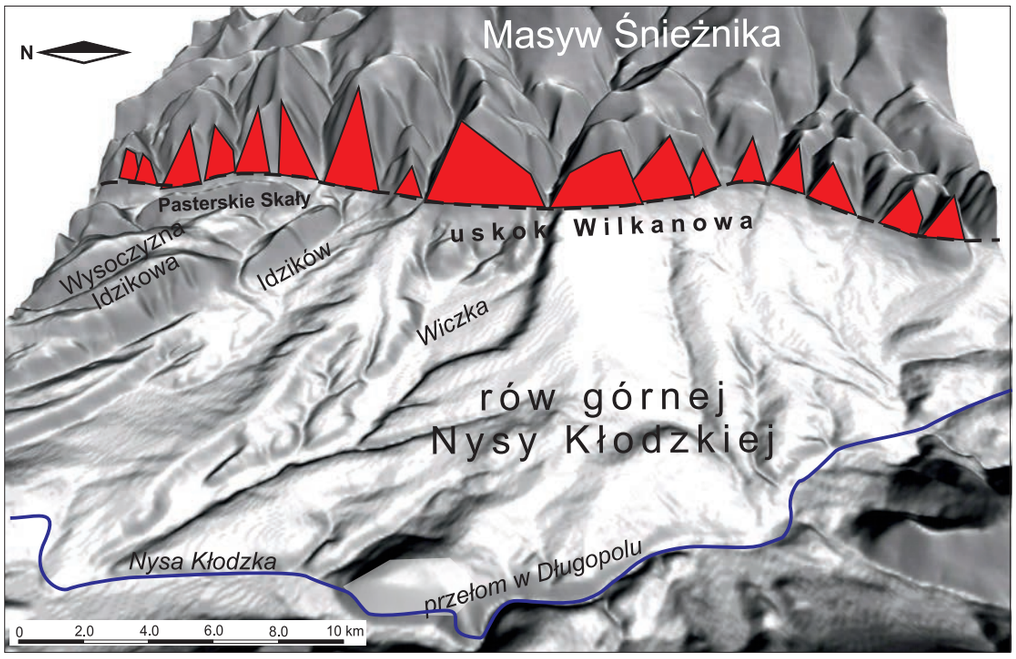


FIG. 6. Trójkątne i trapezowe lica frontu Masywu Śnieżnika na uskoku Wilkanowa, zamykającym od wschodu rów górnej Nysy Kłodzkiej, oraz sytuacja przełomu Nysy Kłodzkiej w Długopolu

2004), przyszły rejon Grodkowa został objęty oddziaływaniem tzw. środkowoeuropejskiej strefy subsydencji, co pomiędzy dzisiejszym Brzegiem a Kędzierzynem miało spowodować utworzenie się szerokiego, tektonicznie uwarunkowanego przejścia zmieniającego układ rzeczny na przedpolu wschodnich Sudetów i zachodnich Karpat. Rzeki, które z tego obszaru uprzednio kierowały się na południe do ówczesnej Morawy, a następnie do Dunaju, popłynęły wtedy na północ, do Morza Północnego. Powstanie takiego odpływu dokumentuje mikrofauna otwornic z okolic Nysy, typowa dla formacji skawińskiej, a więc morza w pełni zasolonego. Otwornice redeponowane z dolnobadeńskiej (środkowomioceńskiej) formacji skawińskiej (por. Alexandrowicz, 1963), o wieku ok. 18 mln lat, związanej ze zbiornikiem Paratetydy, stwierdzono w kilku otworach położonych między Brzegiem i Wołowem w osadach górnomioceńskiej formacji poznańskiej (Łuczkowska, Dyjor, 1971), której wiek określa się na 5–11 mln lat. Obecność starszej, redeponowanej w młodszych osadach mikrofauny pośrednio wskazuje, że ówczesny NW brzeg zbiornika Paratetydy, znajdujący się na północ od dzisiejszego miasta Nysa, został przecięty południkowym kanałem odpływu (rowem tektonicznym?) umożliwiającym przepływ wód ku północy. Wraz z powstaniem tego kanału, osady ówczesnego paratetydzkiego morza, złożone na jego brzegu zostały rozmyte i zredeponowane w obrębie nowej sieci rzecznej. Należy jednak przy tym wspomnieć, że w pracy Łuczkowskiej i Dyjora (1971) obecność mikrofauny otwornicowej w osadach formacji poznańskiej została zinterpretowana inaczej. Według cytowanych autorów wspomniana mikrofauna miała dokumentować hipotetyczną ingresję morską na Niżu Polskim. Ingresja nie została jednak potwierdzona późniejszymi badaniami.

Uwagi końcowe

W regionie sudeckim najwcześniej uformowały się struktury rowów Ohrzy, Legnicy i górnej Nysy Kłodzkiej. Początek ich rozwoju przypada na wczesny miocen lub nawet na późny oligocen. Następnie, od miocenu środkowego po pliocen, tworzyły się kolejne rowy i zapadliska, dokumentujące coraz młodsze fazy blokowego rozpadu bloków sudeckiego i przedsudeckiego. Węgle brunatne lub iły węgliste występujące w tych strukturach w przybliżeniu datują czas ich powstania i funkcjonowania.

W Sudetach na podstawie analiz głównie morfometrycznych, w tym z wykorzystaniem techniki LiDAR, a w latach wcześniejszych stosując metodę zagęszczonych poziomic, udało się wykazać istnienie kilku dużych struktur zapadliskowych, które nie są jeszcze dotychczas wystarczająco przebadane pod względem stratygraficznym i geologiczno-strukturalnym. Dotyczy to zapadlisk Mirska, Jeleniej Góry, Kamiennej Góry, a także szeregu rowów tektonicznych, w których zachowały się osady permomezozoiku.

LITERATURA

Aizberg R., Garetsky R.G., Karabanow A.K., Kockel F., Levkov E.A., Ludwig A.O., Lykke–Anderson H., Ostaficzuk S., Palijenko V., Schwab G., Śliaupa A., Stackenbrandt, W., 2001. Neotectonic structural subdivision (beginning of Oligocene until the Recent). Map No. 8, IGCP Project 346 "Neogeodynamica Baltica". Supplement to Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8 (1), respectively to Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins (Neue Folge 35). Geological Survey of Brandenburg, Kleinmachnow.

Alexandrowicz S.W., 1963. Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. Prace Instytutu Geologicznego, 39: 1–147.

Alibert C., Letterrier 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., 1996. Morfotektonika Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego. Przegląd Geologiczny, 12: 1239–1243.

Badura J., Aleksandrowski P., 2013. On the northern termination of the Eger (Ohře) Graben. W: Basalt 2013 (red. J. Büchner et al.): 70–71. Cenozoic magmatism in Central Europe. Abstracts & Excursion Guides. The Czech Geological Survey, Prague.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Badura J., Białek D., Kasiński J.R., Przybylski B., Wiśniewski J., Zagożdżon, P.P., 2003. Wendyjskie podłoże i kenozoiczna pokrywa pogranicza łużycko-izerskiego. W: Przewodnik 74 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Cieplice Zdrój, 11–13 września. Wycieczka 5: 26–39. Wydaw. Wind, Wrocław.

Badura J., Przybylski B., Zuchiewicz W., Farbisz J., Krzyszkowski D., Sroka W., Jamroz O., 2004. Post-Alpine Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: A Reply. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 1, 3 (135): 183–193.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006a. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegląd Geologiczny, 54: 145–153.

Badura J., Przybylski B., Salamon T., Winter H., 2006b. Sedymentologiczny i paleobotaniczny zapis zmian klimatu w plioceńskich osadach rzecznych południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 421: 1–14.

Berezowska B., Berezowski Z., 1968. Geology of the Zittau-Siekierczyn subsiding zone. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 222: 7–32.

Biernat S., 1964. Trzeciorzęd okolic Korfantowa (Śląsk Opolski). Kwartalnik Geologiczny, 8: 297–305.

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.

Brause H., 1989. Miozäne tektonische Bewegungen in der SE-Lausitz. Wissentschaftliche-technische Informationsdienst des Zentr Geol. Inst., A, 30: 31–34.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Coubal M., Málek J., Adamovič J., Stěpančíková P., 2015. Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massifinferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. Journal of Geodynamics 87: 26–49.

Don B., Don J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.
Don J., Wojewoda J., 2004. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy. Przegląd Geologiczny, 52: 883–886.
Don J., Wojewoda J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.
Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 40: 51–63.
Drzymulska D., 2003. Znaczenie analizy subfosylnych makroszczątków roślinnych i stopnia rozkładu torfu dla rekonstrukcji paleośrowiska. Kosmos, 52: 299–306.
Dyjor S., 1975. Późnotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim. W: Materiały I Krajowego Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 121–132. Wydaw. Geol., Warszawa.
Dyjor S., 1981. Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i wschodnich Sudetów. W: III krajowe sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 155–181. Ossolineum, Wrocław.
Dyjor S., 1997. A. Neotektonika. W: Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego (red. W. Pawlak). Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Uniwersytet Wrocławski.
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.
Eissmann L., 2002. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews, 21: 1275–1346.
Garetsky R.G., Aizberg R.Y., Karabanow A.K., Kockel F., Ludwig A.O., Lykke–Andersen H., Ostaficzuk S., Palijenko V.P., Sim L.S., Šliaupa A., Stackenbrandt, W., 2001. The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas – some conclusions from the IGCP-Project 346 "Neogeodynamica Baltica". Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8: 43–47.
Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.
Jahn A., Łańcucka-Środoniowa M., Sadowska A., 1984. Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. Geologia Sudetica, 18: 7–43.
Jerzykiewicz T., 1971. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geologia Polonica, 21: 165–199.
Jerzykiewicz T., 1975. Pozycja geologiczna osadów górnokredowych depresji śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej. W: Przewodnik XLVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. A. Grocholski): 225–254. Wydaw. Geol., Warszawa.
Jodłowski S., 1999. Utwory kredy i jej podłoże w Kotlinie Kłodzkiej w świetle badań geofizycznych. I. Rów górnej Nysy Kłodzkiej. Szczeliniec, 3: 21–40.
Kasiński J.R., 1991. Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohře rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia. W: Lacustrine facies analysis (red. P. Anadón i in.). Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Blackwell, Oxford, U.K., 13: 93–107.
Kasiński J.R., 2000. Atlas geologiczny trzeciorzędowej asocjacji brunatnowęglowej w polskiej części niecki żytawskiej. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Kasiński J.R., Panasiuk M., 1987. Geneza i ewolucja strukturalna niecki Żytawskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 357: 5–35.
Kasiński J.R., Badura J., Przybylski B., 2003. Kenozoiczne zapadliska przedgórza Sudetów Północno-Zachodnich. W: Sudety Zachodnie od wendu do czwartorzędu (red. A. Ciężkowski i in.): 183–196. Wydaw. Wind, Wrocław.
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.
Kopecký L., 1979. Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif in relationship to the deep fault tectonics, to the geologic evolution and ore mineralization. W: Czechoslovak geology and global tectonics (red. M. Mahel, P. Reichwalder): 167–181. Veda, Bratislava.
Kościówko H., 1982. Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 336: 7–52.
Krzyszkowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). Geomorphology, 33: 149–166.
Leppla A., 1900. Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse (oberhalb der Steinemündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000. Abhandlungen Preussischen Geologisches Landesamts, Neue Folge, 32. Berlin
Łuczkowska E., Dyjor S., 1971. Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 337–358.
Malkovský M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. Tectonophysics, 137: 31–42.
Matl K., Śmigielska T., 1977. Paleogene marine sediments between Głogów and Sieroszowice (Lower Silesia-Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 11–25.
Migoń P., 1993. Geneza Kotliny Jeleniogórskiej. Opera Corcontica 30: 85–115.
Migoń P., 2004. Etching, etchplain and etchplanation. W: Encyclopedia of Geomorphology (red. A.S. Goudie): 345–347. Routledge, Abingdon-on-Thames.
Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 236: 41–142.
Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on 40Ar/39Ar step-heating data. International Journal of Earth Sciences, 112: 725–740.
Ranoszek W., 1998. Morfologia progów tektonicznych obramowujących Rów Górnej Nysy. Acta Universitatis Wratislaviensis 2061, Prace Instytutu Geograficznego, ser. A, 9: 23–35.
Reicherter K., Froitzheim N., Jarosiński M., Badura J., Franzke H-J., Hansen M., Hübscher C., Müller R., Poprawa P., Reinecker J., Stackebrandt W., Voigt T., v. Eynatten H., Zuchiewicz W., 2008: Alpine tectonics north of the Alps. W: The Geology of Central Europe, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann). Geological Society, London: 1233–1285.
Růžička M., 1973. Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. Sbornik geologickych věd, Antropozoikum, 9: 7–43.
Scupin H., 1936. Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 88:213-256.
Skoček V., Valečka J., 1983. Palaeogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 44: 71–92.
Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. Przegląd Geologiczny, 64: 15–25.
Smulikowski K., Teisseyre H., 1957. Rów górnej Nysy. W: Regionalna Geologia Polski. T. III. Sudety, Z. 1. Utwory przedtrzeciorzędowe (red. H. Teisseyre): 39–43. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
Sobczyk A., 2025. Sudety w kenozoiku: od tektonicznej ekshumacji podłoża do współczesnej rzeźby – wnioski z termochronologii niskotemperaturowej. Przegląd Geologiczny, 73: 804–912.
Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): Insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.
Sobczyk A., Worobiec E., Olkowicz M., Szczygieł J., 2024. Mid-Miocene onset of the NE Bohemian Massif (SW Poland, Europe) growth, landscape evolution and paleoenvironmental changes unraveled using paleokarst sediment palynology. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 640: 121127.
Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 29: 239–249.
Sroka W., 1997. Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfomeryczno-statystycznej. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 68: 1–97.
Sroka W., Kowalska A., 1998. The preglacial fluvial deposits in the southern part of the Upper Nysa Depression, central Sudetes Mts., south-western Poland. Geologia Sudetica, 31: 157–170.
Stackebrandt W., 2004. Zur Neotektonik in Nord-Deutschland. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 32: 85–96.
Tietz O., Czaja A., 2010. Die Stratigrafie des Berzdorfer Beckens in der Oberlausitz (Ostdeutschland) – eine Ergänzung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 161: 459–463.
Uličný D, Čech S., 2008. Bohemian Cretaceous Basin. W: The Geology of Central Europe, V. 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann). Geological Society, London: 953–959.
Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balogh K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). Lithos, 123: 133–144.
Valečka J., 1988. Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králíky Graben (NE Bohemia). Sbornik geologickych věd, 43: 147–191.
Wilson M., Downes H., 1991. Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. Journal of Petrology, 32, 811–850.
Wojewoda J., 1997. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. W: Obszary źródłowe – Zapis w osadach, tom I (red. J. Wojewoda): 81–96. Wydaw. Wind, Wrocław.
Ziegler P.A., Dèzes P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change, 58: 237–269.
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 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 497–506. Warszawa, 2026

WSPÓŁCZESNE NAPRĘŻENIA I ODKSZTAŁCENIA TEKTONICZNE W POLSCE

9

Marek Jarosiński

9.1. METODY I HISTORIA BADAŃ WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ I ODKSZTAŁCEŃ W POLSCE

Badania naprężeń tektonicznych w skorupie ziemskiej są relatywnie nową dziedziną badań w Polsce. Pierwsze pomiary naprężeń w naszym kraju zostały wykonane na podstawie analizy mechanizmów wstrząsów sejsmicznych na obszarach górniczych (Gibowicz, 1984), w których pole naprężeń tektonicznych jest zaburzone działalnością górniczą. Na większą skalę pomiary współczesnych naprężeń w Polsce rozpoczęto w latach 90. XX w., na podstawie profilowań geofizycznych w głębokich otworach wiertniczych (Jarosiński, 1994a i literatura tam cytowana). Kierunki naprężeń były wyznaczane w toku analizy danych upadomierza czteroramiennego, który rejestrował struktury *breakouts*, będące kompresyjnymi zniszczeniami ścian otworów wiertniczych pod wpływem koncentracji naprężeń tektonicznych wokół tych otworów (Bell, Gough, 1979; Zoback i in., 1985; Jarosiński, 1994b). W pionowych otworach struktury *breakouts* wykazują w rzucie pionowym stałą, prostopadłą orientację względem kierunku największego współczesnego naprężenia poziomego (S_{Hmax}), które zazwyczaj można uznać za tektoniczne (fig. 1A i B).

Kolejnym istotnym krokiem ku bliższemu rozpoznaniu współczesnych naprężeń wokółotworowych w naszym kraju był zakup przez polski przemysł naftowy na początku lat 90. XX w., upadomierzy sześcioramiennych Halliburton SAD i skanerów otworowych. Sondy te rejestrują geometrię ścian otworów wiertniczych ze znacznie większą dokładnością niż upadomierz czteroramienny. Dzięki skanerom otworowym (akustycznym i elektrooporowym) kierunki naprężenia wyznaczane są również na podstawie ekstensyjnych pęknięć ścian otworów. Do tej pory kierunki S_{Hmax} wyznaczono dla ok. 100 otworów wiertniczych w Polsce (Jarosiński, 1998, 1999, 2005a).

Stan geodynamiczny skorupy ziemskiej jest charakteryzowany również przez reżim tektoniczny, uwarunkowany wzajemną orientacją naprężeń głównych, z których jedno jest zwykle zbliżone do pionu. Do wyznaczenia współczesnego reżimu naprężeń wykorzystano testy chłonności i szczelinowania hydraulicznego ścian otworów pod wpływem podwyższonego ciśnienia płynu otworowego (Jarosiński, 2005b).

Od czasu rozpoczęcia poszukiwań i eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów, przemysł naftowy rozwinął metody profilowania wielkości naprężeń na podstawie danych geofizyki wiertniczej, kalibrowanych testami laboratoryjnymi własności mechanicznych skał. Metody te, zastosowane w badaniach paleozoicznego kompleksu łupkowego basenu bałtyckiego (Piłacik, Jarosiński, 2021; Jarosiński i in., 2024a) oraz kompleksów skalnych Karpat (Jarosiński i in., 2024b), pozwoliły rozpoznać dużą zmienność wielkości i reżimów naprężeń, ze względu na rozwarstwienie właściwości mechanicznych pomiędzy kompleksami zalegającymi na sobie w kontakcie tektonicznym lub stratygraficznym (ang. *mechanical stratigraphy*).

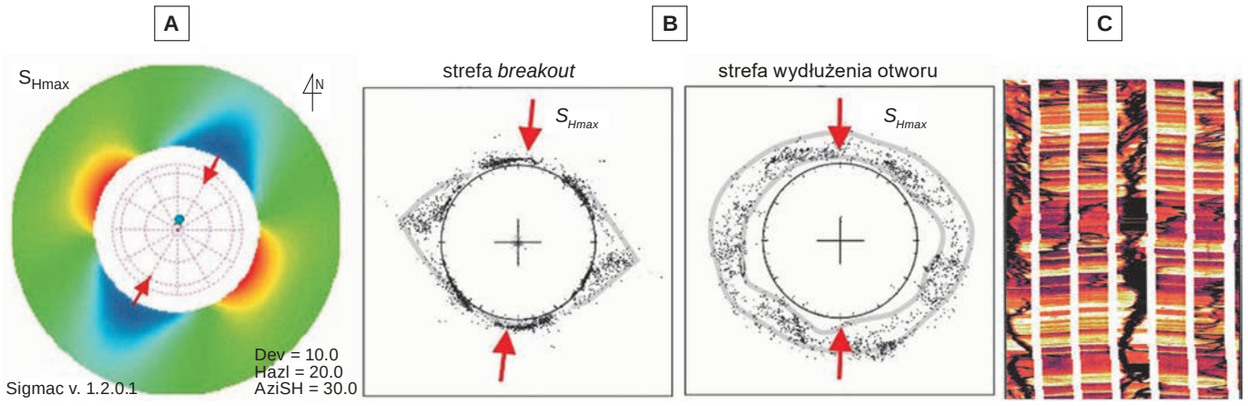


FIG. 1. Typowe tektoniczne naprężenia wokółotworowe oraz spowodowane nimi zniszczenia ścian otworów wiertniczych. A Przykładowy rozkład naprężeń wokół otworu wiertniczego – kolory cieplejsze wskazują wyższe wartości naprężeń ściskających, natomiast kolory chłodniejsze – niższe wartości naprężeń względem tła. B Geometria kompresyjnych zniszczeń ściany otworu typu breakouts w projekcji pozycji końców ramion upadomierza sześcioramiennego – typowy *breakout* po stronie lewej oraz – po stronie prawej – szersze rozmycie ściany otworu (ang. *washout*) również w kierunku prostopadłym do S_{Hmax} (czerwone strzałki). C Pęknięcie hydrauliczne ściany otworu (czarne pola i linie) w obrazie skanera elektrooporowego

Współczesny reżim tektoniczny (Anderson, 1905) i kierunki naprężeń można również wyznaczyć przy pomocy analizy mechanizmów ognisk wstrząsów sejsmicznych. Ze względu na małą naturalną sejsmiczność Polski i rzadką sieć monitoringu, dane o mechanizmie naturalnych wstrząsów sejsmicznych są nieliczne (Wiejacz, 1994; Guterch, 2009; Lizurek, 2017). Mechanizmy ognisk wstrząsów sejsmicznych są najczęściej analizowane dla terenów górniczych (GZW i LGOM), w których naprężenia są zaburzone antropogenicznie. Niemniej do analizy naprężeń tektonicznych wykorzystano np. wstrząsy wzbudzone infiltracją w obręb górotworu wód Zalewu Czorsztyńskiego, wyzwalające naturalne naprężenia tektoniczne.

Współczesny stan geodynamiczny skorupy ziemskiej wyznaczyć można również na podstawie odkształceń mierzonych geodezyjnie. Obecnie cały kraj jest pokryty gęstą siecią pomiarową opartą na ponad 500 stacjach geodezji satelitarnej GNSS. Dzięki trwającym ok. 20 lat ciągłym pomiarom lokalizacji analizowane są kierunki i prędkości odkształceń poziomych (Araszkiewicz i in., 2016). Ze względu na brak stabilizacji większości stacji, umieszczonych na dachach budynków oraz małe tempo odkształceń tektonicznych, z analiz należy wykluczyć stacje najmniej stabilne. Następnie, poprzez uśrednienie wyników dla najbardziej stabilnych stacji, można wyznaczyć przybliżone pole odkształceń poziomych.

Głębsze zrozumienie genezy współczesnej aktywności geodynamicznej osiągnąć można dzięki integracji wyżej wspomnianych metod badawczych (np. Jarosiński, 2006a; Jarosiński i in., 2022) oraz poprzez modelowanie numeryczne stanu naprężeń i odkształceń, jakie wykonano dla Europy centralnej i wschodniej (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b) oraz wzdłuż profilu sejsmicznego od Adriatyku do wnętrza kratonu EEC (Grad i in., 2006; Jarosiński, 2012).

9.2. GENEZA NAPRĘŻEŃ I ODKSZTAŁCEŃ SKORUPY ZIEMSKIEJ

Naprężenia (ang. *stress*) i odkształcenia tektoniczne (ang. *strain*) mają wspólną genezę, jednak ich kierunki mogą nie być identyczne. O ile stan naprężeń jest efektem niezrelaksowanego odkształcenia sprężystego ośrodka skalnego, to odkształcenia mogą realizować się również przez pełzanie skał lub przez poślizgi na powierzchniach nieciągłości, bez narastającej akumulacji odkształceń sprężystych (zachowania lepkie i plastyczne). Mierzone lokalnie naprężenia mogą być uwarunkowane wieloma czynnikami, do których należą: (1) siły tektoniczne, działające na krawędzie płyt litosferycznych lub kontynentów, wzbudzane głównie naciskiem płyt oceanicznych, tzw. pchaniem od grzbietu (ang. *ridge push*) lub ciągnieniem płyt subdukujących (ang. *slab pull*), (2) zróżnicowanie potencjału grawitacyjnego w obrębie płyt, którego przykładami są kolaps grawitacyjny lub ekstensyjny (ang. *gravitational* lub *extensional collapse*) orogenów lub wielkiej skali spełzywanie kompleksów skalnych po skłonie kontynentu, (3) uginanie litosfery, np. pod wpływem zwijania się subdukującej płyty (ang. *slab roll-back*) lub nacisku lądolodu (ang. *glacio-isostasy*), (4) obciążenia topograficzne, wynikające z deniwelacji terenu, mające relatywnie niewielki zasięg wgłębny, (5) grawitacyjne spełzywanie po nachylonych warstwach skał plastycznych, zwłaszcza po solach (ang. *gravitational gliding*), (6) uaktywnienie istniejących struktur tektonicznych, związane z odkształceniami towarzyszącymi reaktywacji uskoków, fałdów i struktur solnych, (7) naprężenia rezydualne (ang. *remanent stress*), związane z niezrelaksowanym dawnym odkształceniem lepko-sprężystym np. powstałym w trakcie ostatniego zlodowacenia, (8) odkształcenia antropogeniczne, związane z działalnością górniczą lub zabiegami hydraulicznymi w otworach wiertniczych.

W przypadku analiz geomechanicznych należy rozważyć możliwość wspólnego oddziaływania wielu czynników kształtujących pole naprężeń. Część z tych czynników, uznanych za lokalne, dotyczy również niektórych obszarów Polski, takich jak pasma górskie, mobilne strefy tektoniczne, czy obszar w zasięgu oddziaływania ostatniego zlodowacenia.

9.3. WYNIKI POMIARÓW WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ TEKTONICZNYCH W POLSCE

Dotychczas wykonane interpretacje naprężeń na podstawie zniszczeń ścian otworów wiertniczych (Jarosiński, 2006a) wskazują, że mimo niskiej aktywności sejsmicznej, podłoże skalne obszaru Polski poddane jest oddziaływaniu istotnych sił tektonicznych. Uzyskane wyniki pozwalają na uchwycenie generalnych trendów w orientacji największego współczesnego naprężenia poziomego (S_{Hmax}) oraz prawidłowości w zróżnicowaniu tych trendów w różnych regionach kraju i na różnych głębokościach (Jarosiński, 2006b; fig. 2).

9.3.1. Karpaty centralne

Dane z Podhala są nieliczne, lecz spójne. Analiza ogniska wstrząsu sejsmicznego o magnitudzie M4,4 z 2004 r., którego epicentrum zlokalizowano w obrębie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (Guterch, 2009), wskazuje na S_{Hmax} w azymucie 40° i reżim uskoków normalnych z niewielkim udziałem transtensji. Wyniki modelowania numerycznego dla Podhala wskazują, że uwzględnienie ekstensji wynikającej ze zrównoważonej izostatycznie topografii (Jarosiński i in., 2006) może wyjaśnić lokalne wystąpienie reżimu uskoków normalnych na tym obszarze. Liczne (23) ogniska mini-wstrząsów sejsmicznych w okolicy zaporowego Jeziora Czorsztyńskiego w obrębie pienińskiego pasa skałkowego wskazują na podobny NE–SW kierunek S_{Hmax}, ale ze zdecydowaną przewagą reżimu uskoków przesuwczych (Lizurek, 2017). Ten kierunek kompresji, jak i liczne wstrząsy sejsmiczne w słowackim segmencie pienińskiego pasa skałkowego jednoznacznie wskazują na lewoskrętną przesuwczość wzdłuż tego szwu tektonicznego, co sugeruje resztkową ucieczkę bloku ALCAPA z Alp Wschodnich, która spycha pryzmę akrecyjną Karpat zewnętrznych ku NE. Przemieszczenie to jest częściowo kompensowane we wschodniej części bloku ALCAPA, gdzie wstrząs sejsmiczny (Heidbach i in., 2018) wskazuje na występowanie silnego reżimu kompresyjnego uskoków odwróconych.

9.3.2. Karpaty zewnętrzne

SEGMENT WSCHODNI NA MASYWIE MAŁOPOLSKIM

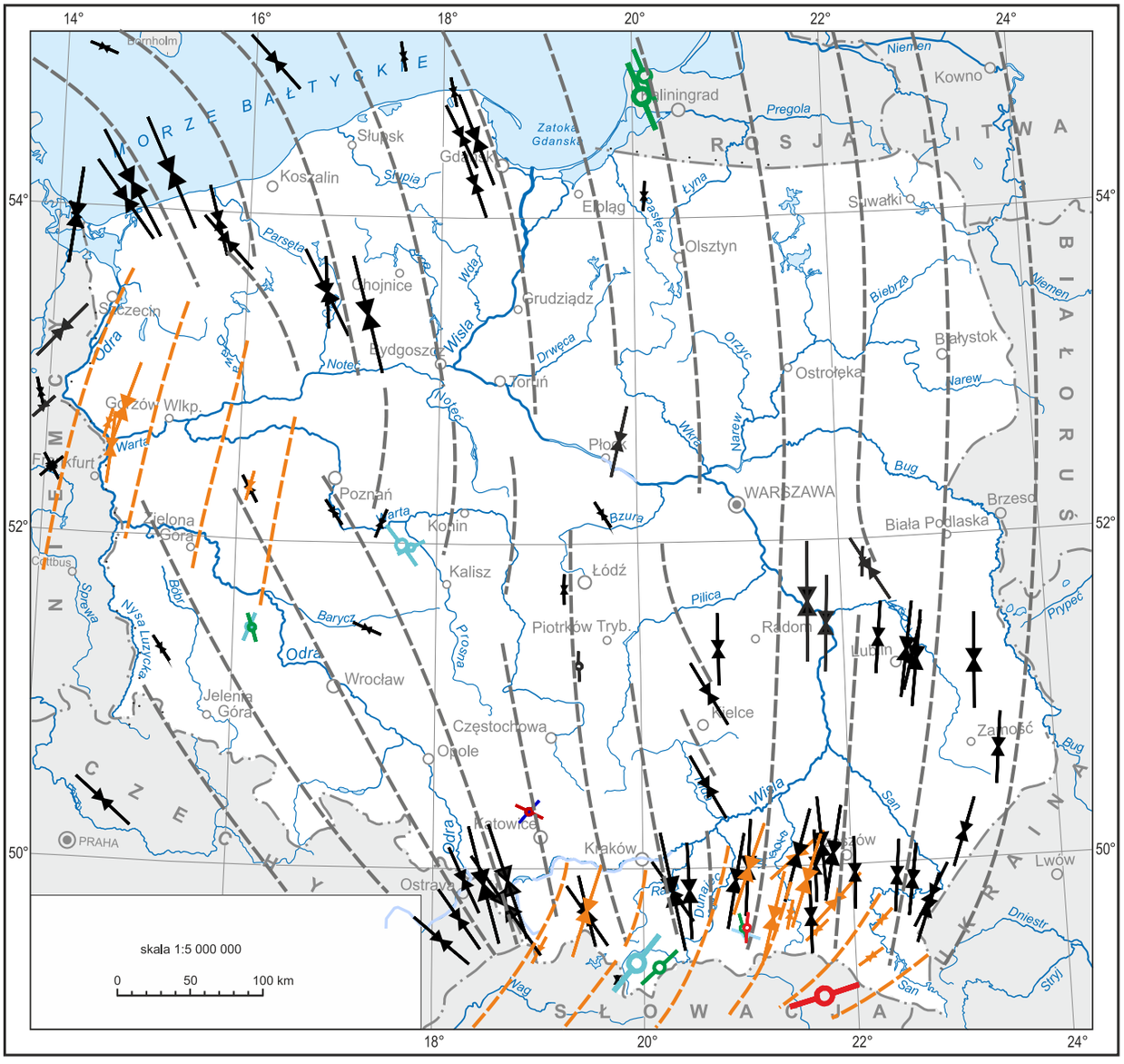
Otwory wiertnicze zlokalizowane we wschodnim segmencie polskich Karpat zewnętrznych, podścielonym przez masyw małopolski, wskazują, że w obrębie płaszczowin, stanowiących pryzmę akrecyjną, dominuje NE–SW kierunek S_{Hmax} w przybliżeniu prostopadły względem głównych struktur fałdowych i nasunięć (fig. 3). W otworach zlokalizowanych w przegubach antyklin stwierdzono rotacje kierunków S_{Hmax} do pozycji równoległej względem przebiegu osi antyklin, co można wiązać z ich resztkowym kompresyjnym fałdowaniem (Jarosiński i in., 2024b). Wyniki modelowania geomechanicznego w głębokim na 5,5 km otworze Dukla-1 zlokalizowanym w płaszczowinie śląskiej, wykazały, że strefa nasunięcia w spągu aktywnej antykliny jest również współcześnie aktywna. Poniżej tego nasunięcia nie stwierdzono współczesnego reżimu nasuwczego, co sugeruje, że naskórkowa reaktywacja obejmuje tylko górną część pryzmy akrecyjnej. W najgłębszym interwale otworu Dukla-1 – w niższej części pryzmy akrecyjnej S_{Hmax} rotuje płynnie ku N–S, czyli w kierunku zbliżonym do S_{Hmax} spodziewanego w podłożu Karpat i pomierzonego u czoła orogenu (Jarosiński, 2005a). Wskazuje to, że w obrębie płaszczowiny śląskiej nasunięcie spągowe Karpat jest nieczynne. Z kolei wstrząsy sejsmiczne zlokalizowane bezpośrednio na północ od szwu tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego sugerują, że ta część nasunięcia spągowego – zalegającego pod płaszczowiną magurską może być aktywna (Jarosiński i in., 2024b).

GRANICA BLOKU GÓRNOŚLĄSKIEGO I MASYWU MAŁOPOLSKIEGO

W dwóch otworach zlokalizowanych na granicy masywu małopolskiego i bloku górnośląskiego, przebijających pryzmę akrecyjną Karpat zewnętrznych i sięgających podłoża autochtonicznego, analiza zniszczeń ścian otworów *breakouts* wskazuje na rotację S_{Hmax} od kierunku N–S w obrębie płaszczowin karpackich, do NNW–SSE w podłożu i dalej do NW–SE w najgłębszych partiach podłoża (Jarosiński, 2001; fig. 3). Rotacja taka może być związana z aktywnością strefy kontaktowej obu bloków, będącej przedłużeniem strefy Kraków–Lubliniec w podłoże Karpat. W jej sąsiedztwie, w okolicy Krynicy zarejestrowano wstrząsy sejsmiczne (Wiejacz, 1994), wskazujące na złożony mechanizm deformacji, odpowiadający nasuwaniu pryzmy akrecyjnej w kierunku N oraz prawoskrętnie transpresyjnej reaktywacji tej strefy uskokowej przy S_{Hmax} w kierunku NNW–SSE (fig. 3). Dwa inne zjawiska sejsmiczne o głębszych ogniskach wskazują na reżim uskoków normalnych z niestabilnym kierunkiem S_{Hmax}: N–S i WNW–ESE, który może wynikać z ekstensji fleksuralnej płyty podłoża autochtonicznego. Jednak słaba jakość analiz mechanizmów ognisk tych wstrząsów, nakazuje ostrożnie podchodzić do tych interpretacji.

SEGMENT ZACHODNI NA BLOKU GÓRNOŚLĄSKIM

W zachodnim segmencie Karpat polskich znajdują się otwory, które przebijają nasunięcie Karpat i sięgają podłoża autochtonicznego. Analizy *breakouts* w tych otworach wskazują na istotne rozwarstwienie kierunków współczesnych naprężeń poziomych pomiędzy poziomy geodynamiczne (fig. 4). Mianowicie: (1) w obrębie pryzmy akrecyjnej Karpat S_{Hmax} jest skierowane NNE–SSW, (2) w obrębie płytszego podłoża naprężenia rotują ku NNW–SSE, (3) natomiast głębiej – w podłożu metamorficznym – dalej rotują ku NW–SE. Za tak znaczną rotację naprężeń, sięgającą nawet 60°, odpowiadać może złożony mechanizm odkształcenia zakrzywionego tutaj łuku Karpat (ang. *corner effect*) (Jarosiński, 1997, 1998, 2005a). Nacisk ze strony mikropłyty ALCAPA powoduje prawdopodobnie naskórkową kompresję ku NNE–SSW oraz lewoskrętne przemieszczenie wzdłuż ugiętego szwu pienińskiego pasa skałkowego. Przemieszczenie to powoduje ekstensyjne rozrywanie



Kierunki S_{Hmax} na podstawie pomiarów w otworach wiertniczych. W przypadku rozwarstwienia kierunków naprężeń – pomarańczowe strzałki dla poziomu górnego. Długości strzałek są proporcjonalne do jakości pomiaru

Kierunki S_{Hmax} na podstawie analizy ognisk wstrząsów sejsmicznych. Kolor oznacza reżim tektoniczny: niebieski – uskoków normalnych, zielony – uskoków przesuwczych, czerwony – uskoków odwróconych

Przybliżone trajektorie S_{Hmax}, w miejscach rozwarstwienia naprężeń kolorem pomarańczowym zaznaczono trajektorie płytszego poziomu geodynamicznego, przerwanie ciągłości trajektorii sugeruje występowanie aktywnych stref tektonicznych

FIG. 2. Mapa kierunków największego naprężenia poziomego S_{Hmax} (wg Jarosińskiego, 2017, uaktualniono)

zachodniej części bloku górnośląskiego w podłożu orogenu, co skutkuje rotacją S_{Hmax}. Analogiczne rotacje naprężeń w poprzek pienińskiego szwu tektonicznego uzyskano w wyniku modelowania numerycznego (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b).

9.3.3. Zapadlisko przedkarpackie

Pomiary u czoła Karpat mają dobrą jakość i wskazują na kierunek S_{Hmax} w przybliżeniu prostopadły do czoła orogenu (fig. 3). Wraz z oddalaniem się od Karpat ilość *breakouts* w obrębie zapadliska spada, a obecne są głównie w podłożu tego basenu. Zjawisko to może być spowodowane lepką kompensacją odkształceń sprężystych w obrębie słabo zlityfikowanych osadów zapadliskowych. Nieliczne analizy naprężeń w podłożu zapadliska wskazują, że występuje tam słaby reżim uskoków przesuwczych (Jarosiński, 2005b), lokalnie przechodzący w reżim uskoków normalnych.

U czoła zachodniego segmentu Karpat polskich i przed czołem orogenu, w podłożu karbońskim występują wyjątkowo dobrze rozwinięte sekwencje *breakouts* wskazujące na znaczną anizotropię naprężeń poziomych przy S_{Hmax} zorientowanym NNW–SSE. A zatem naprężenia tektoniczne są tam przenoszone efektywnie przez bardziej skonsolidowane podłoże zapadliska. Ku północy, na terenach górniczych GZW, analizy ognisk wstrząsów sejsmicznych dają niespójne wyniki, wskazujące na duży udział antropogenicznych zaburzeń pola naprężeń.

9.3.4. Basen lubelski

W obręb basenu lubelskiego naprężenia są efektywnie przenoszone poprzez sztywny masyw małopolski w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Dzięki temu, w obrębie młodopaleozoicznego kompleksu wypełniającego basen lubelski panuje wyjątkowo stabilny południkowy kierunek S_{Hmax} z niewielkim odchyleniem ku NNE–SSW (fig. 5). Wyniki szczelinowania hydraulicznego wskazują na obecność reżimu uskoków przesuwczych i gradient naprężeń dyferencjalnych w funkcji głębokości ok. 10 MPa/km (Jarosiński, 2005b). Na obszarze basenu lubelskiego stwierdzono tylko jeden słaby wstrząs sejsmiczny (Guterch, 2009), zlokalizowany w sąsiedztwie dodatniej anomalii strumienia cieplnego na północ od basenu. Mechanizm ogniska tego wstrząsu nie jest znany.

9.3.5. Platforma wschodnioeuropejska

W obrębie pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East European Craton* – EEC), na północ od basenu lubelskiego orientacja S_{Hmax} ulega łagodnemu zakrzywieniu do kierunku NNW–SSE. Nieliczne odchylenia od tego trendu występują jedynie w sąsiedztwie stref uskokowych, w tym w sąsiedztwie krawędzi kratonu.

Najwięcej analiz naprężeń wykonano na Pomorzu, które wskazują, że w łupkach starszego paleozoiku orientacja S_{Hmax} jest stabilna NNW–SSE (Jarosiński i in., 2022, 2024a). Ten sam kierunek

9 Współczesne naprężenia i odkształcenia tektoniczne w Polsce

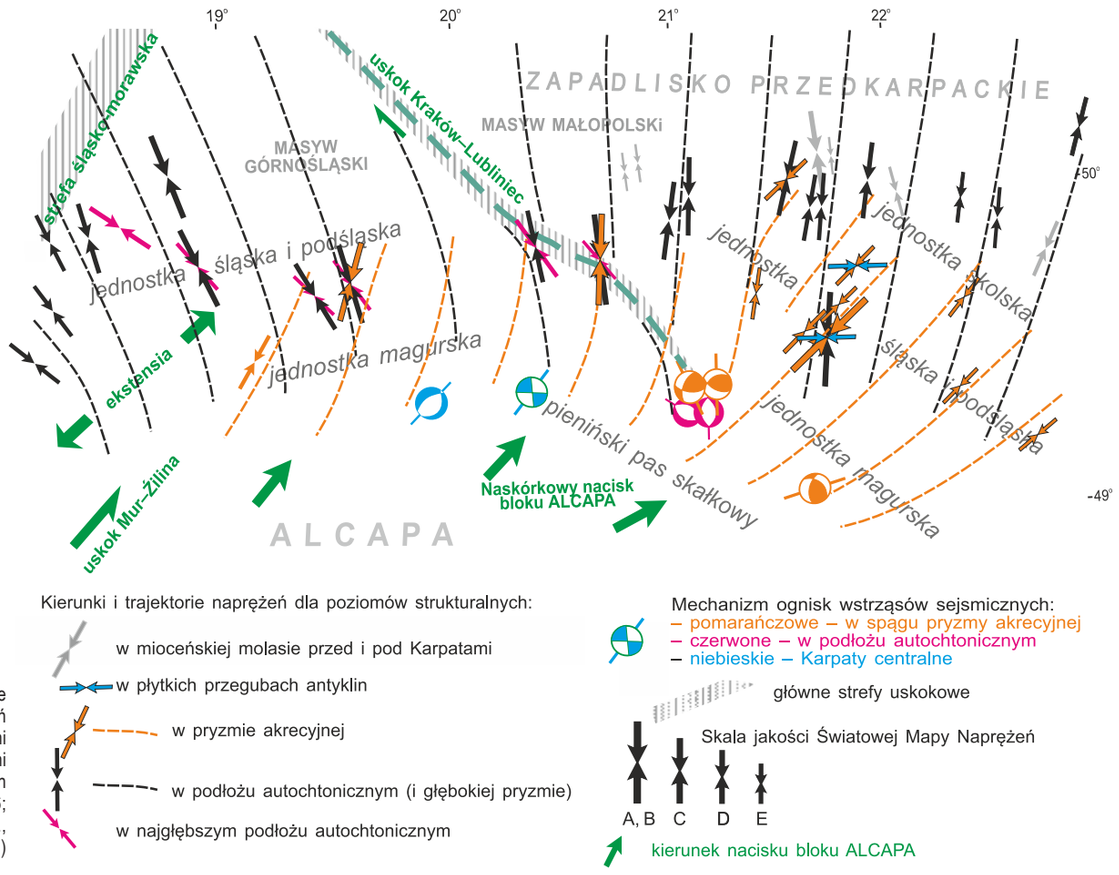


FIG. 3. Rozwarstwienie kierunków naprężeń pomiędzy poziomami geodynamicznymi w Karpatach (wg Jarosińskiego, 2006; Jarosińskiego i in., 2024b, uaktualniono)

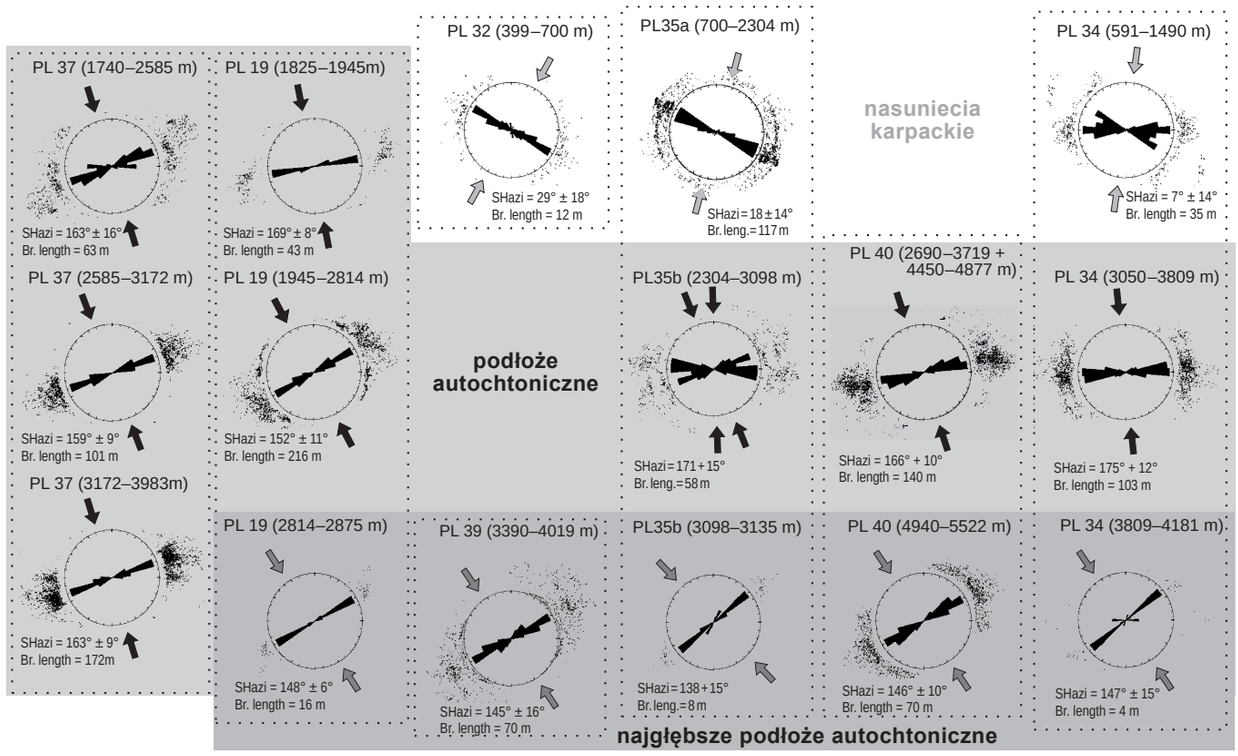


FIG. 4. Kierunki S_{Hmax} (strzałki) i projekcja struktur *breakouts* z analizowanych interwałów głębokościowych w zachodnim segmencie polskich Karpat zewnętrznych z podziałem na poziomy geodynamiczne (wg Jarosińskiego, 2005a, zmodyfikowano). Symbole otworów zgodne z kodami bazy danych Światowej Mapy Naprężeń (Heidbach i in., 2018)

naprężenia wyznaczono na podstawie dwóch silnych wstrząsów sejsmicznych (M = 5 i 5,3) jakie miały miejsce w 2004 r. na Półwyspie Sambijskim (Gregersen i in., 2007). Mechanizmy ognisk tych wstrząsów jednoznacznie wskazują na reżim uskoków przesuwczych panujący w górnej skorupie krystalicznej. Przypuszczać można, że wstrząsy wystąpiły na uskoku tnącym dodatnią anomalię termiczną (Jarosiński i in., 2022), w obrębie której dolna część litosfery kratonicznej jest osłabiona termicznie, co spowodowało kumulację naprężeń w górnej skorupie. Analizy wielkości naprężeń w łupkach Pomorza Gdańskiego wskazują na występowanie w nich wszystkich reżimów naprężeń i ich rozwarstwienie pomiędzy jednostkami litostratygraficznymi (Piłacik, Jarosiński, 2021; Jarosiński i in., 2024a). Naprężenia dyferencjalne są tu zrelaksowane, a stan naprężeń jest odległy od krytycznego. Na podstawie zintegrowanej analizy geomechanicznej dla czterech otworów, analizy tempa poziomego odkształcenia z danych satelitarnych i analiz sejsmologicznych wykazano, że odkształcenie sprężyste łupków Pomorza jest o rząd wielkości mniejsze od analogicznego w podłożu krystalicznym, co zinterpretowano jako wynik lepkiej relaksacji łupków o znacznej zawartości minerałów ilastych (Jarosiński i in., 2024a).

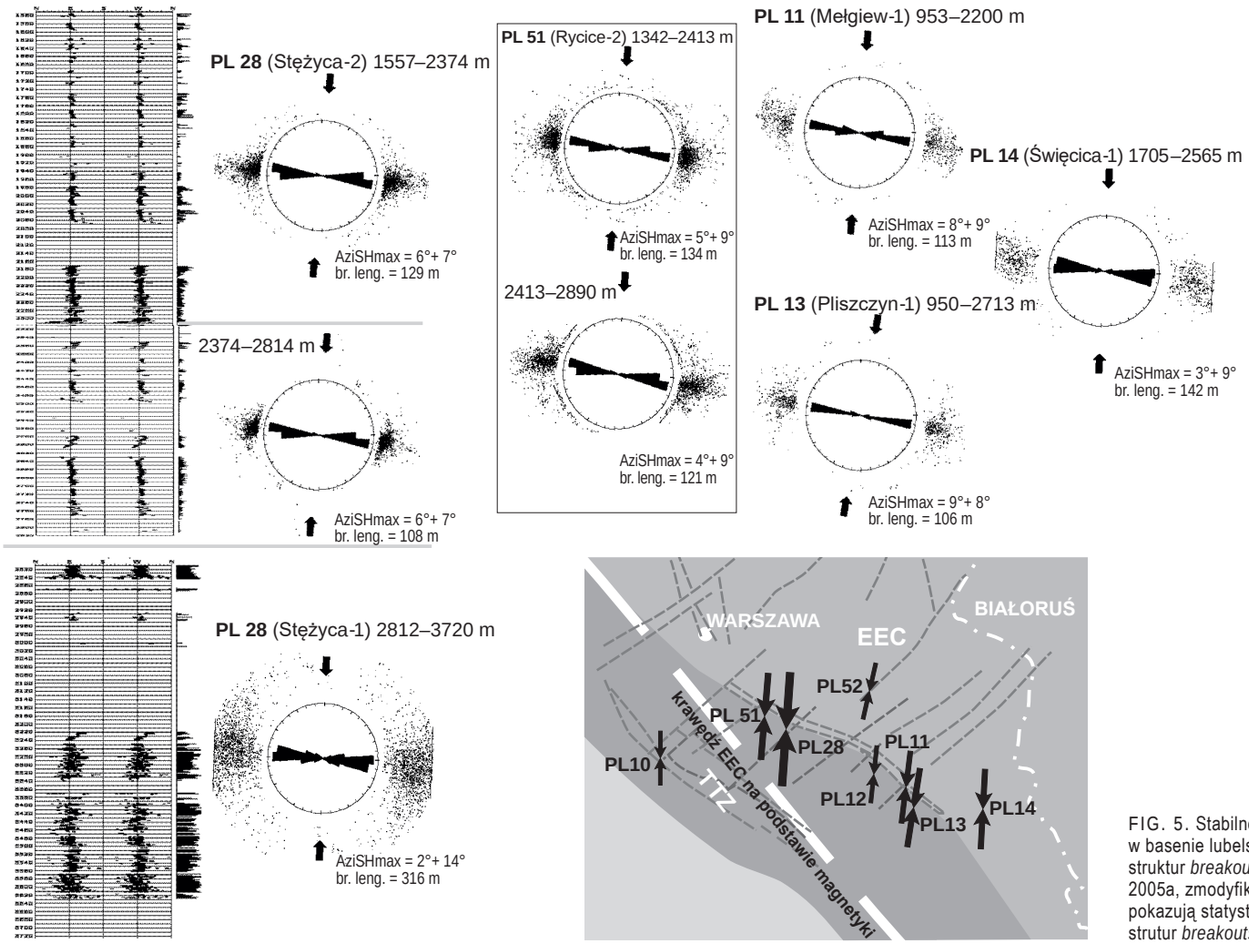


FIG. 5. Stabilne kierunki S_{Hmax} w basenie lubelskim na podstawie analizy struktur *breakouts* (wg Jarosińskiego, 2005a, zmodyfikowano). Diagramy kołowe pokazują statystyczny rozkład kierunków strutur *breakouts*, strzałki – orientację S_{Hmax}

9.3.6. Strefa Teisseyre'a-Tornquista

W obszarze pomorskim, wraz ze zbliżaniem się ku silnie zuskokowanej strefie Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), profile struktur *breakouts* są coraz dłuższe. Sugeruje to kumulację naprężeń wzdłuż tektonicznie zniszczonej krawędzi kratonu. S_{Hmax} odchylone jest tutaj ku NW–SE, czyli w kierunku zbliżonym do biegu TTZ, co z kolei może być efektem oddziaływania anizotropii mechanicznej gęsto zuskokowanego ośrodka skalnego lub zakrzywieniem naprężeń w aktywnej strefie tektonicznej. Na Pomorzu Zachodnim, poza dominującą NW–SE orientacją S_{Hmax} występuje również kierunek NNW-SSE.

Dalej ku południowi, w obrębie kujawskiego i świętokrzyskiego segmentu TTZ częściej występują rotacje S_{Hmax} zarówno w głąb otworów, jak i pomiędzy nimi, z S_{Hmax} zorientowanym od NW–SE do N–S, a sporadycznie nawet ku NNE–SSW. Przyczyną tych rotacji może być przesuwcza reaktywacja uskoków podłużnych względem silnie zuskokowanej strefy TTZ. Regionalny kontekst geodynamiczny sugeruje prawoskrętny zwrot przemieszczeń uskokowych wzdłuż tej strefy. Dystrybucja historycznych wstrząsów sejsmicznych (Guterch, 2009) wskazuje, że najintensywniej reaktywowane są główne uskoki obrzeżające tę strefę, a także strefa uskoku świętokrzyskiego.

9.3.7. Monoklina przedsudecka

Na zachód od strefy TTZ i Karpat rozkład naprężeń jest słabiej czytelny (fig. 2, 6). W obrębie bloku Gorzowa i w głębi monokliny przedsudeckiej, dane z otworów wiertniczych wskazują na rozwarstwienie orientacji S_{Hmax}. Pod solami wyróżnić można kompleks, w którym dominuje kompresja w kierunkach NNW–SSE i N–S, którą uznać można za tektoniczną – regionalną. W obrębie dolomitu głównego przeważa orientacja S_{Hmax} zbliżona do W–E, która może być efektem „osuwania się" ciężkiej płyty dolomitowo-anhydrytowej w dół monokliny. Powyżej cechsztynu, w północnej części monokliny, NNE–SSW lub NE–SW orientacja S_{Hmax} sugeruje, że naprężenia mogą być uwarunkowane pełzaniem kompleksów osadowych po solach w dół monokliny. Silne wstrząsy sejsmiczne zlokalizowane na północy od uskoku środkowej Odry w obrębie LGOM (Gibowicz, 1984), prawdopodobnie wzbudzone działalnością górniczą, pokazują przewagę orientacji S_{Hmax} ku NNW–SSE w reżimie uskoków przesuwczych oraz ku NNE–SSW w reżimie uskoków normalnych. Z kolei dwa naturalne wstrząsy w okolicy Jarocina wskazują na reżim uskoków normalnych. Silniejszy z tych wstrząsów wskazuje na tektonicznie uwarunkowaną regionalną orientację S_{Hmax} ku NNW–SSE.

9.3.8. Sudety i blok przedsudecki

Analizy naprężeń w otworach wiertniczych wykonano tylko dla niecki północnosudeckiej (Jarosiński i in., 2021), gdzie przy małej głębokości otworów stwierdzono krótkie profile breakouts. Pokazały one przewagę NNW–SSE i NW–SE orientacji S_{Hmax} oraz obecność podrzędnego kierunku NE–SW (Jarosiński i in., 2021). Otwory zlokalizowane po niemieckiej stronie granicy w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego (fig. 6A) wskazują na podobną zmienność kierunków kompresji, przy czym kierunki NNE–SSW przeważają w południowym skrzydle tego uskoku zaś NNW–SSE w północnym (Röckel, Lempp, 2003). Synteza dotychczasowych wyników dla północnej części Masywu Czeskiego wskazuje, że dominuje tam NNW–SSE orientacja naprężeń regionalnych. Z tym kierunkiem naprężeń jest stowarzyszony reżim uskoków przesuwczych (fig. 6B). Z kolei odchylenia S_{Hmax} w kierunku NW–SE i NNE–SSW, w reżimie uskoków normalnych, zostały zinterpretowane jako rotacje związane z transtensyjną reaktywacją regionalnych uskoków przesuwczych o biegu NW–SE. Możliwość taką potwierdzają również wyniki monitoringu mikrosejsmicznego prowadzonego po czeskiej stronie granicy (Havíř, 2004; Špaček i in., 2006). Ogniska wstrząsów również pokazują przewagę NNW–SSE orientacji S_{Hmax} w reżimie uskoków przesuwczych oraz występowanie lokalnych odchyleń naprężeń ku NW–SE.

9.4. ODKSZTAŁCENIA TEKTONICZNE

Współczesne odkształcenia poziome, które uznać możemy za tektoniczne, mierzyć można metodami geodezji satelitarnej. Ponieważ wewnątrz płyt litosferycznych, a zwłaszcza mechanicznie sztywnych kratonów, odkształcenia są bardzo powolne, ich wyznaczanie wymaga ekstremalnie dokładnych, wieloletnich, ciągłych obserwacji na stabilnych stacjach GNSS. Dotychczas, poziome odkształce-

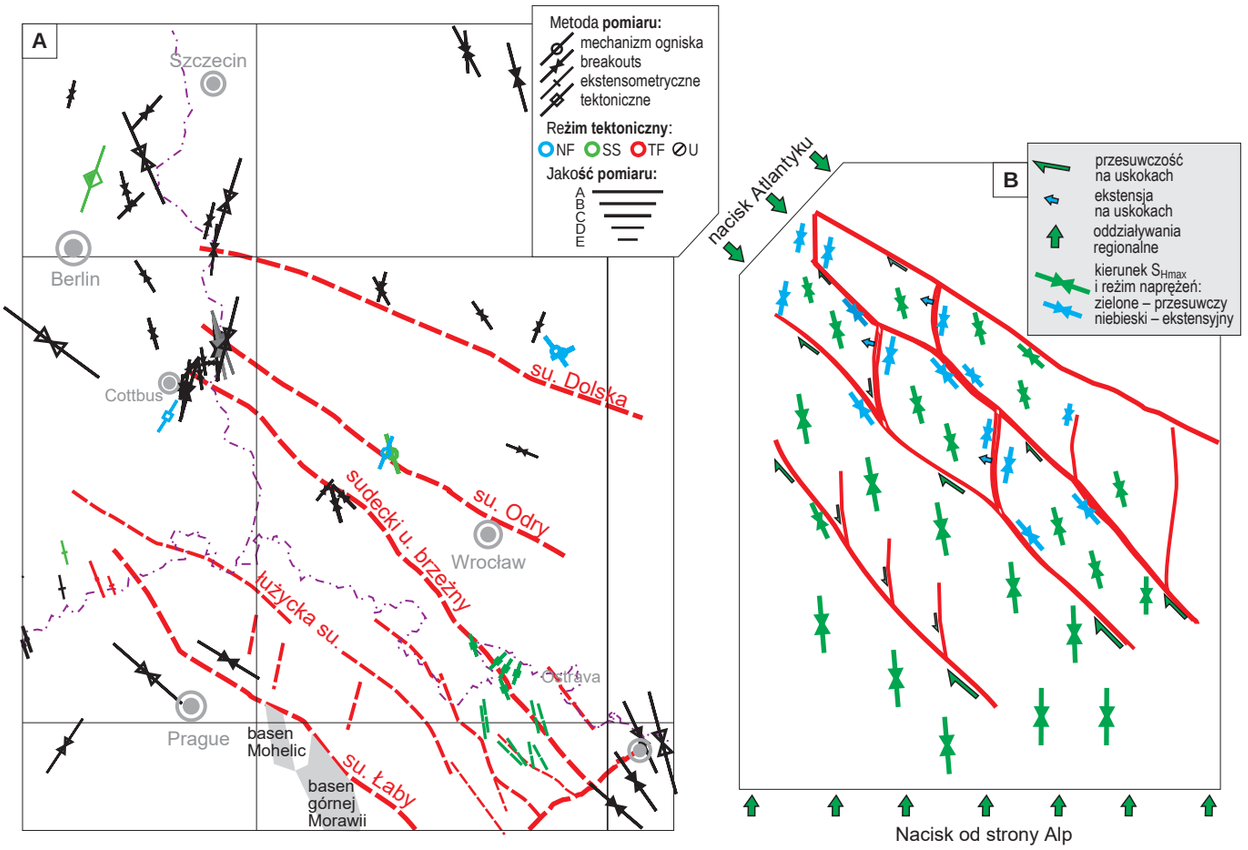


FIG. 6. Zmienne kierunki S_{Hmax} w północnej części Masywu Czeskiego i na Dolnym Śląsku – A oraz B – schemat wyjaśniający mechanizm zmienności kierunków naprężeń poprzez deformacje transtensyjne na głównych strefach uskokowych (wg Jarosińskiego i in., 2021, zmodyfikowano)

nia dla Polski obliczono przy wykorzystaniu sieci ASG EUPOS o najdłuższym okresie pomiaru – kilkunastu lat, która daje najbardziej precyzyjną lokalizację punktów pomiarowych (Araszkiewicz i in., 2016). Po usunięciu z tej sieci stacji najbardziej niestabilnych, dla większości obszaru Polski uzyskano kierunki maksymalnego poziomego skracania zbliżone do kierunków S_{Hmax} pomierzonego w otworach wiertniczych (fig. 7). Wyniki te wskazują, że w Polsce przeważa skracanie (kontrakcja) nad rozciąganiem (ekstensją). Dla południowo-zachodniej Polski (platformy paleozoicznej) oszacowano tempo skracania osiągające 12×10^{-17} s^{-1} (co odpowiada jednorocznemu odkształceniu o wartości ~0,4 mm/100 km), które można uznać za typowe dla młodych platform kontynentalnych (Piña-Valdés i in., 2021). Dla kratonu EEC wyliczono tempo odkształcenia wynoszące ok. 4×10^{-17} s^{-1} (~0,13 mm/100 km w ciągu jednego roku). Zbliżone tempa odkształcenia uzyskano dla tych części kontynentu na podstawie pomiarów stabilizowanych stacji (Nocquet i in., 2005). Zgodnie z otrzymanym rozwiązaniem, ekstensja przeważa jedynie we wschodnim segmencie Karpat zewnętrznych, gdzie jej kierunek jest zgodny z rozciągłością orogenu oraz w segmencie kujawskim TTZ, gdzie jest zorientowana wzdłuż tej strefy.

Dobrą zgodność pomiędzy kierunkiem skracania a orientacją S_{Hmax} obserwuje się w Karpatach i przed Karpatami, gdzie są one w przybliżeniu poprzeczne do łuku orogenu. W północnej i zachodniej Polsce zarówno kierunki skracania, jak i kompresji są zorientowane od NW–SE do NNE–SSW. W tym przypadku skracanie jest prawie jednoosiowe. W obrębie TTZ i w północnej części EEC kierunki skracania NNW–SSE i NW–SE są zbliżone do S_{Hmax}. Wynika z tego, że tylko lokalnie występują wyraźne niezgodności pomiędzy kierunkami odkształceń i naprężeń, które mogą być efektem niedostatecznej stabilizacji stacji geodezyjnych lub efektem aktywności uskoków, zwłaszcza w obrębie TTZ.

9.5. GENEZA WSPÓŁCZESNYCH NAPRĘŻEŃ TEKTONICZNYCH W POLSCE

Polska znajduje się wewnątrz płyty eurazjatyckiej z dala od jej krawędzi, jak również od krawędzi kontynentu. Odległość od grzbietu atlantyckiego wynosi ok. 3000 km, od najbliższego punktu skandynawskiej pasywnej krawędzi kontynentu ok. 1500 km, a od szwu kolizyjnego z Afryką ok. 2000 km. Wpływ złożonych oddziaływań sił tektonicznych na obszar intrakontynentalny modelować można numerycznie z uwzględnieniem jak największej liczby czynników geomechanicznych. Model taki w przestrzeni 2,5D został sporządzony dla Europy środkowej (Jarosiński i in., 2006; Jarosiński, 2006b; fig. 8). Uwzględniono w nim zróżnicowanie sztywności dużych bloków tektonicznych, mobilność rozdzielających je stref tektonicznych oraz naprężenia generowane energią potencjalną grawitacji dużych łańcuchów górskich i głębokich mórz. Dzięki dopasowaniu kierunków modelowanych naprężeń do orientacji pomierzonego S_{Hmax} (fig. 8B) oszacowane zostały naprężenia tektoniczne jakie mogą oddziaływać na krawędzie kontynentu oraz wielkości naprężeń poziomych w poszczególnych blokach tektonicznych. Znaczne zróżnicowanie kierunków naprężeń na badanym obszarze sprawiło, że wyniki modelowania są stosunkowo ściśle uwarunkowane danymi i nie dopuszczają szerokiego spektrum innych rozwiązań.

9.5.1. Naciski na krawędzie kontynentu

Dla lepszego zobrazowania sił tektonicznych działających na krawędzie modelu, zostały one przeliczone na naprężenia znormalizowane dla 100 km miąższości litosfery. W preferowanym modelu (fig. 8), średnie naprężenia oddziałujące na pasywną brytyjską i skandynawską krawędź Europy spadają płynnie w kierunku NE z 19 do 13 MPa, co jest skorelowane z coraz młodszym w tym kierunku wiekiem litosfery Oceanu Atlantyckiego (który później otworzył się na północy – por. rozdział 2), wywierającej w związku z tym mniejszy nacisk (ang. *ridge push*) na kontynent (Coblentz i in., 1994). Nacisk litosfery Morza Arktycznego, propagujący się przez Morze Barentsa, został oszacowany na 16 MPa, co również pasuje do trendu, w którym starszy fragment litosfery oceanicznej wywiera większą presję niż fragment młodszy. Od strony rowu dolnego Renu wymodelowano relatywnie niewielką kompresję – rzędu 0–4 MPa – co wskazuje na prawie neutralną krawędź zachodnią.

Śródziemnomorską strefę kolizji z Afryką cechuje skrajna zmienność sił tektonicznych w poszczególnych segmentach. Nacisk na mikropłytę Adrii od strony Apeninów wynosi zaledwie 6,5 MPa, podczas gdy od południa na krótkim odcinku Morza Jońskiego jest on skrajnie wysoki i wynosi 90 MPa (fig. 8B). Wynika z tego, że kompresja napierającej Afryki jest efektywnie przenoszona na mikropłytę Adrii przez znajdujący się w podłożu Morza Jońskiego sztywny fragment starej skorupy Oceanu Tetydy. Pozostaje to w kontraście do sąsiednich segmentów, w których strefy subdukcji (kalabryjska i helleńska) relaksują naprężenia kompresyjne (fig. 9). Na przykład w segmencie helleńskiej strefy subdukcji fragment subdukującej płyty oceanicznej zwija się i cofa (ang. *slab pull and roll-back*) wzbudzając na modelu silną tensję w obrębie Morza

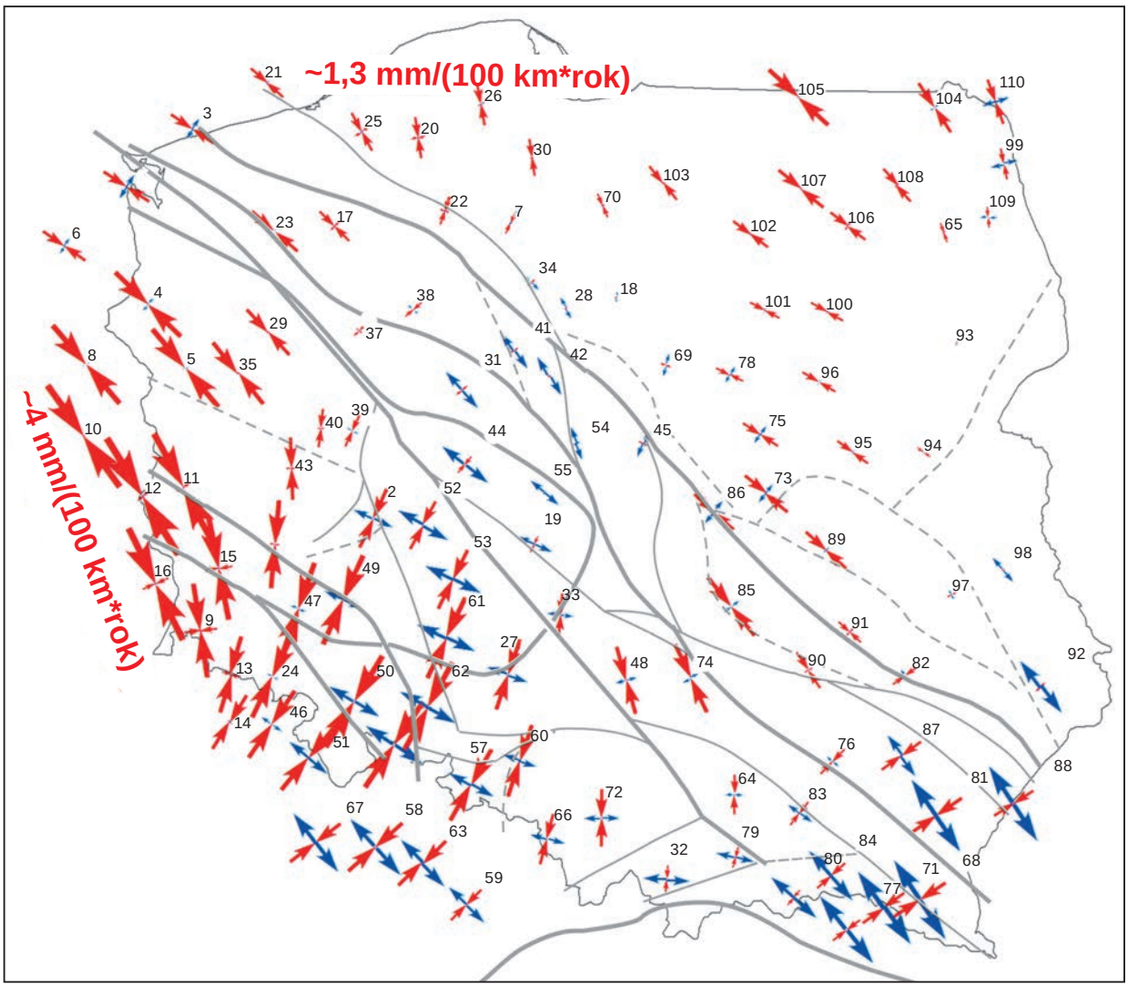


FIG. 7. Kierunki maksymalnego skracania (czerwone strzałki) i rozciągania (niebieskie strzałki) (wg Araszkiewicza i in., 2016, zmodyfikowano). Strzałki wskazują kierunek i tempo odkształcania (proporcjonalne do wielkości strzałek) uśrednione w promieniu 150 km, z większą wagą punktów zbliżonych do lokalizacji strzałki. Skrajne wartości skracania podane są na mapie

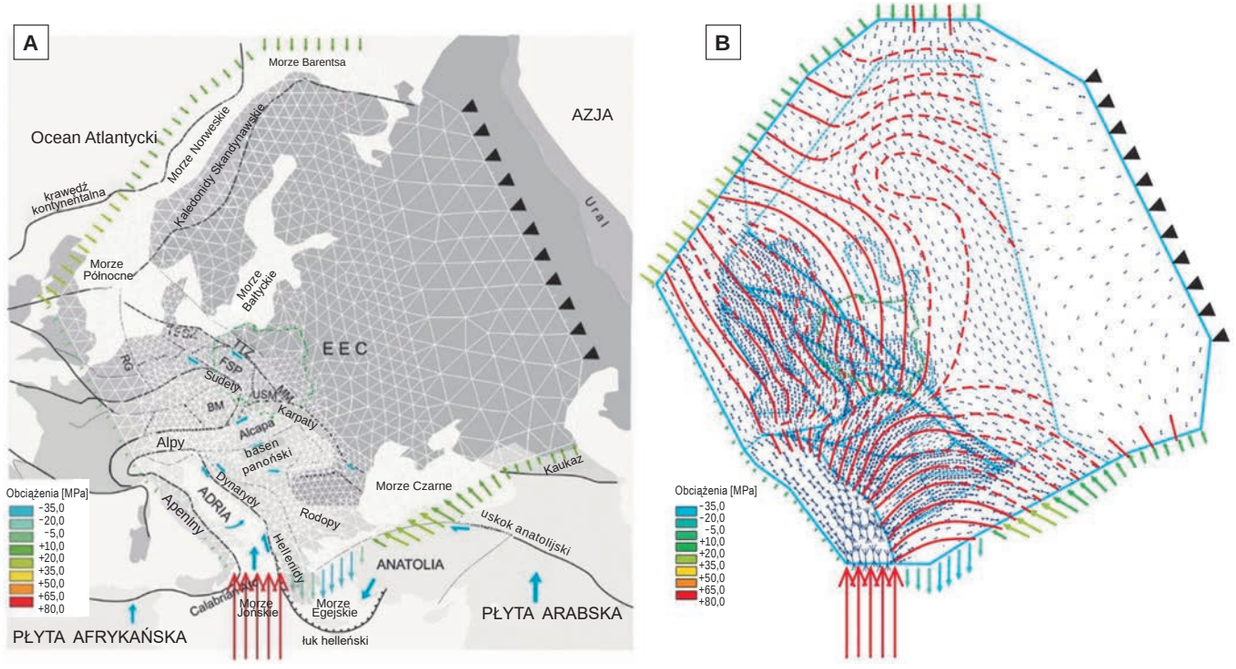


FIG. 8. Wyniki modelowania wielkości naprężeń na krawędziach modelu (znormalizowane do 100 km miąższości litosfery): A z jednostkami strukturalnymi modelu i siatką obliczeniową: BM – Masyw Czeski; EEC – platforma wschodnioeuropejska; FSP – obszar przedsudecki; MM – masyw małopolski; RG – rów Renu; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; USM – masyw górnośląski; **B** z trajektoriami pomierzonych S_{Hmax} (linie czerwone) oraz modelowanymi S_{Hmax} (niebieskie strzałki) (wg Jarosińskiego, 2006b i Jarosińskiego i in., 2006). Wielkości strzałek są proporcjonalne do wielkości naprężeń

Egejskiego wynoszącą –20 MPa (fig. 8B). Na Bałkanach powoduje ona zakrzywienie trajektorii S_{Hmax}, które tworzą łuk opierający się od zachodu na Dynarydach i Hellenidach, a na wschodzie – na południowym brzegu Morza Czarnego (fig. 8B). Tensja ta relaksuje również naprężenia kompresyjne w basenie panońskim, otwierając przestrzeń dla resztkowej ekstruzji bloków ALCAPA i TISA (Jarosiński i in., 2009).

Z kolei w segmencie Morza Marmara dochodzi do zmiany reżimu tensyjnego (–8 MPa) na kompresyjny (+14 MPa). Dalej ku wschodowi w odcinku anatolijskim wzrastająca kompresja jest skośna do uskoku północnoanatolijskiego, w kierunku zgodnym z jego prawoskrętną transpresją. Kompresja od strony Kaukazu i północnego uskoku anatolijskiego propaguje ku N w obręb kratonu (EEC), równoważąc siły nacisku Atlantyku. Dzięki temu model utwierdzony od strony azjatyckiej w sąsiedztwie Uralu nie doznaje istotnych naprężeń skrętnych.

Przedstawione zróżnicowanie obciążeń na krawędzie modelu jest spójne z kinematyką głównych uskoków rozdzielających bloki tektoniczne. Największe niezgodności pomiędzy modelowanymi i obserwowanymi kierunkami naprężeń występują w Skandynawii. Przyczyną tego jest, najprawdopodobniej, nieuwzględnienie w modelu wynoszenia glaciizostatycznego, które na tym obszarze może generować naprężenia przewyższające te o genezie tektonicznej. Zgodnie z wygasającym trendem współczesnego podnoszenia Skandynawii, efekt ten zanika w strefie Morza Bałtyckiego i nie jest już istotny na terenie Polski.

9.5.2. Propagacja naprężeń na obszar Polski

Wyniki modelowania (Jarosiński i in., 2006) wskazują, że współczesne naprężenia w podłożu skalnym Polski są generowane głównie przez siły działające na krawędzie kontynentu. Siły grawitacji związane ze zróżnicowaniem energii potencjalnej grawitacji lub z hipsometrią mają znaczenie jedynie lokalne i/lub sięgają stosunkowo niewielkich głębokości.

W ten sposób nacisk podłoża Oceanu Atlantyckiego i Morza Arktycznego na NW pasywną krawędź kontynentu przenoszony jest efektywnie przez sztywny kraton EEC na obszar NE Polski. Trajektorie S_{Hmax} są tu płynnie ugięte świadcząc o dużej stabilności kratonu. Od strony Wielkiej Brytanii i Morza Północnego kompresja przenoszona jest przez strefę szwu transeuropejskiego (TESZ), stanowiącą melanż bloków tektonicznych rozdzielonych strefami uskokowymi. Naprężenia podlegają tu rotacjom związanym z mobilnością tych bloków.

Z kolei od południa, nacisk od strony Adrii przenoszony jest w dwóch kierunkach – przez Alpy i przez Dynarydy. Przemieszczająca się ku północy Adria napiera na Alpy, w których kompresja jest równoważona przez tensję wzbudzoną potencjałem grawitacyjnym orogenu (Jarosiński i in., 2006). Na północ od Alp ścierają się oddziaływania tektonicznej kompresji orogenu w kierunku północnym oraz kompresji od pasywnej krawędzi Morza Północnego w kierunku SE. W obrębie Masywu Czeskiego aktywne strefy uskoków przesuwczych przyczyniają się do zakrzywienia trajektorii kompresji w kierunku NNW–SSE i NW–SE, które to kierunki dominują na obszarze sudeckim i dalej w głębi zachodniej Polski (Jarosiński i in., 2021).

Z kolei mimośrodowe oparcie Adrii w Alpach powoduje jej lewoskrętną rotację, która wzbudza naskórkową kompresję w Dynarydach, o czym świadczy wysokie tempo odkształceń w orogenie (Porkoláb i in., 2023). Dalej ku NE naskórkowa kompresja jest przenoszona górną warstwą skorupy ziemskiej termicznie osłabionego basenu panońskiego i dalej ku NE, przez mobilny blok ALCAPA, w obręb pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych. Mechanizm naskórkowego nacisku bloku ALCAPA na Karpaty został wymodelowany na przekroju pionowym wzdłuż profilu sejsmiki refrakcyjnej CEL02 (Jarosiński i in., 2011; Jarosiński, 2012). Wyniki modelowania pokazały, że po kilku milionach lat neotektonicznej kompresji, w pryzmie akrecyjnej Karpat mógł zostać ponownie wzbudzony reżim nasunięć, podczas gdy w dolnej skorupie Karpat panować może ciągle reżim uskoków przesuwczych, a nawet normalnych. Rozwarstwienie nacisku górnej i dolnej skorupy bloku ALCAPA może być przyczyną spektakularnych rotacji kierunku S_{Hmax} w Karpatach zewnętrznych. Na przedpole orogenu kompresja jest przenoszona w obręb masywu małopolskiego i kratonu EEC z dolnych partii pryzmy i jej podłoża. Skomplikowany mechanizm przenoszenia naprężeń w poprzek jednostek tektonicznych na linii od Adriatyku po kraton EEC pokazuje wynik modelowania numerycznego reologicznie rozwarstwionej litosfery (fig. 10).

Poza kratonem EEC, w obrębie szeroko pojętej strefy TTZ środkowej Polski ścierają się oddziaływania od strony Alp i Karpat powodując, reaktywację przesuwczą głównych stref uskokowych, o orientacji NW–SE. Jednak tempo przemieszczeń uskokowych jest na tyle małe, że dopuszcza lepką relaksację odkształceń sprężystych, co z kolei sprawia, że sejsmiczność obszaru Polski jest niewielka.

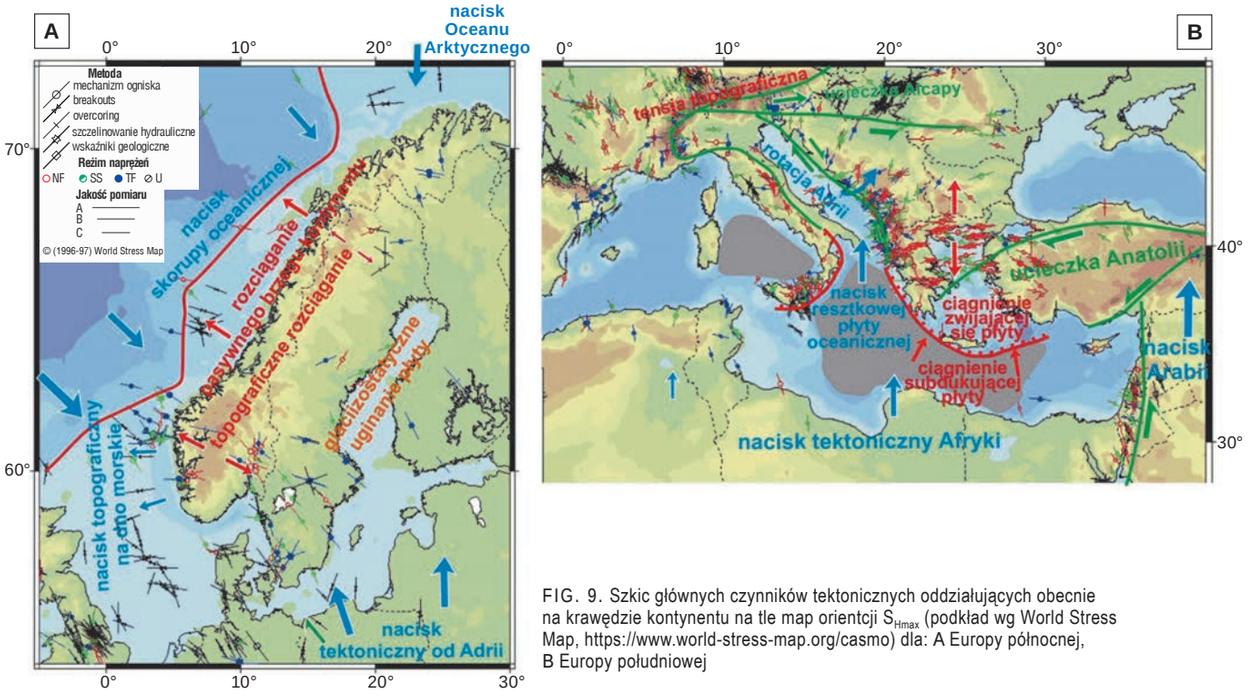


FIG. 9. Szkic głównych czynników tektonicznych oddziałujących obecnie na krawędzie kontynentu na tle map orientcji S_{Hmax} (podkład wg World Stress Map, https://www.world-stress-map.org/casmo) dla: A Europy północnej, B Europy południowej

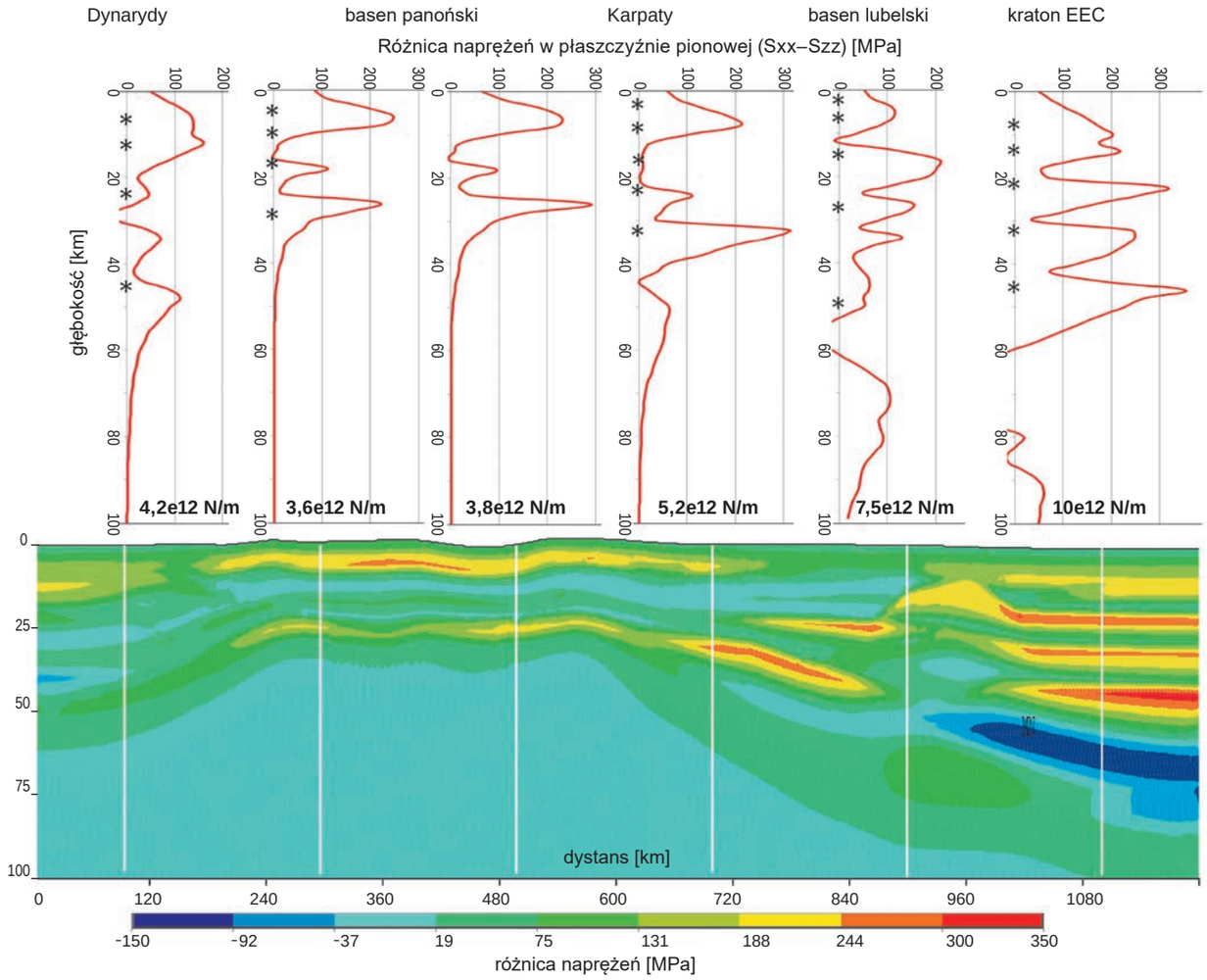


FIG. 10.
Numeryczny model 2D współczesnych naprężeń w obrębie rozwarstwionej reologicznie litosfery do głębokości 100 km. Pokazane są różnice naprężeń w płaszczyźnie modelu z wykresami reprezentatywnymi dla poszczególnych jednostek tektonicznych (wg Jarosińskiego, 2012, zmodyfikowano). Liczby pod wykresami wskazują wytrzymałość litosfery w reakcji na kontrakcję tektoniczną

LITERATURA

Anderson E.M., 1905. The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society, 8: 387–402.

Araszkiewicz A., Figurski M., Jarosiński M., 2016. Erroneous GNSS Strain Rate Patterns and their application to investigate the tectonic credibility of GNSS velocities. Acta Geophysica, 64: 1412–1429.

Coblentz D.D., Richardson R.M., Sandiford M., 1994. On the gravitational potential of the Earth's lithosphere, Tectonics, 13, 929–945.

Gibowicz S.J., 1984. The mechanism of large mining tremors in Poland. *W*: Proceedings of the 1st International Congress on Rockburst and Seismicity in Mines (red. N.C. Guy, E.M. Wainwright): 17–28. Johannesburg, SAIMM.

Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślączka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. Journal of Geophysical Research, 111: B03301.

Gregersen S., Wiejacz P., Dębski W., Domański B., Assinovskaya B., Guterch B., Mantyniemi P., Nikulin V.G., Pacesa A., Puura V., Aronov A.G., Aronova T.I., Grünthal G., Husebye E.S., Sliaupa S., 2007. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 164: 63–74.

Guterch B., 2009. Sejsmiczność Polski w świetle danych historycznych. Przegląd Geologiczny, 57: 513–520.

Havíř J., 2004. Orientations of recent principal stress axes in the Jeseníky region. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 1: 49–57.

Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M., 2018. The World Stress Map database release 2016: crustal stress pattern across scales. Tectonophysics, 744: 484–498.

Jarosiński M.,1994a. Metody pomiaru współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych. Przegląd Geologiczny, 42: 564–569.

Jarosiński M., 1994b. Pomiary kierunków współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy struktur breakouts. Przegląd Geologiczny, 42: 996–1003.

Jarosiński M., 1997. Rozwarstwienie współczesnego pola naprężeń w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. Przegląd Geologiczny, 45: 768–776.

Jarosiński M., 1998. Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. Tectonophysics, 297: 91–119.

Jarosiński M., 1999. Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy zniszczeń ścian otworów wiertniczych breakouts. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 56: 1–144.

Jarosiński M., 2001. Współczesna geodynamika kompleksu paleozoicznego w podłożu Karpat zewnętrznych na podstawie analizy karotaży i rdzenia wiertniczego w otworze Tarnawa-1. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 174: 119–132.

Jarosiński M., 2005a. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.

Jarosiński M., 2005b. Współczesny reżim tektoniczny w Polsce na podstawie analizy testów szczelinowania hydraulicznego ścian otworów wiertniczych. Przegląd Geologiczny, 53: 863–872.

Jarosiński M., 2006a. Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. Geological Quarterly, 50: 303–321.

Jarosiński M., 2006b. Źródła współczesnych naprężeń tektonicznych w Europie Środkowej w świetle modelowań elementami skończonymi. Przegląd Geologiczny, 54: 700–709.

Jarosiński M., 2012. Compressive deformations and stress propagation in intracontinental lithosphere: finite element modeling along the Dinarides-East European Craton profile. Tectonophysics, 526–529: 24–41.

Jarosiński M., Beekman F., Bada G., Cloetingh S., 2006. Redistribution of recent collision push and ridge push in Central Europe: insights from FEM modelling. Geophysical Journal International, 167: 860–880.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Jarosinski M., Beekman F., Matenco L., Cloetingh S., 2011. Mechanics of basin inversion: Finite element modelling of the Pannonian Basin System. Tectonophysics, 502: 121–145.

Jarosiński M., Araszkiewicz A., Bobek K., Gogołek T., 2022. Contemporary state of stress in a stable plate interior (northern Poland): the integration of satellite geodesy, borehole and seismological data. Tectonophysics, 831, 229336.

Jarosiński M., Bobek K., Głuszyński A., Durkowski K., 2021. Present-day tectonic stress from borehole breakouts in the NorthSudetic Basin (northern Bohemian Massif, SW Poland) and its regional context. International Journal of Earth Sciences, 110: 2247–2265.

Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Pachytel R., Trzeciak M., Piłacik A., 2024a. Present-day stress stratification in the lower Palaeozoic shale sequence of the Baltic Basin, northern Poland, inferred from borehole data. Tectonophysics, 890, 230484.

Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Wyglądała M., Kępiński M., 2024b. Are the Carpathians tectonically active?: Geomechanical study in deep boreholes in the outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 890, 230505.

Lizurek G., 2017. Full moment tensor inversion as a practical tool in case of discrimination of tectonic and anthropogenic seismicity in Poland. Pure and Applied Geophysics, 174: 197–212.

Nocquet J.-M., Calais E., Parsons B., 2005. Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe. Geophysical Research Letters, 32, L06308.

Piłacik A., Jarosiński M., 2021. Present-day stress profile in the Baltic Basin sedimentary succession constrained by drilling-induced structures: interpretation uncertainties. Geological Quarterly, 65 (4): 51.

Piña-Valdés J., Socquet A., Beauval C., Doin M.-P., D'Agostino N., Shen Z.-K., 2022. 3D GNSS velocity field sheds light on the deformation mechanisms in Europe: Effects of the vertical crustal motion on the distribution of seismicity. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127: e2021JB023451

Porkoláb K., Broerse T., Kenyeres A., Békési E., Tóth S., Magyar B., Wesztergom V., 2023. Active tectonics of the CircumPannonian region in the light of updated GNSS network data. Acta Geodaetica et Geophysica, 58: 149–173.

Röckel T., Lempp C., 2003. Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. Erdöl-Erdgas-Kohle, 119: 73–80

Špaček P., Sýkorová Z., Pazdírková J. Švancara J., Havíř J., 2006. Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). Studia Geophysica et Geodaetica, 50: 233–258.

Wiejacz P., 1994. An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. Acta Geophysica Polonica, 42: 169–176.

Zoback M. D., Moos D., Mastin L., Anderson R.N., 1985. Wellbore breakouts and in situ stress. Journal of Geophysical Research, 90: 5523–5530.



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

państwowa służba
geologiczna

ul. Rakowiecka 4,
00-975 Warszawa

pgi.gov.pl

ISBN 978-83-68751-29-1